

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



Российская Академия Наук



Лёд и Снег Ice and Snow



2025,
65, № 3



НАУКА
— 1727 —

Том



Российская Академия Наук

ЛЁД И СНЕГ / ICE AND SNOW

2025 Том 65 № 3 Июль — Сентябрь

Основан в 1961 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)

*Журнал издаётся под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Состав редколлегии:

Главный редактор — академик РАН В.М. Котляков
Ответственный секретарь редколлегии — канд. геогр. наук О.В. Рототаева
Редактор — С.П. Горбунова

Члены редколлегии:

канд. геогр. наук Н.А. Володичева,
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),
д-р П.Я. Гройсман (США), д-р геогр. наук В.Г. Коновалов, д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич,
канд. геогр. наук С.С. Кутузов, канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,
канд. геогр. наук А.А. Медведев, д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, чл.-корр. РАН А.В. Панин, канд. геогр. наук Д.А. Петраков,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция), д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский, академик В.А. Семёнов,
канд. геогр. наук С.А. Сократов, чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук А.В. Сосновский, канд. геогр. наук П.А. Торопов, д-р геол.-минер. наук В.Е. Тумской,
канд. геогр. наук А.С. Турчанинова, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief — Academician Vladimir M. Kotlyakov
Editorial Secretary — Oksana V. Rototaeva
Editor — Svetlana P. Gorbunova

Members of the editorial board:

K.V. Chistyakov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-In-Chief), P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova,
V.G. Kononov, N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev,
V.N. Mikhailenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, A.V. Panin, D.A. Petrakov, V.V. Popova,
D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,
O.N. Solomina (deputy of the Editor-In-Chief), A.V. Sosnovsky, P.A. Toropov,
A.S. Turchaninova, V.E. Tumskey, N.A. Volodicheva

В подготовке журнала принимали участие:
Л.Н. Тарасова и Л.В. Набокова

Адрес редакции: 117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН
Тел.: +7 (499) 124-73-82

E-mail: icesnow@pran.ru, ice-snow@igras.ru
Сайты: <https://icesnowras.ru>, <https://ice-snow.igras.ru>

Фото на обложке:

Вертолёт Лама компании Хелиэкшн после выгрузки экспедиции
Института географии РАН на Караугомское плато, 12.06.2025. Фото И.И. Лаврентьева.
The helicopter Lama of the Heliacion company after delivering the expedition
of the Institute of Geography RAS to the Karaugom Plateau, 12 June 2025. Photo by I.I. Lavrentiev

Москва

ФГБУ «Издательство «Наука»

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

— 2025, Том 65, № 3 —

Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

2025, том 65, номер 3

Исследования Института географии РАН на Караугомском плато на Кавказе в 2025 г.

В. Н. Михаленко, И. И. Лаврентьев, М. А. Воробьёв, А. Г. Хайрединова 376

Ледники и ледниковые покровы

Устойчивость структуры полей внешнего массообмена ледника Джанкуат

А. М. Чеховских, В. В. Поповнин, А. С. Губанов 378

Особенности динамики ледников с обломочным чехлом Безенги и Башкара на Центральном Кавказе

М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин, Р. Х. Калов, А. Р. Акаев 397

Снежный покров и лавины

Автоматизированное дешифрирование многозональных космических снимков для распознавания высоты снежного покрова на примере Западной Якутии

С. В. Калиничева, А. Н. Петрова, В. П. Семенов 411

Результаты наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова в районе НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” (Северная Земля)

Н. Л. Секисов, И. И. Василевич, И. Л. Калюжный 422

Тепловой режим многолетнемерзлых пород в скважине в зависимости от мощности снежного покрова в районе полярной станции “Остров Самойловский” (дельта Лены)

И. И. Фадеева, А. А. Дучков, Д. Е. Аюнов 432

Особенности микроволновых измерений криосферных образований с использованием БПЛА

А. А. Гурулев, В. А. Казанцев, А. К. Козлов 447

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова полуострова Ямал

Н. Ю. Факашук, О. Л. Опокина, А. В. Хомутов, Ю. А. Дворников 461

Морские, речные и озёрные льды

Изменение ледовитости морей Российской Арктики в XXI веке по результатам климатических моделей проекта CMIP6

С. В. Цедрик, Р. И. Май 476

Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и связь его площади со скоростью ветра по данным спутниковых наблюдений и реанализа

Е. В. Львова, Е. В. Заболотских 487

Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования и продолжительности ледовых явлений на Белом море по данным спутниковых и натурных наблюдений за 1980–2020 гг.

В. Н. Баклагин 502

Подземные льды и наледи

Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) повторно-жильных льдов у южной границы их распространения вблизи города Лабытнанги

Ю. Н. Чижова, Л. П. Кузякин, Ю. К. Васильчук, З. М. Рогова, А. В. Дунаев 518

CONTENTS

2025, vol. 65, no. 3

Studies of the Institute of Geography RAS on the Karaugom Plateau in the Caucasus, 2025

V. N. Mikhaleiko, I. I. Lavrentiev, M. A. Vorobyov, A. G. Khairudinova

376

Glaciers and Ice Sheets

Structure stability of external mass turnover fields of the Djankuat Glacier

A. M. Chekhovskikh, V. V. Popovnin, A. S. Gubanov

378

Features of the dynamics of Bezengi and Bashkara glaciers with a debris cover in the Central Caucasus

M. Yu. Bekkiev, M. D. Dokukin, R. Kh. Kalov, A. R. Akaev

397

Snow Cover and Avalanches

Automated interpretation of multi-zone space images for snow depth recognition:
the case of Western Yakutia

S. V. Kalinicheva, A. N. Petrova, V. P. Semenov

411

Observational results of evaporation from the snow cover surface at the research
base "Ice Station "Cape Baranova" (Severnaya Zemlya)

N. L. Sekisov, I. I. Vasilevich, I. L. Kalyuzhny

422

Thermal regime of permafrost in the borehole depending on the snow cover thickness
in the area of the polar station "Samoilovsky Island" (Lena River delta)

I. I. Fadeeva, A. A. Duchkov, D. E. Ayunov

432

Features of microwave measurements of cryospheric formations using UAVs

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

447

Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of snow cover on the Yamal Peninsula

N. Yu. Fakashchuk, O. L. Opokina, A. V. Khomutov, Yu. A. Dvornikov

461

Sea, River and Lake Ice

Changes in the ice cover of the Russian Arctic seas in the 21st century based on the results
of climate models of the CMIP6 project

S. V. Tsedrik, R. I. May

476

Variability of the Pechora Sea ice area and the relationship between its area and wind speed
according to satellite observations and reanalysis data

E. V. Lvova, E. V. Zabolotskikh

487

Long-term variability of the timing of freezing and the duration of ice phenomena in the White Sea
based on satellite and in situ observations for 1980–2020

V. N. Baklagin

502

Ground Ice and Icings

Isotopic signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of ice wedges at southern limit of their distribution near the city
of Labytnangi (Yamal Peninsula)

Yu. N. Chizhova, L. P. Kuzyakin, Yu. K. Vasil'chuk, Z. M. Rogova, A. V. Dunaev

518

ИССЛЕДОВАНИЯ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ РАН НА КАРАУГОМСКОМ ПЛАТО НА КАВКАЗЕ В 2025 г.

© 2025 г. В. Н. Михаленко*, И. И. Лаврентьев, М. А. Воробьёв, А. Г. Хайрединова

Институт географии РАН, Москва

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

Поступила 24.03.2025 г.

После доработки 11.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Studies of the Institute of Geography RAS on the Karaugom Plateau in the Caucasus, 2025

© 2025 V. N. Mikhalenko[#], I. I. Lavrentiev, M. A. Vorobyov, A. G. Khairedinova

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow

[#]e-mail: mikhalenko@igras.ru

DOI: 10.7868/S2412376525030013

В период с 12 по 16 июня 2025 г. экспедиция Института географии РАН в рамках подготовки к глубокому керновому бурению, намеченному на 2027 г., провела рекогносцировочные исследования в области питания ледника Караугом на территории Республики Северная Осетия-Алания. Этот ледник — второй по величине на Северном Кавказе после ледника Безенги. Его площадь по состоянию на 28.08.2018 составляет 23.81 км² (Хромова и др., 2021). Задача работ была в том, чтобы выяснить палеогеографический потенциал области его питания в самой высокой юго-восточной части, известной как Караугомское плато, которая ограничена вершинами Уилпата (4649 м), Сонгути (4460 м) и Скатином (4451 м). Группа из четырёх человек была доставлена вертолётom на высоту 4061 м над ур. моря. На леднике (в точке с 43.801461 с.ш., 42.786468 в.д.) выполнялось бурение скважины с отбором керна до глубины 15.44 м (рисунок) и измерение температуры снега и фирна. Детальное стратиграфическое описание проводилось с точностью до 1 см как для керна, так и в снежном шурфе глубиной 3.02 м, который был заложен вблизи скважины. Плотность снега и фирна в керне измерялась на месте работ так же, как и для снега в шурфе. Ещё были отобраны образцы снега и фирна для определения изотопного состава кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}$, δD) с шагом 10 см. Результаты этих определений помогут выявить границу сезонного снега и фирна, не различимую визуально, и сделать вывод о наличии сезонной цикличности изотопного ($\delta^{18}\text{O}$, δD) и геохимического состава и степени влияния талых вод на сохранность климатического сигнала.

Толщина ледника и снежно-фирновой толщи измерялась при помощи георадара ОКО-3 Тритон с антеннами 50 и 100 МГц на площади 0.4 км². Длина профилей зондирования составила 9.5 км.

Толща сезонного снега в момент проведения исследований ещё сохранила зимний запас холода. Температура снега варьировала от -4°C на поверхности до -8°C на глубине 2.4 м. Весь изученный разрез представлен снегом и фирном, отмечены лишь единичные 1-см ледяные прослойки. Глубже 10 м фирновая толща была изотермична с температурой -1°C . Толщина прослоев инфильтрационного льда варьировала от 2–3 до 14 см. Предварительная обработка радиолокационных данных показала, что толщина фирна в исследованной области составляет 25–30 м. На данном участке области аккумуляции ледника Караугом сохраняется слабо-отрицательный температурный режим снежно-фирновой толщи. Все нижерасположенные участки области питания представлены тёплой фирновой зоной.

Благодарности. Авторы выражают благодарность О. Шишкову и А. Давыдову за вертолётное обеспечение работ и В.И. Мицкевичу за логистическую поддержку. Финансирование проекта осуществлялось за счёт средств гранта РНФ 25-17-00070. Работы проводились на территории Национального парка «Алания».

Acknowledgments. The authors would like to thank O. Shishkov and A. Davydov for helicopter support and V.I. Mitskevich for logistical support. The project was funded by RNF grant 25-17-00070. The work was carried out in the territory of the Alania National Park.



Рис. Бурение на Караугомском плато, 13.06.2025; фото В.Н. Михаленко

Fig. Drilling on the Karaugom Plateau, 13 June 2025; photo by V.N. Mikhalenko

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

REFERENCES

Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>

Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Catalogue of Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian]

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.32

УСТОЙЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ВНЕШНЕГО МАССООБМЕНА ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ

© 2025 г. А. М. Чеховских*, В. В. Поповнин, А. С. Губанов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**e-mail: chehovskiy.medved@yandex.ru*

Поступила в редакцию 17.04.2025 г.

После доработки 17.06.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Выявлены пространственные закономерности распределения баланса массы и его компонентов на леднике Джанкуат. На примере пятилетнего интервала 2019/20–2023/24 гг. количественно оценены подобие полей и устойчивость их внутренней структуры во времени при допущении о неизменности ледникового рельефа.

Ключевые слова: ледник, Кавказ, аккумуляция, абляция, баланс массы, структура поля, пространственно-временная изменчивость, межгодовая устойчивость

DOI: 10.7868/S2412376525030029

ВВЕДЕНИЕ

Ключевыми показателями массообмена ледников и эволюции наземного оледенения являются баланс массы и его компоненты — аккумуляция и абляция. Исследование распределения этих величин по поверхности горного ледника имеет научную значимость в контексте изучения пространственно-временной устойчивости их полей, а с прикладных позиций существенно облегчает косвенную экстра/интерполяцию измеренных значений на недоступные участки для точного определения вещественного баланса. Применительно к гляциологическим полям устойчивость заключается в постоянстве взаиморасположения абсолютных и нормированных экстремумов балансовых параметров, а также относительной стабильности нормированных значений в одних и тех же точках пространства в разные годы.

Схожее межгодовое распределение величин компонентов баланса массы проявляется из-за доминирующего влияния рельефа ледника и медленного изменения его характеристик (высота, крутизна, экспозиция, кривизна) во времени. Аккумуляция и абляция зависят от множества факторов и процессов, которые ежегодно создают неповторимую картину распределения

максимальных и минимальных значений балансовых величин. Несмотря на единый набор факторов, межгодовые различия полей компонентов баланса массы решающим образом зависят от изменчивости внешних процессов: метелевого и лавинного перераспределения, обвально-осыпных процессов, летних снегопадов и др. Вышеперечисленные динамические процессы приводят не только к ежегодному колебанию локальных величин снегозапасов и таяния, но и к смещению ареалов повышенных и пониженных величин от года к году.

Основоположник работ по исследованию полей массообмена отдельных горных ледников и оценке их устойчивости — А.Н. Кренке (Гросвальд и др., 1973). На леднике Марух (Западный Кавказ) по данным многолетних наблюдений для каждой точки ледника был рассчитан коэффициент вариации набора нормированных (по общеледниковому для данного года) значений. В результате расчётов сделан вывод о большей устойчивости поля аккумуляции в фирновой области, чем на языке ледника, а также о меньшей изменчивости поля абляции относительно поля аккумуляции. Последующие отечественные наблюдения подтвердили актуальность проблемы устойчивости внутренней структуры полей внешнего массообмена (см., например,

Меншутин, 1977; Волошина, 1981; Ледник ..., 1988; Кунахович, 1989).

Исследования устойчивости балансовых полей проводились и на кавказском леднике Джанкуат, где наиболее изученным полем внешнего массообмена является поле аккумуляции (Поповнин, 2000; Петраков, 2000; Пастухов, 2011; Чеховских, 2021). Методика оценки устойчивости полей ледника Джанкуат, разработанная В.В. Поповниным (1989), основана на функциональной связи балансовой величины в точке снегосъёмки с общеледниковым и зональным (по учрежденной системе высотно-морфологических зон (ВМЗ)) значением.

Исследования зарубежных авторов, посвящённые пространственной устойчивости полей снегонакопления и таяния на горных ледниках, встречаются значительно реже (Wamsley, 2015). Фокус многих работ сконцентрирован на оценке влияния характеристик рельефа, метелевого переноса и солнечной радиации на межгодовую изменчивость локальных значений компонентов баланса массы без анализа изменений внутренней структуры их полей во времени (Hodgkins et al., 2006; Dadic et al., 2010; McGrath et al., 2015; Florentine et al., 2018).

Изучение пространственно-временной изменчивости полей по архивам картографических материалов, накопленных в ходе многолетних масс-балансовых измерений, актуально и в настоящее время. Одним из аспектов практического применения результатов является определение местоположения участков поля с минимальной вариацией нормированных значений для вспомогательных косвенных расчётов при экстраполяции прямых измерений на 100% территории ледника. Классификация полей по снежности зим и радиационным особенностям периодов абляции позволит определить особенности внутренней структуры полей внутри каждой группы лет, облегчит процедуру расчётов и увеличит точность оценок. Кроме того, использование полей внешнего массообмена в качестве входных параметров масс-балансового блока современных гляциологических моделей и теория устойчивости этих полей во времени явно повысят качество прогноза эволюции ледников, поскольку недоучёт факта быстрых изменений в их морфологии, нарушающих полученные ранее закономерности, может привести к неверным итогам моделирования (Florentine et al., 2018).

Наблюдаемое сокращение оледенения происходит на фоне климатических колебаний,

приводящих к значительным переменам облика ледников и изменению величин приходной и расходной частей баланса массы. Изменение морфометрии ледника сопровождается сменой условий аккумуляции и абляции и отражается на очертаниях полей масс-балансовых характеристик. В ходе полевых наблюдений на леднике Джанкуат и для последующего построения полей компонентов баланса массы используются топографические карты ледника, которые обновляются с периодичностью 4–10 лет. В балансовые расчёты вводится допущение о стационарности рельефа ледника между съёмками и временном отсутствии влияния изменений рельефа на устойчивость полей. В работе проведён пространственно-временной анализ распределения величин аккумуляции, абляции и баланса массы и оценена устойчивость полей внешнего массообмена ледника Джанкуат в 2019/20–2023/24 гг.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ

Ледник Джанкуат находится в Кабардино-Балкарской Республике в верховьях долины Адыл-су на северном макросклоне центрального сектора Главного Кавказского хребта в интервале абсолютных высот 2740–3670 м. Он относится к типу долинных ледников и объединяет ледовые потоки из верхнего и нижнего цирков, со склонов горы Уя-тау и с Джантуганского фирнового плато (рис. 1). Результаты непрерывных с 1967 г. масс-балансовых наблюдений свидетельствуют о прогрессирующей деградации ледника и отрицательном кумулятивном балансе массы (WGMS, 2023).

Общая черта 2019/20–2023/24 балансовых лет, как и всех прочих после 2004/05 г., — отсутствие положительных значений вещественного баланса ледника Джанкуат (табл. 1). Величины аккумуляции и абляции ежегодно превышали многолетнее значение (с 1967/68 г.), что отражает господствующие тренды за весь период мониторинга. Балансовые годы значительно отличались друг от друга по условиям снегонакопления, продолжительности периода абляции и интенсивности таяния.

Сезон 2019/20 г. характеризовался резко отрицательным балансом массы ледника. Положительная аномалия летней температуры воздуха и нехарактерно длительный период таяния с мая по октябрь значительно превысили эффект мягкой и многоснежной зимы (+21% к многолетней

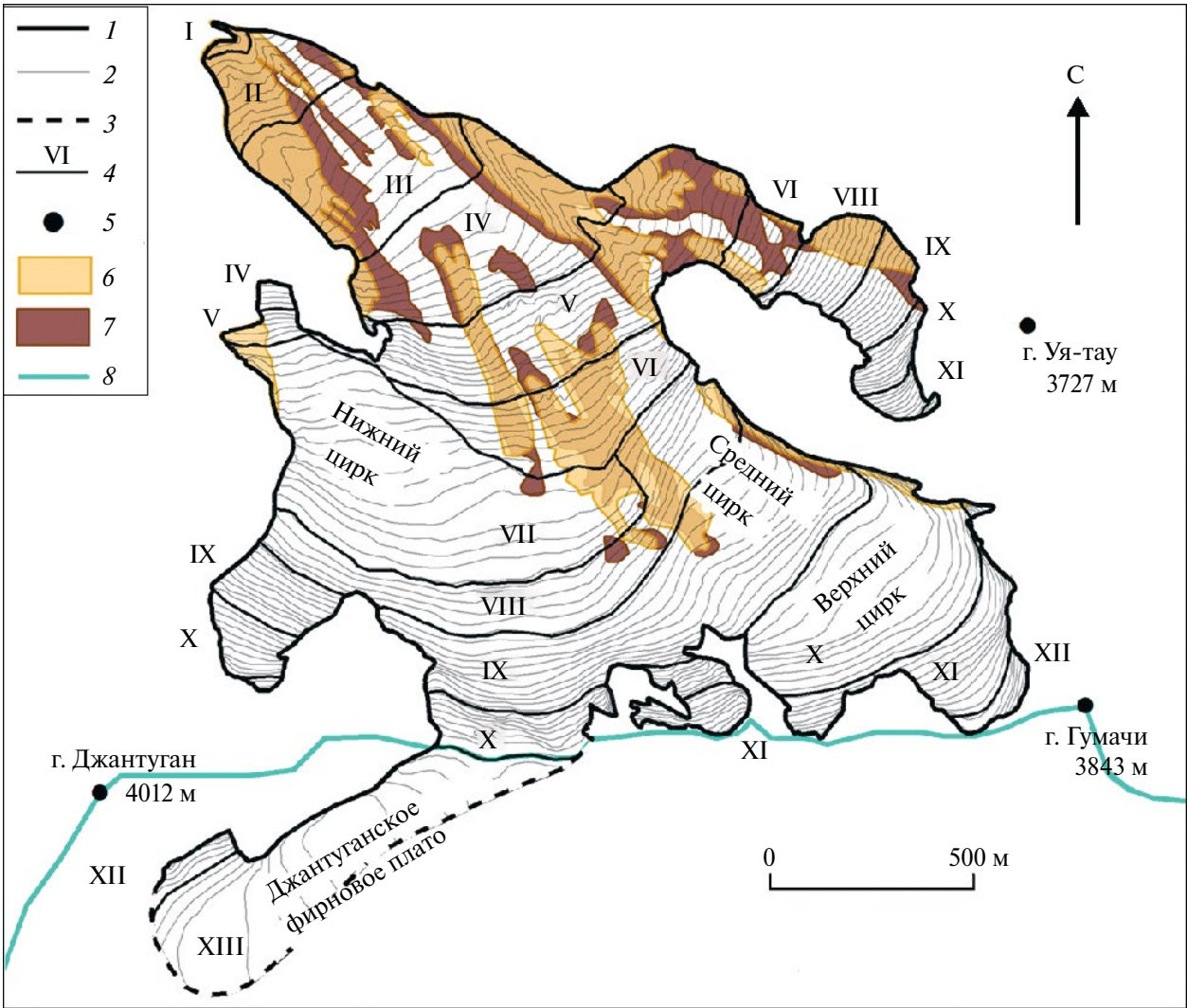


Рис. 1. Схема ледника Джанкуат по топооснове 2018 г.: 1 – граница ледника; 2 – горизонтали (через 10 м); 3 – ледораздел; 4 – границы высотно-морфологических зон (ВМЗ) и их нумерация (I–XIII); 5 – вершины и их абсолютная высота, м; 6 – чехол поверхностной морены в 2018 г.; 7 – приращение площади поверхностной морены за 2018–2022 гг.; 8 – Главный Кавказский хребет

Fig. 1. Djankuat Glacier, status 2018: 1 – glacier boundary; 2 – 10 m isohypses; 3 – ice divide; 4 – numeration, I–XIII, of the alti-morphological zones and their boundaries; 5 – summits and their elevation, m a.s.l.; 6 – debris cover in 2018; 7 – debris cover areal increment in 2018–2022; 8 – Main Caucasus Rudge

Таблица 1. Значения аккумуляции, абляции и баланса массы ледника Джанкуат в 2019/20–2023/24 гг.

Балансовый год	Аккумуляция, мм вод.экв.	Абляция, мм вод.экв.	Баланс массы, мм вод.экв.
2019/20 г.	2990	–4360	–1370
2020/21 г.	3290	–3460	–170
2021/22 г.	2960	–3550	–590
2022/23 г.	3040	–3110	–70
2023/24 г.	3070	–3660	–590
Среднее с 1967/68 г.	2530	–2866	–335

норме), в результате чего был установлен абсолютный рекорд абляции за все годы мониторинга с 1967/68 г. (Poroynin et al., 2024).

Особенность 2020/21 г. — интенсивный сход снежных лавин в весенний период и раннее окончание балансового года (23.09.2021). Этот сезон стал третьим по многоснежности с начала наблюдений на леднике Джанкуат. Тем не менее из-за интенсивного таяния в мае–июне абляция ледника была заметно выше среднегодовой и превысила аккумуляцию на 170 мм вод. экв.

В 2021/22 г. величина аккумуляции была близка к среднегодовой норме, а абляция превысила её на четверть. Зима была относительно мягкая и тёплая, весеннее межсезонье продолжалось дольше обычного, из-за чего водоотдача из снежного покрова началась лишь к концу первой декады июня.

Баланс массы в 2022/23 г. был наиболее близок к положительному; этот год был самым благоприятным для ледника за весь пятилетний период. В условиях пониженного фоновое снегонакопления отложения лавинного снега сохранялись в течение всего сезона абляции даже на языке. Абляция в 2022/23 г. была наименьшей за 5 лет и максимально приближалась к среднегодовой величине. 2023/24 год по балансовым показателям был близок к медианному значению последних 15 лет. Распределение величин максимального водозапаса соответствовало многолетнему, а сезон абляции отличался положительной аномалией температуры воздуха в сентябре.

Таким образом, рассматриваемые годы довольно сильно различаются между собой: рекордный по абляции 2019/20 г., относительно благоприятные 2020/21 и 2022/23 гг., когда величина баланса массы максимально приближалась к положительным значениям, и “средние” 2021/22 и 2023/24 годы.

МЕТОДИКА МАСС-БАЛАНСОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

За весь 57-летний период мониторинговых работ на леднике Джанкуат методика измерений принципиально не менялась, отличаясь детальностью и комплексностью (Poroynin et al., 2024). Параллельное использование в ледниковом бассейне гляциологических, геодезических и гидрометеорологических методов расчёта массоэнергообмена ледника предоставляет возможность критического анализа результатов и корректного

вычисления показателей эволюции опорного ледника Центрального Кавказа (Rets et al., 2019). Необходимость получения достоверных данных о геометрии ледника на разные временные срезы требовала периодического обновления его топоосновы. За период наблюдений с 1967 по 2024 г. создано девять детальных топооснов масштаба 1:10 000 с охватом площади всего ледника. С 2019/20 балансового года для всех балансовых расчётов применяется топооснова 2018 г., построенная по стереопарам космических снимков Pleiades и SPOT-6.

Расчёт баланса массы b_n на леднике Джанкуат традиционно следует стратиграфической системе STR, исходя из алгебраической суммы зимнего b_w и летнего b_s балансов. Измерения аккумуляции включают площадную снегомерную съёмку (ручное зондирование или георадарное профилирование) и плотномерные работы в шурфах. В период 2019–2024 гг. количество пунктов снегомерной съёмки варьировало в пределах 318–429 точек, плотность снежного покрова измерялась в II, IV (область абляции), VII, X (область аккумуляции) областях высотноморфологической зоне (далее — ВМЗ). Абляцию измеряли по 40–55 рейкам, что превышает рекомендуемую густоту реек 10–20 км⁻² для высшего класса наблюдений (Hoinkes, 1964). Для получения истинных значений в расчёт аккумуляции и абляции вводилась серия поправок на декремент абляции (внутреннее питание), обтаивание стенок трещин, подморенное таяние (Poroynin et al., 2024). Ошибка определения сезонной абляции в точке не превышает 1% (Дюргеров, 1986), точность измерения аккумуляции в пункте зондирования составляет 2.5 см снега, или ≈12.5 мм вод.экв. (Пастухов, 2011).

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ПОЛЕЙ ВНЕШНЕГО МАССООБМЕНА

Маршрутные снегосъёмки и сеть абляционных реек не покрывают всю площадь ледника из-за недоступности и опасности некоторых участков. Их суммарная доля не превышает 8–10% общей площади ледника. Для распространения на них значений максимальных водозапасов ранее был разработан и до сих пор применяется физико-географический подход, основанный на картографировании подъёма сезонной снеговой линии в течение периода абляции (Поповнин, 1989). Экстраполяция абляционных данных на недоступные участки производится методами

факторного анализа по рекомендации М.Б. Дюргера (Ледник ..., 1978).

Несмотря на то что схема размещения шурфов, абляционных реек и (в меньшей степени) снегомерных пунктов по возможности наследуется из года в год, она лишена ежегодной жёсткой привязки к местности. Для построения полей и получения континуальных поверхностей используется сетка со стороной квадрата 50×50 м на местности, ориентированная по осям географических координат и покрывающая 100% площади ледника. Для получения значений балансовых параметров в узлах сетки применяются описанные выше методы интерполяции/экстраполяции значений из пунктов измерения водозапаса и таяния. Далее выполняется визуализация пространственного распределения аккумуляции, абляции и баланса массы с применением программы ESRI ArcMap Desktop 10.6, в которой методом Kriging (Spatial Analyst Tools — Interpolation — Kriging) интерполируются значения между узлами регулярной сетки. На заключительном этапе построенная карта корректируется вручную с учётом многолетних закономерностей распределения балансовых величин, так как автоматическое проведение изолиний программными инструментами не всегда верно отражает особенности локального распределения величин вблизи моренных валов, ледопадов и других форм мезорельефа поверхности ледника. Построение поля баланса массы производится взаимным наложением полей обоих его компонентов.

Впервые картографирование полей аккумуляции ледника Джанкуат выполнено в 1976 г., а с 1987/88 г. в практику масс-балансовых расчётов внедрено использование регулярной сетки для систематизации полевых измерений (Поповнин, 1989). В 1988 г. ледник покрывали 1246 узлов, тогда как на топооснове 2018 г. насчитывается только 925 узлов, что вызвано сокращением площади ледника.

Анализ подобия и оценка устойчивости полей за 2019–2024 гг. выполнены по значениям аккумуляции, абляции и баланса массы в узлах сетки.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЕЙ 2019–2024 ГГ.

Визуальный анализ масс-балансовых полей ледника Джанкуат обнаруживает черты их подобия и выявляет некоторые закономерности пространственного распределения исследуемых параметров (рис. 2). Очевидно, что главный фактор

изменения величин максимального водозапаса и суммарного таяния — абсолютная высота местности: с ростом высоты наблюдается увеличение значений аккумуляции и уменьшение значений абляции.

Поле аккумуляции ледника Джанкуат характеризуется повышенным водозапасом у подножья крутого скального обрамления ледника (вершины Уя-тау, Джантуган, Гумачи, пик Деберля, скалы Аристовы), в тыловых частях и на днищах верхнего и нижнего цирков, где накапливаются значительные объёмы лавинного снега (см. рис. 2, а). Джантуганское плато (XIII ВМЗ), расположенное к югу от Главного Кавказского хребта и соединяющееся с основным телом ледника через ледопад, отличается крайне высокими значениями аккумуляции (в среднем за 2019–2024 гг. около 4050 мм вод. экв., за 57 лет — порядка 3900 мм вод. экв. при максимуме 5610 мм вод экв. в 2017/18 г.).

Пониженные водозапасы присущи участкам ледника над уступами скального ложа и ригелями, проявляющимися в рельефе ледника как зоны трещин и ледопады. К ним относятся участок между Джантуганским плато и остальной частью ледника, область разломов между верхним и средним цирками, ниже среднего цирка, между нижним цирком и языком ледника. Постоянный дефицит снеготопливных запасов отмечен в левой части языка, занятого поверхностной мореной, в краевой части ледника в низовьях нижнего цирка, на срединной морене между ледовым потоком из-под горы Уя-тау и языком ледника. Причина этого — интенсивная дефляция свежевыпавшего снега с положительных форм рельефа и нечётких бровок на переходе от пологих поверхностей к крутопадающим участкам.

Поле абляции имеет меньшие пространственные градиенты таяния по сравнению с полем аккумуляции (см. рис. 2, б). После высоты второй по значимости фактор интенсивности абляции — толщина поверхностной морены, распространённой вплоть до IX ВМЗ ледника. Моренный покров имеет двойное влияние на абляцию: при толщине слоя морены менее 7–9 см величина подморенного таяния превышает абляцию чистого льда, при дальнейшем увеличении толщины морены происходит уменьшение таяния до его полного прекращения (Bozhinskiy et al., 1986; Verhaegen et al., 2024). Эффект усиления либо ослабления абляции в зависимости от мощности моренного чехла накладывается на закономерность уменьшения абляции с высотой и нарушает её, приводя к существенной

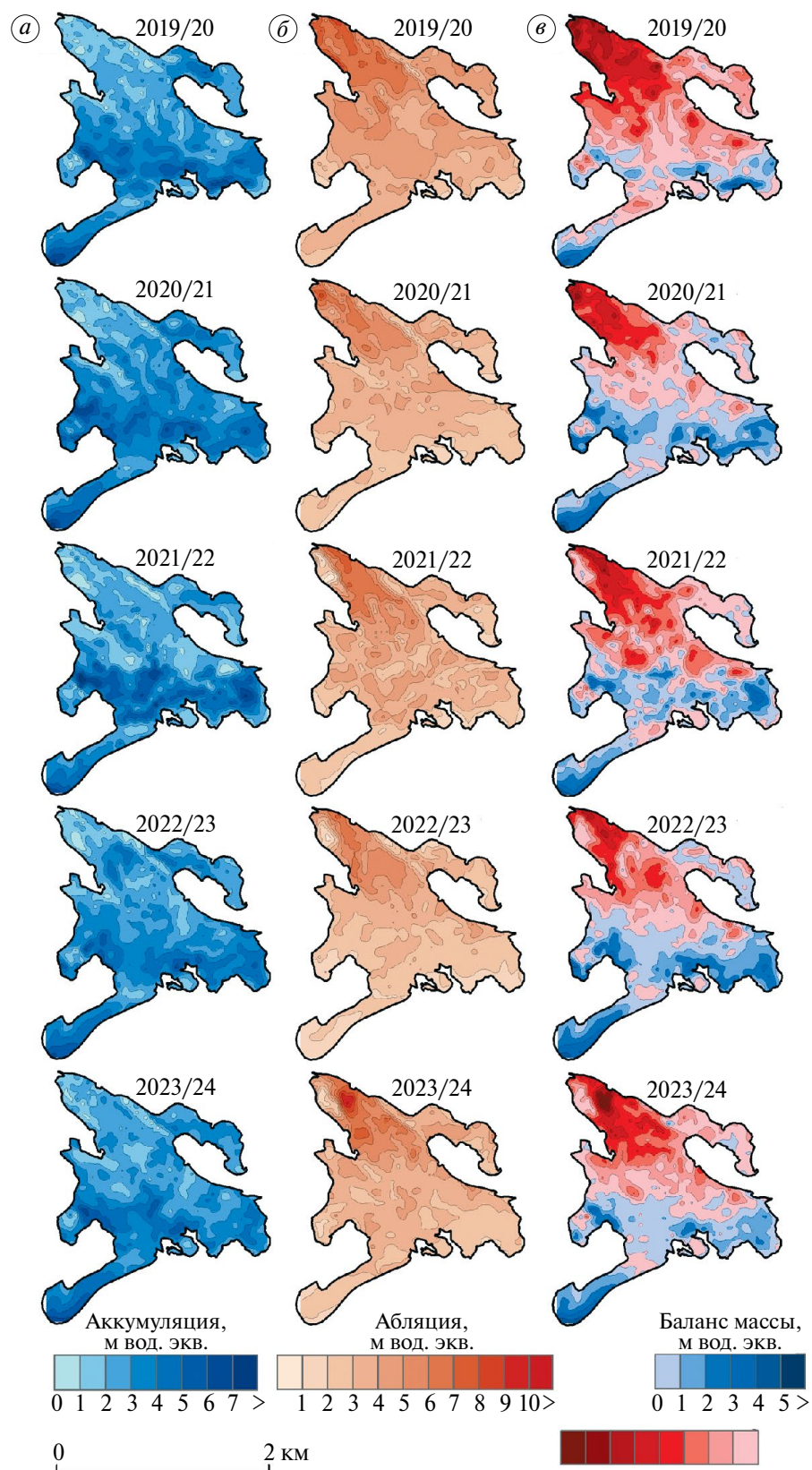


Рис. 2. Поля аккумуляции (а), абляции (б) и баланса массы (г) ледника Джанкуат с 2019/20 по 2023/24 г.
Fig. 2. Accumulation (a), ablation (b) and mass balance (g) fields of the Djankuat Glacier in 2019/20–2023/24

дифференциации поля абляции по темпам убыли вещества. Так, в 2023/24 г. в III ВМЗ максимальные значения абляции чистого льда достигали 10 000 мм вод. экв., тогда как в области распространения мощной поверхностной морены не превышали 4000 мм вод. экв.

Малые величины абляции (менее 1000 мм вод. экв.) отмечены вдоль срединной морены, в левой части языка ледника и на затенённой фирново-ледяной облицовке, имеющей преимущественно северную экспозицию и крутизну поверхности более 30°. В очертаниях поля абляции визуально распознаются моренные гребни, тянущиеся несколькими параллельными полосами от IX до IV ВМЗ (см. рис. 1) и образованные мощными скальными обвалами с Главного Кавказского хребта в 2000-х годах. Морено-сёмка, проведённая в августе 2022 г., показала существенное увеличение площади (+16% за 2018–2022 гг.) и средней толщины (с 54 до 60 см за 2010–2022 гг.) морены.

Структура *полей баланса массы* ледника Джанкуат сочетает обоюдные тенденции подобия полей аккумуляции и абляции: постепенный переход от отрицательных к положительным значениям баланса массы с увеличением высоты, особо положительный баланс в зонах лавинного снегонакопления и максимальную потерю льда на фронте ледника (см. рис. 2, в).

Исследуемые поля баланса массы в части потока со склона горы Уя-тау характеризуются преимущественно отрицательными значениями и их малой вариацией. В этой части ледника влияние лавинной аккумуляции отражается только на подножии склона, тогда как подавляющая площадь склона относится к зоне транзита снежных лавин, где пониженные в итоге снеготранспорты усугубляются интенсивной абляцией снега в течение поздней весны и первой половины лета. Вследствие господствующих из года в год отрицательных значений баланса на этом склоне логично ожидать здесь в ближайшие сезоны кардинального сокращения площади оледенелых участков вплоть до полного их стаивания либо до отчленения от основного тела ледника Джанкуат. В основании же склона круглогодичное поступление коллювия с лавинами и обвальными процессами приводит к интенсивному разрастанию по площади и мощности чехла поверхностной морены и, как следствие, к ослаблению убыли вещества и консервации глетчерного льда под литогенным покровом. В результате гипсометрическое превышение низовьев ледниковой ветви с горы Уя-тау над остальной

частью языка Джанкуата достигает 50 м и продолжает увеличиваться.

Второй участок, обладающий особым распределением и ежегодными ледниковыми максимумами баланса массы, — дивергентное Джантуганское фирновое плато между Джанкуатом и Лекзыром, крупнейшим ледником Грузии на южном макросклоне Кавказа. К ледосбору Джанкуата относится его северо-западный сектор (XIII ВМЗ), примыкающий к крутым юго-восточным склонам горы Джантуган. Поступление массы в эту зону, помимо снегопадов, происходит за счёт небольших по объёму и частых снежных лавин. Особым фактором увеличенной здесь аккумуляции и, соответственно, баланса массы являются метели, для которых гребень Главного Кавказского хребта на участке гора Башкара — гора Джантуган — служит орографическим барьером. Он способствует как концентрации снега после адвекций воздушных масс с юга, так и созданию эффекта шлейфа повышенной снежности благодаря подветренному положению на пути ветров северо-западных румбов. При этом значения баланса массы увеличиваются по направлению от подножия горы Джантуган к ледоразделу Джанкуат–Лекзыр. Структура поля баланса массы XIII ВМЗ в большей степени определяется рисунком изолиний аккумуляции, чем абляции.

Поле баланса массы, наименее благоприятного для ледника 2019/20 г., отличается аномальным превышением абляции над аккумуляцией почти на 82% площади ледника ($AAR = 0.18$) и самым высоким положением границы питания с 2006/07 г. ($ELA = 3470$ м). Помимо плато, участки положительного баланса лишь спорадически сосредоточены под лавиноопасными склонами. 2021/22 и 2023/24 годы характеризуются одинаковыми значениями баланса, ELA и AAR . Тем не менее в расположении локальных экстремумов баланса разных лет отмечаются значительные различия, для выявления которых, собственно, и строятся поля внешнего массообмена.

Типы подобия. Впервые детальные исследования временного подобия масс-балансовых параметров были проведены М.Б. Дюргеровым (Дюргеров, 1993). Критерий подобия применялся им относительно устойчивости во времени балансовых кривых, т.е. графиков распределения величин баланса по высоте. Концепция подобия исходит из предположения о функциональной связи максимальных водозапасах или суммарной абляции на любом гипсометрическом уровне со среднемноголетним значением на той же высоте. М.Б. Дюргеровым введены понятия

мультипликативного и аддитивного подобия. Если распределение балансового параметра отвечает гауссовому (нормальному), то любой тип подобия будет основан на линейной зависимости вида

$$Y = kx + b,$$

где для любого высотного уровня переменная Y — искомое для данного года значение параметра, а x — его фоновое (среднемноголетнее) значение. При $k = 1$ подобие классифицируется как аддитивное, при $b = 0$ — как мультипликативное. Тогда при использовании аддитивного закона подобие поля оценивается по величине колебаний свободного члена b , при мультипликативном законе — по вариации регрессионного коэффициента k . Идеально подобной балансовая кривая определённого года будет в случае постоянства на всех её уровнях коэффициента k (для мультипликативного типа) или b (для аддитивного).

Аналогичный подход применим к анализу подобия не только балансовых кривых, но и полей внешнего массообмена горных ледников. Определение ведущего типа подобия, по мнению М.Б. Дюргерова (1993), основано на закономерностях формирования летнего, зимнего и годового балансов массы. Идеальные условия для проявления аддитивного подобия полей находятся на ледниках с полным отсутствием летних снегопадов и равной продолжительностью периода аккумуляции во всех частях ледника. Мультипликативное подобие наилучшим образом проявляется в случае одновременного формирования зимнего, летнего и годового балансов ледника в течение сезона абляции и выпадения значительной части годовых осадков в жидкой фазе на языке и в твёрдой — в области питания. Теоретически “невысокие ледники гор умеренного пояса” характеризуются аддитивным подобием (Кунахович, 1991), однако исследование ведущего типа подобия поля аккумуляции ледника Джанкуат за период 1977–1997 гг. показало преимущество мультипликативного закона при расчёте ледниковой величины водозапаса (Петраков, 2000). В связи с этим в работе устойчивость поля аккумуляции Джанкуата рассматривается с позиции мультипликативного типа подобия.

Мультипликативность подобия полей аккумуляции и абляции на леднике Джанкуат. Исследование устойчивости любого поля базируется на расчёте вариации показателей внешнего массообмена в узлах учреждённой сетки квадратов.

Для узлов рассчитаны нормированные коэффициенты аккумуляции и абляции, равные отношению узлового значения к среднеледниковой величине данного года, после чего для каждого из них вычисляется соответствующий коэффициент вариации (C_v) за 5 лет. Эта процедура не может быть произведена относительно результирующего параметра баланса массы в силу требований к такой нормировке только для величин одного знака. Если набор значений нормированной аккумуляции или абляции в каждом узле позволяет выявить локальные аномалии параметра относительно фоновой общеледниковой величины в данном году, то вариации их нормированных величин количественно характеризуют их временную устойчивость. Такой подход к анализу подобия полей аккумуляции и абляции по сути дела и соответствует концепции мультипликативности.

Площадное распределение осреднённых за 2019/20–2023/24 гг. нормированных величин аккумуляции и абляции и их коэффициентов вариации для каждого узла сетки квадратов представлено на рис. 3.

Поле нормированной аккумуляции (см. рис. 3, а) характеризуется значительными пространственными градиентами даже между смежными узлами. Кроме того, зачастую это приводит к соседству узлов даже с качественно разными (<1 и >1) аномалиями снегонакопления, т.е. могут соседствовать узлы, скажем, с нормированной аккумуляцией >2 и <0.25 , что, в частности, отмечается на склоне горы Джантуган над нижним цирком. В этом вскрывается влияние факторов перераспределения вещества на локальную величину водозапаса. Моренные гряды — причина пониженных снегозапасов только в центральном сегменте среднего течения ледника (IV–VI ВМЗ). Ближе к фронту ледника, где преобладание линейных форм моренного мезорельефа уступает формированию сплошного холмисто-западинного моренного чехла, рельеф поверхностной морены постепенно перестаёт оказывать влияние на величину аккумуляции, из-за чего величины аккумуляции на ледовой и заморененной поверхностях различаются слабо. Поле нормированной абляции (см. рис. 3, б) в большей степени отражает высотную зависимость величин таяния по сравнению с полем нормированной аккумуляции. Нарушение этой закономерности ярче всего проявляется разве что в области распространения поверхностной морены и на ледяной облицовке фирнового бассейна.

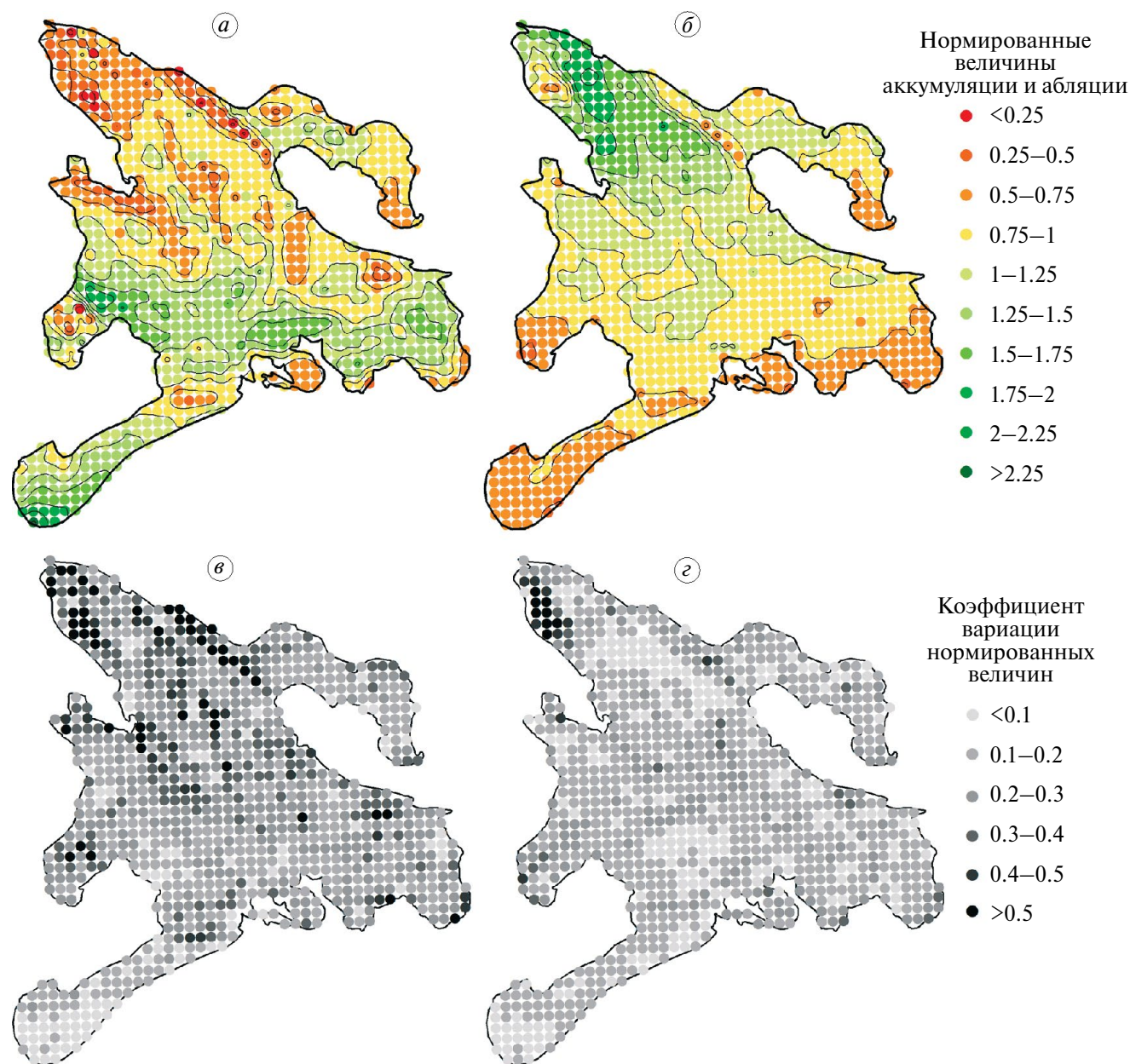


Рис. 3. Распределение средних за 2019–2024 гг. значений, нормированных аккумуляции (а) и абляции (б), а также соответствующих коэффициентов их вариации во времени (в, г) по узлам регулярной сетки

Fig. 3. Gridded pattern of normalized accumulation (а) and ablation (б) values, averaged over 2019/20–2023/24, and correspondent coefficients of their temporal variation (в, г)

Что же касается коэффициентов вариации нормированных показателей, то для поля аккумуляции (см. рис. 3, в) единственная крупная устойчивая часть — Джантуганское плато. Для поля абляции (см. рис. 3, г) отмечены три устойчивые области: правая половина языка ледника (III–V ВМЗ), центр VIII–IX ВМЗ и основная часть Джантуганского плато. Среднеледниковый коэффициент вариации нормированной аккумуляции

составляет 0.24 с диапазоном значений 0.02–1.68, а для нормированной абляции — 0.16 и 0.02–0.86 соответственно. Для обоих полей произведено районирование ледника по узловым значениям коэффициентов вариации, после чего по топооснове 2018 г. определены участки с разной степенью изменчивости этих полей (табл. 2). Подавляющая площадь ледника (78% для поля аккумуляции и 96% для поля абляции) характеризуется

Таблица 2. Доли участков с различной вариацией нормированных величин аккумуляции и абляции (% площади ледника)

Доли участков	Коэффициент вариации					
	<0.1	0.1–0.2	0.2–0.3	0.3–0.4	0.4–0.5	>0.5
Поля аккумуляции, %	10	38	30	14	3	5
Поля абляции, %	22	58	16	2	1	1

сравнительно небольшими значениями $C_v < 0.3$. Таким образом, абляция оказывается более устойчивой во времени по сравнению с приходным компонентом баланса массы, т.е. подобие для неё выражено сильнее, чем для аккумуляции.

Скоррелированность балансовых параметров в точке с зональными и общеледниковыми значениями. Устойчивость полей компонентов баланса массы может быть основана и на анализе тесноты связи аккумуляции, абляции и баланса массы в произвольной точке со всем ледником или его частью, соответствующей ВМЗ. Мерой тесноты связи “точка–ледник” выступает коэффициент ледниковой корреляции $r_1 = r\{E_{ai}; E_j\}$, где E_{ai} – значение балансового показателя в точке a в i -ый год, E_j – ледниковое значение того же показателя в тот же год. Теснота связи точечных значений с морфометрически схожим участком ледника (“точка–зона”) описывается коэффициентом зональной корреляции $r_2 = r\{E_{ai}; E_{ji}\}$, связывающим значение в узле сетки a с соответствующей ВМЗ (j) как оптимальной таксономической единицей дробной части ледника.

Разница модулей величин r_1 и r_2 ($\Delta r = |r_1| - |r_2|$) определяет те участки ледника, где свойства подобия поля выражены лучше на ледниковом либо зональном уровне. В случае $|r_1| > |r_2|$ (т.е. $\Delta r > 0$) устойчивость в большей степени проявляется относительно общеледникового поля, если $|r_1| < |r_2|$ (т.е. $\Delta r < 0$) – относительно зонального. Также существуют узлы, где r_1 и r_2 принимают близкие, но противоположные по знаку величины. В этих пунктах изменение балансового параметра в равной мере соотносится с изменением зонального и ледникового полей, но характеризуются зависимостями разного знака. На рис. 4 показано распределение значений r_1 , r_2 и Δr применительно к полям аккумуляции, абляции и баланса массы за период 2019–2024 гг. Более насыщенный красный цвет (см. рис. 4, *ж–и*) присущ участкам ледника, на которых корреляция значений параметра с зональными величинами выше, нежели с общеледниковыми; более

насыщенный зелёный цвет – участки с противоположным соотношением.

Среднее по модулю значение r_1 для всех узлов поля аккумуляции составляет 0.45, поля абляции – 0.67, поля баланса массы – 0.62. Аналогичные значения r_2 полей аккумуляции, абляции и баланса массы равны 0.51, 0.69 и 0.65 соответственно. Из сопоставления этих значений следует, что большей степенью пространственной устойчивости обладает поле абляции. Поле аккумуляции имеет наибольший размах узловых значений Δr ($-0.91 \leq \Delta r \leq 0.86$), тогда как для поля абляции Δr изменяется от -0.51 до 0.48 , а для поля баланса массы – в интервале -0.64 – 0.69 .

В табл. 3 показаны значения коэффициентов линейной корреляции точечных значений с соответствующими зональными и общеледниковыми, осреднённые внутри каждой ВМЗ. Как правило, Δr принимает отрицательные значения для подавляющего числа ВМЗ. Данная закономерность демонстрирует, что за редким исключением на большей части ледника Джанкуат свойства подобия показателей внешнего массообмена оказываются выше, если в качестве таксономической единицы берётся ВМЗ, а не весь ледник: почти всегда $r_1 < r_2$ (т.е. $\Delta r < 0$). Такой вывод логичен и вполне ожидаем, поскольку система ВМЗ была изначально (Ледник ..., 1978) учреждена на леднике Джанкуат именно как набор относительно однородных по своей морфологии участков, в которых предполагалось единство условий снегонакопления и таяния.

Внутренняя структура полей показателей внешнего массообмена. Наиболее устойчивая связь с общеледниковой величиной аккумуляции отмечена у точек в VIII и IX ВМЗ, в пределах которых в последние годы чаще всего залегает граница питания. Наоборот, наименее устойчива аналогичная связь с узлами сетки I и II ВМЗ, где изменение мезорельефа ледника особенно динамично в силу прогрессирующего с каждым годом вытаивания моренного материала. При этом продолжающееся накопление литогенного материала в виде преимущественно линейных форм

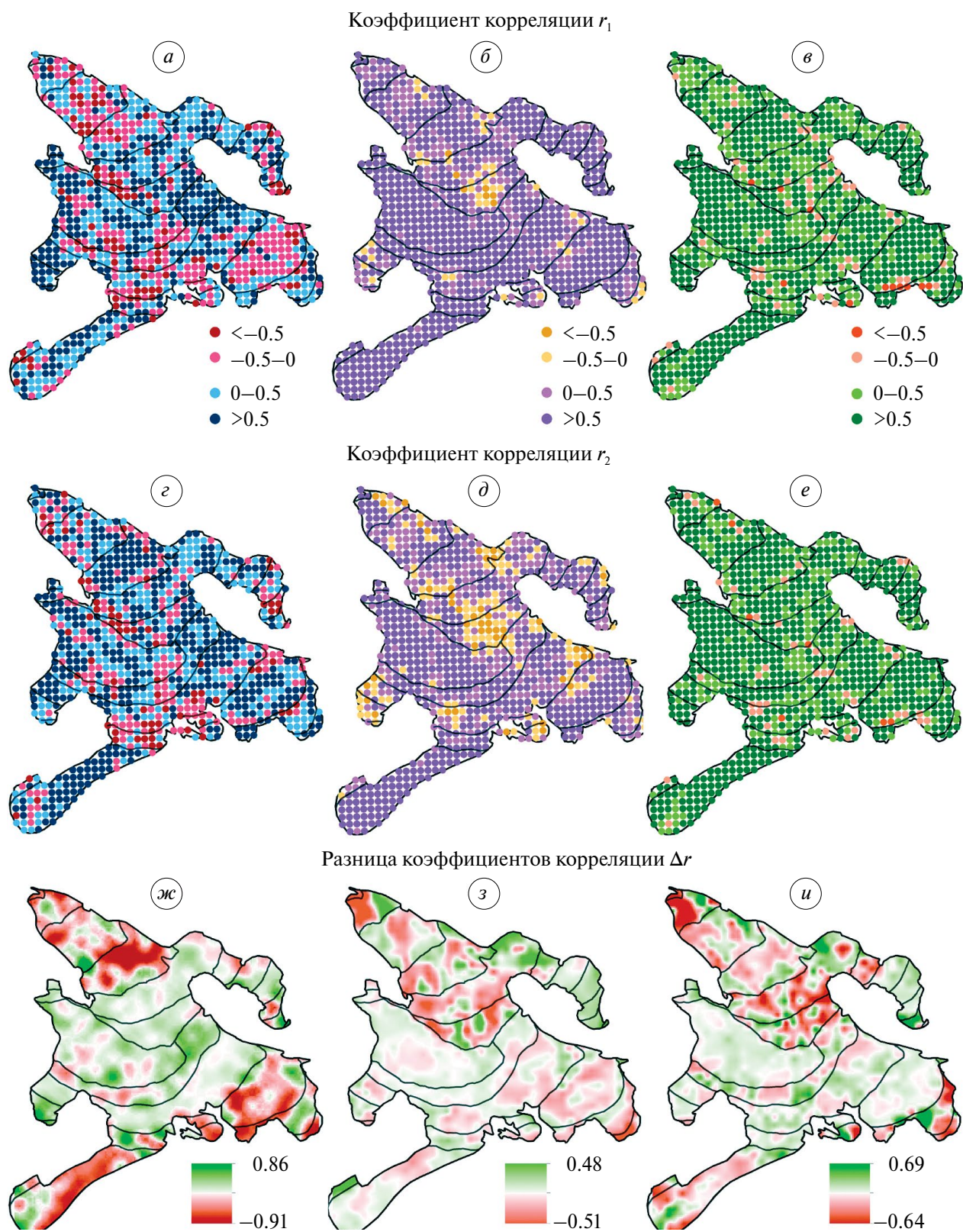


Рис. 4. Распределение значений r_1 , r_2 и Δr (пояснения в тексте) для полей аккумуляции (а, г, ж), абляции (б, д, з) и баланса массы (в, е, и)

Fig. 4. Gridded and spatial patterns of r_1 , r_2 and Δr (see explanation in the text) for accumulation (а, г, ж), ablation (б, д, з) and mass balance (в, е, и) fields

Таблица 3. Среднезональные и среднеледниковые значения r_1 , r_2 и Δr полей аккумуляции, абляции и баланса массы ледника Джанкуат

ВМЗ	Аккумуляция			Абляция			Баланс массы		
	r_1	r_2	Δr	r_1	r_2	Δr	r_1	r_2	Δr
I	0.23	0.58	−0.35	0.62	0.86	−0.24	0.54	0.85	−0.31
II	0.32	0.49	−0.17	0.59	0.64	−0.05	0.48	0.64	−0.16
III	0.38	0.46	−0.08	0.61	0.64	−0.03	0.58	0.62	−0.04
IV	0.37	0.61	−0.24	0.60	0.63	−0.03	0.63	0.65	−0.02
V	0.48	0.48	0.00	0.58	0.61	−0.04	0.57	0.61	−0.04
VI	0.48	0.49	−0.01	0.54	0.57	−0.03	0.50	0.58	−0.08
VII	0.48	0.47	0.01	0.79	0.80	−0.01	0.70	0.70	0.00
VIII	0.50	0.48	0.02	0.67	0.68	−0.01	0.57	0.59	−0.02
IX	0.51	0.51	0.00	0.64	0.66	−0.02	0.62	0.62	0.00
X	0.39	0.47	−0.08	0.70	0.72	−0.02	0.67	0.67	0.00
XI	0.40	0.52	−0.12	0.59	0.62	−0.03	0.58	0.57	0.01
XII	0.46	0.58	−0.12	0.54	0.52	0.02	0.58	0.68	−0.10
XIII	0.45	0.62	−0.17	0.89	0.92	−0.03	0.75	0.80	−0.05
Ледник	0.45	0.51	−0.06	0.67	0.69	−0.02	0.62	0.65	−0.03

(валов, вытянутых вдоль направления течения ледника) приводит к усиливающейся со временем геоморфологической дифференциации на участках скопления поверхностной морены. Такой рост гипсометрических контрастов между гребнями морен и ложбинами неизбежно вызывает гравитационное перераспределение материала, что запускает механизм трансформации линейных форм в рельеф холмисто-западинного типа. В результате участки с положительными или отрицательными аномалиями мощности чехла способны динамично превращаться в свою противоположность. Этот процесс Eyles and Rogerson (1978) называют топографическими инверсиями моренного мезорельефа. Подобное качественное чередование морфометрических элементов на одном и том же участке ледника, разумеется, в минимальной степени способствует устойчивости полей балансовых характеристик.

Что же касается связи значений аккумуляции в узлах с зональными величинами, то она слабее выдержана в III, VII и X ВМЗ, а сильнее в IV и XIII ВМЗ. Роль индикатора единообразия полей играет величина r_2 . Различия между величинами r_1 и r_2 увеличиваются по мере отдаления от средних зон ледника и достигают максимума в I и XIII ВМЗ, что вызвано неодинаковым

соотношением между факторами снегонакопления в разных высотных интервалах (Петраков, Поповнин, 2000).

По распределению узловых значений r_1 и r_2 обнаружены крупные участки поля аккумуляции, обладающие наибольшей устойчивостью относительно ледниковых и зональных величин. Для r_1 такие области находятся в левой части ледника на ледовом потоке из-под горы Джантуган и в правой части VI–VIII ВМЗ ниже среднего цирка. Ареалы с высокими значениями r_2 , кроме перечисленных выше, находятся в IV и XIII ВМЗ, а также на выположенной части верхнего цирка (X ВМЗ).

Поле *абляции* и поле *баланса массы* характеризуются меньшей изменчивостью по сравнению с полем аккумуляции и большими величинами r_1 и r_2 . Наибольшая стабильность полей отмечается в одних и тех же зонах: теснота связи точечных значений с общеледниковыми, судя по показателю r_1 , максимальна в VII и XIII ВМЗ, а теснота связи с зональными значениями (через r_2) — в I, VII, XIII ВМЗ. Отсюда следует, что высокая степень подобия поля баланса массы в перечисленных зонах достигается в первую очередь за счёт устойчивости поля абляции. Распределение r_1 и r_2 для абляции и баланса массы указывает на то, что на их полях участки с повышенной

устойчивостью прослеживаются в пределах гораздо более обширных полигонов, чем на полях аккумуляции.

Распределение значений Δr у полей абляции и баланса массы схоже, причём лишь в I–II ВМЗ величины r_1 и r_2 различаются больше, чем на 0.10. Кроме этого, на полях абляции и баланса массы обнаружены зоны, в которых фактически отсутствуют различия между r_1 и r_2 . Для поля абляции участки с равной степенью тесноты связи локальных величин как с зональными, так и ледниковыми полями отмечены в VII и VIII ВМЗ, а для баланса массы — в VII, IX и X ВМЗ (за исключением ветви из-под горы Уя-тау).

Подобие полей во времени. Устойчивость полей внешнего массообмена может быть оценена на основе построения корреляционной матрицы их годовых реализаций, что позволяет анализировать межгодовое подобие полей как цельных объектов. Критерий устойчивости данной связи — коэффициент парной корреляции, который может иметь вид $r_3 = r\{E_i; E_k\}$, где E_i и E_k — массы значений балансовых параметров по всем узлам регулярной сети в годы i и k , или $r_4 = r\{E_i; E_0\}$, где E_0 представляет собой осреднённый за весь период наблюдений шаблон поля. Тем самым r_3 отражает искажённость поля в данном сезоне относительно любого другого произвольного балансового года, а r_4 — относительно фоновой (среднепогодной) картины распределения балансовой величины по леднику.

Величины r_3 и r_4 выражают временную устойчивость поля и по своему смыслу — не картографируемые показатели. Они рассчитываются по единым массивам из 925 узловых значений и отражают степень близости внутренней структуры пары балансовых полей.

Установлено, что уровень корреляции единичного годового и среднепогодного поля выше корреляции между отдельными годами, т.е. $r_3 < r_4$ (табл. 4–6). Этот вывод применим и для расчёта корреляции с полями, осреднёнными не только за 2019–2024 гг., но и за весь период картографирования с 1987/88 г. Осреднённое за любой временной интервал поле обычно сохраняет дислокацию наблюдаемых ежегодно аномалий параметра в пределах ледниковых границ. Подобие годового поля относительно среднепогодного 2019/20–2023/24 гг. наилучшим образом проявляется для параметра баланса массы: среднее значение r_4 поля баланса массы составляет 0.93, тогда как у поля аккумуляции оно равно 0.87, а у поля абляции — 0.89.

Более низкие величины корреляции между парами годовых полей (r_3) по сравнению с корреляциями относительно среднепогодного шаблона (r_4) в первую очередь вызваны значительной вариацией метеопараметров соответствующих сезонов. Другими причинами неустойчивости связей между произвольно взятой парой лет являются факторы перераспределения вещества (метели, лавины) и механизм прогрессирующего разрастания моренного чехла, чьё влияние на величины снегонакопления и таяния в каждой точке может проявляться по-разному от года к году.

ДИСКУССИЯ

Исследуемый период продолжает тенденцию увеличения массообмена ледника Джанкуат, что является косвенным признаком ослабления континентальности климата высокогорья Кавказа (Porovnin et al., 2024). Кроме того, аномалии бюджетных показателей в 2019–2024 гг. регистрировались чаще, чем за предшествующий период мониторинга. Ежегодные величины аккумуляции и абляции в эти годы превышали средние значения за 57 лет непрерывного мониторинга, в 2019/20 г. был обновлен рекорд ледниковой абляции, 2020/21 г. занял 3-е место по величине аккумуляции с 1967/68 г., а в 2022/23 г. модуль отрицательного баланса массы был вторым по минимуму за последние 19 лет наблюдений.

Выявленное сходство полей аккумуляции, абляции и баланса массы в 2019–2024 гг. в целом подтверждает гипотезу об их подобии во времени, качественно согласуясь с выводами предыдущих исследований (Поповнин, 1989; Петраков, 2000; Пастухов, 2011; Чеховских, 2021). Местоположение абсолютных экстремумов балансовых величин, а также зон их повышенных и пониженных значений в масштабе всего ледника в данном году, как правило, слабо меняется во времени и не зависит от абсолютных значений параметра конкретного сезона для ледника в целом.

В рамках данного исследования, как и в традиционной схеме расчёта масс-балансовых величин, рельеф ледника между сроками обновления топоосновы считается неизменным. По сравнению с факторами перераспределения снеготопосов и изменения свойств моренного чехла именно рельеф — наиболее стабильный фактор снегонакопления и таяния, поэтому влияние фоновой снежности, чьи колебания на Кавказе детально оценивают А.Д. Олейников и Н.А. Володичева (2019), и радиационных особенностей летних

Таблица 4. Парные корреляции годовых полей аккумуляции ледника Джанкуат и их связь с полем, осреднённым за 2019/20–2023/24 гг. и весь период построения полей с 1987/88 г.

Годы	2019/20 г.	2020/21 г.	2021/22 г.	2022/23 г.	2023/24 г.	Среднее за 2019/20– 2023/24 гг.	Среднее с 1987/88 г.
2019/20 г.	1	0.74	0.68	0.69	0.70	0.88	0.81
2020/21 г.	0.74	1	0.67	0.68	0.70	0.87	0.78
2021/22 г.	0.68	0.67	1	0.64	0.70	0.86	0.75
2022/23 г.	0.69	0.68	0.64	1	0.70	0.85	0.77
2023/24 г.	0.70	0.70	0.70	0.70	1	0.87	0.76
Среднее за 2019/20–2023/24 гг.	0.88	0.87	0.86	0.85	0.87	1	0.89
Среднее с 1987/88 г.	0.81	0.78	0.75	0.77	0.76	0.89	1

Таблица 5. Парные корреляции годовых полей абляции ледника Джанкуат и их связь с полем, осреднённым за 2019/20–2023/24 гг. и весь период построения полей с 1987/88 г.

Годы	2019/20 г.	2020/21 г.	2021/22 г.	2022/23 г.	2023/24 г.	Среднее за 2019/20– 2023/24 гг.	Среднее с 1987/88 г.
2019/20 г.	1	0.82	0.67	0.76	0.71	0.89	0.87
2020/21 г.	0.82	1	0.63	0.73	0.70	0.86	0.85
2021/22 г.	0.67	0.63	1	0.80	0.79	0.88	0.71
2022/23 г.	0.76	0.73	0.80	1	0.85	0.93	0.8
2023/24 г.	0.71	0.70	0.79	0.85	1	0.91	0.79
Среднее за 2019/20–2023/24 гг.	0.89	0.86	0.88	0.93	0.91	1	0.90
Среднее с 1987/88 г.	0.87	0.85	0.71	0.8	0.79	0.90	1

Таблица 6. Парные корреляции годовых полей баланса массы ледника Джанкуат и их связь с полем, осреднённым за 2019/20–2023/24 гг. и весь период построения полей с 1987/88 г.

Годы	2019/20 г.	2020/21 г.	2021/22 г.	2022/23 г.	2023/24 г.	Среднее за 2019/20– 2023/24 гг.	Среднее с 1987/88 г.
2019/20 г.	1	0.89	0.78	0.82	0.82	0.93	0.91
2020/21 г.	0.89	1	0.80	0.81	0.83	0.93	0.91
2021/22 г.	0.78	0.80	1	0.81	0.85	0.91	0.84
2022/23 г.	0.82	0.81	0.81	1	0.86	0.93	0.87
2023/24 г.	0.82	0.83	0.85	0.86	1	0.94	0.88
Среднее за 2019/20–2023/24 гг.	0.93	0.93	0.91	0.93	0.94	1	0.95
Среднее с 1987/88 г.	0.91	0.91	0.84	0.87	0.88	0.95	1

сезонов (Тогоров et al., 2019) не нарушает внутреннюю структуру полей балансовых величин. Главной причиной подобия полей остаётся высотная зависимость распределения каждой величины, но степень влияния высоты на пространственное распределение балансовых величин в числе прочих факторов меняется от года к году. Абсолютная высота объясняет большую долю пространственной изменчивости баланса массы и абляции, но не высокую изменчивость аккумуляции. Среднее за исследуемый период значение коэффициента детерминации R^2 между абсолютной высотой узла и значением балансовой величины в нём для поля баланса массы составляет 0.57, абляции — 0.54, а аккумуляции — лишь 0.19. Несмотря на то, что влияние высоты в последнем случае относительно невелико, устойчивость поля аккумуляции во многих его секторах достигается благодаря более или менее схожему расположению лавинных конусов и зон выноса снежного материала. Даже при том, что доля лавинного питания ледника на современном этапе не очень велика ($\leq 10\%$ в разные годы), лавинные аппараты могут покрывать более $\frac{1}{4}$ площади отдельных ВМЗ и свыше 15% площади ледника (Поповнин, Пылаева, 2015; Поповнин, Сергиевская, 2018).

Самые серьёзные нарушения внутренней структуры поля аккумуляции происходят преимущественно на языке из-за ежегодного прироста толщины моренного покрова и расширения его границ, динамично меняющих локальный мезорельеф. Неустойчивость структуры поля абляции также отмечена на участках распространения моренного чехла, однако здесь его эффект связан с изменением локального теплового баланса поверхности и резкими перепадами интенсивности таяния на малых расстояниях.

Выраженная через коэффициенты вариации и корреляции устойчивость полей выступает в качестве объективной количественной меры их подобия. Если принимать во внимание существование двух законов подобия (мультипликативного и аддитивного), то выбор оптимального из них зависит от особенностей сезонных режимов баланса массы горного ледника. Несмотря на географическую предрасположенность Джанкуата к аддитивному типу (Кунахович, 1991), мультипликативный точнее описывает устойчивость полей компонентов баланса массы (Петраков, 2000). Поэтому в настоящей работе оценка устойчивости полей внешнего массообмена выполнена также исходя из допущения о мультипликативности с использованием пяти

показателей: вариаций нормированных величин в узлах сетки (C_v), корреляций узловых, зональных и общеледниковых значений (r_1, r_2), а также парной корреляции годовых реализаций поля каждой балансовой величины (r_3, r_4). Первые три отражают пространственный аспект устойчивости полей, последними двумя исследуется их устойчивость во времени.

Из сопоставления значений C_v, r_1 и r_2 следует, что поле абляции обладает наивысшей устойчивостью среди показателей внешнего массообмена. На пространственное распределение абляции влияет меньшее количество факторов и процессов по сравнению с полем аккумуляции, а поле баланса массы объединяет закономерности полей обоих его компонентов. На одних участках очертания балансового поля в большей мере наследуют особенности распределения величин аккумуляции, на других — величин абляции. Распределение баланса массы приблизительно в равной степени определяется каждым из его компонентов: осреднённое значение коэффициента его корреляции r с абляцией равно 0.77, с аккумуляцией — 0.78. Почти для каждого года исследуемой пятилетки корреляция между узловыми массивами аккумуляции и абляции не выходит за пределы диапазона -0.22 — -0.28 , за исключением 2021/22 г., когда она приняла значение $r = 0.00$. Таким образом, выявляется паритет влияния аккумуляции и абляции на подобие поля баланса массы.

В отличие от пространственной, временная устойчивость, напротив, лучше проявляется у поля баланса массы как относительно осреднённого поля (и за пентаду, и за период с 1987/88 г.), так и в межгодовом отношении. Этот результат — неожиданный на фоне преобладания пространственной устойчивости поля абляции и, вероятно, заключается в самом подходе к расчёту устойчивости. Показатели устойчивости в пространстве r_1 и r_2 отражают степень согласованности изменения параметра в конкретном узле сетки с изменением общеледникового или зонального значения того же параметра величины на протяжении временного отрезка. Временные же показатели r_3 и r_4 описывают взаимосвязь двух массивов узловых значений. Судя по их значениям, поле баланса массы обладает более устойчивой структурой, чем поля его компонентов.

На устойчивость поля первостепенное влияние оказывает выбор таксономической единицы: ледника в целом или каждой ВМЗ по отдельности. Малые среднеледниковые значения

Δr (-0.02 — -0.06) полей аккумуляции, абляции и баланса массы не показывают наглядно, при выборе какой единицы поля устойчивости годового поля максимальна. Однако узловые значения r_1 и r_2 внутри каждой ВМЗ показывают почти повсеместное превышение устойчивости зонального поля над общеледниковым. Разумеется, устойчивость поля будет тем выше, чем на более дробные участки с однородным рельефом и близким набором воздействующих факторов будет разделён ледник.

ВЫВОДЫ

Ценность картографирования полей заключается не столько в дополнении численных результатов полевых измерений графическими материалами, сколько в возможности анализа сходства в распределении балансовых величин за разные годы или относительно среднего за длительный срок.

Устойчивость исходит из гипотезы подобия полей во времени и пространстве. Её исследование основано на пяти различных критериях, каждый из которых по-своему характеризует устойчивость распределения аккумуляции, абляции и баланса массы на леднике Джанкуат. Применяемая методика была разработана ранее и до сих пор не имеет аналогов, позволяющих количественно оценивать межгодовую изменчивость полей балансовых величин. К сожалению, короткий пятилетний период анализа ограничивает статистическую значимость полученных корреляционных полей. Выявленные корреляции следует рассматривать как приблизительные и гипотезообразующие, требующие подтверждения на более длинных временных рядах. Несмотря на ограниченность выборки, полученные поля демонстрируют согласованную структуру, потенциально отражающую физические процессы. Использование статистических показателей (коэффициентов корреляции и вариации) позволило с разных сторон подойти к оценке устойчивости полей, и получить следующие результаты.

1. Среди полей внешнего массообмена ледника Джанкуат наибольшей пространственной устойчивостью обладает поле абляции, тогда как поле аккумуляции характеризуется наименьшей устойчивостью.

2. Главная причина нарушения внутренней структуры полей аккумуляции и абляции, а следовательно, и баланса массы — моренный чехол на языке ледника.

3. Категория высотно-морфологической зоны в большей мере удовлетворяет гипотезе подобия поля, чем весь ледник, хотя в некоторых ВМЗ (особенно в средней части ледника) различия в устойчивости общеледникового и зонального полей минимальны или отсутствуют. Преобладание устойчивости зонального поля возрастает по мере удаления от среднего течения ледника.

4. Корреляция между годовым и среднемноголетним полем в подавляющем числе случаев превышает тесноту связи между полями двух произвольных сезонов.

5. Временная устойчивость структуры поля баланса массы выше, чем у полей его компонентов.

Использование полученных результатов позволяет повысить точность как косвенных масс-балансовых расчётов при ограниченном количестве полевых измерений, так и прогнозов пространственного распределения величин. В данном контексте весьма важным остаётся вопрос о том, как меняется временная устойчивость поля при изменении длительности анализируемого периода и как влияет трансформация геометрии ледника на пространственную устойчивость полей. Прогнозирование распределения величин внешнего массообмена на основе оценки устойчивости полей актуально для моделирования колебания ледников и ледникового стока.

Благодарности. Настоящая работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 22-17-00133). Авторы выражают благодарность волонтерам и студентам за помощь в проведении полевых работ.

Acknowledgments. The study was supported by Russian Science Foundation (grant No. 22-17-00133). The authors are grateful to the volunteers and students for their assistance in the fieldwork.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волошина А.П. Колебания внешнего массообмена ледников Полярного Урала в 1959/60—1976/77 гг. // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 149—162.
- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л. Оледенение Земли Франца-Иосифа. Результаты исследований по программе МГГ. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Дюргеров М.Б. Расчёт баланса массы ледниковых систем // МГИ. 1986. Вып. 57. С. 8—15.
- Дюргеров М.Б. Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: Наука, 1993. 127 с.
- Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ) / Ред. И.Я. Боярский. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с.

- Ледник Марух (Западный Кавказ) / Отв. ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 254 с.
- Кунахович М.Г. Формирование годового баланса массы ледника плоской вершины // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 163–169.
- Кунахович М.Г. Подобие полей внешнего массообмена и расчёт баланса массы горных ледников / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 1991. 70 с.
- Менишутин В.М. Баланс массы Марухского ледника и изменчивость его составляющих // МГИ. 1977. Вып. 31. С. 38–44.
- Олейников А.Д., Володичева Н.А. Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 191–200. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400>
- Пастухов В.Г. Полный массообмен ледника Джанкуат: дипломная работа. М.: Изд-во МГУ, 2011. 185 с.
- Петраков Д.А. Устойчивость полей внешнего массообмена горного ледника / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2000. 218 с.
- Петраков Д.А., Поповнин В.В. Поле аккумуляции горного ледника и его устойчивость во времени // Криосфера Земли. 2000. Т. 2. № 4. С. 67–76.
- Поповнин В.В. Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1989. 305 с.
- Поповнин В.В. Поле аккумуляции горного ледника // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–29.
- Поповнин В.В., Сергиевская Я.Е. Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 437–447. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-437-447>
- Поповнин В.В., Пылаева Т.В. Лавинное питание ледника Джанкуат // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 2. С. 21–32. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-21-32>
- Чеховских А.М. Устойчивость полей аккумуляции и абляции на леднике Джанкуат: выпускная работа магистра. М.: МГУ, 2021. 84 с.
- Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V. Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // J. Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 255–266.
- Dadic R., Mott R., Lehning M., Burlando P. Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2010. № 115. F01012. <https://doi.org/10.1029/2009JF001261>
- Florentine C., Harper J., Fagre D., Moore J., Peitzsch E. Local topography increasingly influences the mass balance of a retreating cirque glacier // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 2109–2122. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2109-2018>
- Eyles N., Rogerson R.J. A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbleen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada // J. Glaciology. 1978. V. 20. № 82. P. 99–113.
- Hodgkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M. Interannual variability in the spatial distribution of winter accumulation at a high-Arctic glacier (Finsterwalderbreen, Svalbard), and its relationship with topography // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 243–248. <https://doi.org/10.3189/172756405781812718>
- Hoinkes H.C. Glacial meteorology. In: Solid Earth and Interface Phenomena // Research in Geophysics. 1964. V. 2. P. 391–424.
- McGrath D., Sass L., O'Neel S., Arendt A., Wolken G., Gummeroli A., Kienholz C., McNeil C. End-of-winter snow depth variability on glaciers in Alaska // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. V. 120. № 8. P. 1530–1550. <https://doi.org/10.1002/2015JF003539>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P. Recent mass balance anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus // Atmosphere. 2024. V. 15. № 1. P. 107–129. <https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Polikhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017 // Earth System Science Data. 2019. V. 11. № 3. P. 1463–1481. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1463-2019>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // International Journal of Climatology. 2019. V. 39 (12). P. 4703–4720. <https://doi.org/10.1002/joc.6101>
- Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P. Quantifying supraglacial debris-related melt-altering effects on the Djankuat glacier, Caucasus, Russian Federation // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2024. V. 129. № 4. e2023JF007542. <https://doi.org/10.1029/2023JF007542>
- Walmsley A.P.U. Long-term observations of snow spatial distributions at Hellstugubreen and Gråsubreen: MS Thesis. Norway, 2015. 141 p.
- WGMS (2023): Global glacier change bulletin No. 5 (2020–2021) / Ed. by M. Zemp, I. Gartner-Roer, S.U. Nussbaumer, E. Welty, I. Dussaillant, J. Banwart. Zurich, Switzerland: ISC(WDS)/IUGG(IACS)/ UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, 2023. 134 p. <https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>

Citation: *Chekhovskikh A.M., Popovnin V.V., Gubanov A.S. Structure stability of external mass turnover fields of the Djankuat Glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 378–396. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030029*

Structure Stability of External Mass Turnover Fields of the Djankuat Glacier

© 2025 A. M. Chekhovskikh[#], V. V. Popovnin, A. S. Gubanov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

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

Received April 17, 2025; Revised June 17, 2025; Accepted June 26, 2025

The regularity and variability of accumulation, ablation, and mass balance distribution on the Djankuat Glacier were investigated to assess the spatio-temporal stability of its external mass turnover fields. A 2019/20–2023/24 time span, characterized by varying degrees of abnormality in the annual budget parameters, was selected as a case pentad for testing. Interannual differences in snow accumulation and melting patterns affect the spatial structure of the fields — obvious shifts of maxima and minima areas are noticed, inter alia. Nevertheless, persistent structural similarities across years indicate a certain degree of temporal and spatial stability. The present analysis employs the field similarity hypothesis originally developed by V.V. Popovnin (1989), which evaluates the variability of the functional relationship between gridded balance parameters and those averaged either over corresponding alti-morphological zones or over the entire glacier. For each grid node, variation coefficients of normalized values are calculated, followed by correlation analysis between the normalized node values and the corresponding zonal and glacier-wide averages. Concerned are both year-to-year correlations and the stability of annual fields relative to the long-term average pattern. Eventually the plots with the highest and lowest stability indices are identified within the glacier area. The alti-morphological zonation is found to align more consistently with the similarity hypothesis than glacier-wide averages. Among the three studied mass-balance parameters, the ablation field demonstrates the greatest stability, whereas the accumulation field exhibits the highest variability. Correlations between annual and multi-year fields exceed those between two arbitrary years. Obtained results can be applied for indirect mass-balance plotting and calculations as well as for predicting accumulation, ablation and overall mass balance patterns.

Keywords: glacier, Caucasus, accumulation, ablation, mass balance, field structure, spatio-temporal variability, inter-annual consistency

REFERENCES

- Voloshina A.P.* Variations of external mass-exchange of the Polar Urals' glaciers in 1959/60–1976/77. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 41: 149–162 [In Russian].
- Groswald M.G., Krenke A.N., Vinogradov O.N., Markin V.A., Psareva T.V., Razumeyko N.G., Sukhodrovsky V.L.* *Oledenenie Zemli Frantsa-Iosifa. Rezultaty issledovaniy po programme MGG*. Franz Josef Land glaciation. Research results by IGY programme. Moscow: Nauka, 1973: 348 p. [In Russian].
- Dyurgerov M.B.* Computations of mass balance in glacier systems. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 57: 8–15 [In Russian].
- Dyurgerov M.B.* *Monitoring balansy massy gornyykh lednikov*. Mass balance monitoring on alpine glaciers. Moscow: Nauka, 1993: 127 p. [In Russian].
- Lednik Dzhankuat (Tsentralnyy Kavkaz)*. Djankuat Glacier (Central Caucasus). Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 184 p. [In Russian].
- Lednik Marukh (Zapadnyy Kavkaz)*. Marukh Glacier (Western Caucasus). Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 254 p. [In Russian].
- Kunakhovich M.G.* Annual mass balance formation on a flat summit glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 163–169 [In Russian].
- Kunakhovich M.G.* *Podobiye poley vneshnego massoobmena i raschot balansy massy gornyykh lednikov*. Similarity of external mass turnover fields and mass balance

- calculations of alpine glaciers. PhD thesis. Moscow: IGRAS, 1991: 70 p. [In Russian].
- Menshutina V.M. Mass-balance of the Marukh glacier and variability of its components. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 31: 38–44 [In Russian].
- Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (2): 191–200.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400> [In Russian]
- Pastukhov V.G. Polnyy massoobmen lednika Dzhankuat. Full mass exchange of the Djankuat Glacier. Moscow: Moscow University Press, 2011: 185 p. [In Russian].
- Petrakov D.A. Ustoychivost poley vneshnego massoobmena gornogo lednika. Stability of the fields of external mass exchange of an alpine glacier. PhD thesis. Moscow: MSU, 2000: 218 p. [In Russian].
- Petrakov D.A., Popovnin V.V. Accumulation field of an alpine glacier and its stability over time. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2000, 2 (4): 67–76 [In Russian].
- Popovnin V.V. Byudzhethnaya evolyutsiya reprezentativnogo lednika Dzhankuat (Tsentralnyy Kavkaz). Budget evolution of the Djankuat Glacier, representative of the Central Caucasus. PhD thesis. Moscow: MSU, 1989: 305 p. [In Russian].
- Popovnin V.V. Accumulation field of an alpine glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 16–29 [In Russian].
- Popovnin V.V., Sergievskaya Ya.E. On a feedback of the share of avalanche alimentation with a glacier accumulation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 437–447.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-437-447> [In Russian].
- Popovnin V.V., Pylaeva T.V. Avalanche feeding of the Djankuat Glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (2): 21–32
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-21-32> [In Russian].
- Chekhovskikh A.M. Ustoychivost poley akkumulyatsii i ablyatsii na lednike Dzhankuat. Stability of accumulation and ablation fields of the Djankuat Glacier. MS thesis. Moscow: MSU, 2021: 84 p. [In Russian].
- Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V. Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. *J. Glaciology*. 1986, 32 (111): 255–266.
- Dadic R., Mott R., Lehning M., Burlando P. Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2010, 115: F01012.
<https://doi.org/10.1029/2009JF001261>
- Florentine C., Harper J., Fagre D., Moore J., Peitzsch E. Local topography increasingly influences the mass balance of a retreating cirque glacier. *The Cryosphere*. 2018, 12: 2109–2122.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2109-2018>
- Eyles N., Rogerson R.J. A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *J. Glaciology*. 1978, 20 (82): 99–113.
- Hodgkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M. Interannual variability in the spatial distribution of winter accumulation at a high-Arctic glacier (Finsterwalderbreen, Svalbard), and its relationship with topography. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 243–248.
<https://doi.org/10.3189/172756405781812718>
- Hoinkes H.C. Glacial meteorology. In: *Solid Earth and Interface Phenomena*. Research in Geophysics. 1964, 2: 391–424.
- McGrath D., Sass L., O'Neel S., Arendt A., Wolken G., Gusmeroli A., Kienholz C., McNeil C. End-of-winter snow depth variability on glaciers in Alaska. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2015, 120 (8): 1530–1550.
<https://doi.org/10.1002/2015JF003539>
- Popovnin V., Gubanov A., Lisak V., Toropov P. Recent mass balance anomalies on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus. *Atmosphere*. 2024, 15 (1): 107–129.
<https://doi.org/10.3390/atmos15010107>
- Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017. *Earth System Science Data*. 2019, 11 (3): 1463–1481.
<https://doi.org/10.5194/essd-11-1463-2019>
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *International Journal of Climatology*. 2019, 39 (12): 4703–4720.
<https://doi.org/10.1002/joc.6101>
- Verhaegen Y., Rybak O., Popovnin V.V., Huybrechts P. Quantifying supraglacial debris-related melt-altering effects on the Djankuat glacier, Caucasus, Russian Federation. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2024, 129 (4): e2023JF007542.
<https://doi.org/10.1029/2023JF007542>
- Walmsley A.P.U. Long-term observations of snow spatial distributions at Hellstugubreen and Gråsubreen. MS thesis. Norway, Oslo, 2015. 141 p.
- WGMS (2023): Global glacier change bulletin No. 5 (2020–2021). Zurich, Switzerland: ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, 2023: 134 p.
<https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2023-09>

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.05: 551.324.6

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВ С ОБЛОМОЧНЫМ ЧЕХЛОМ БЕЗЕНГИ И БАШКАРА НА ЦЕНТРАЛЬНОМ КАВКАЗЕ

© 2025 г. М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин*, Р. Х. Калов, А. Р. Акаев

Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия

**e-mail: inrush@bk.ru*

Поступила в редакцию 10.02.2025 г.

После доработки 03.04.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

На основе анализа космоснимков и материалов аэрофотосъёмок приведены данные об изменениях подледниковой дренажной системы и динамики ледников Безенги и Башкара (Центральный Кавказ) в 2024 г. под влиянием обломочного чехла, образовавшегося в результате схода селей в 2016 и 2018 гг. на ледник Безенги и схода снежно-ледово-каменной лавины в 2019 г. на ледник Башкара.

Ключевые слова: ледник Безенги, обвал, селевой поток, озеро Башкара, наступание ледника, подледниковый канал

DOI: 10.7868/S2412376525030033

ВВЕДЕНИЕ

В результате изменения климата в последние годы наблюдается ускоренная деградация ледников и активизация обвальных процессов в высокогорной зоне (Докукин и др., 2020а; Беккиев и др., 2021; Tielidze et al., 2022; Котляков и др., 2023). Исследователи отмечают рост моренного покрова (обломочного чехла) на ледниках, который замедляет их таяние (Резепкин, Поповнин, 2018; Postnikova et al., 2023; Tielidze et al., 2024). Формирование обломочного чехла может происходить в результате различных процессов, в том числе обвальных. Влияние обвального чехла и его динамики учитывается при моделировании ледников и прогнозе их изменений (Postnikova et al., 2023; Постникова и др., 2024). Под ледниками и внутри ледников существуют дренажные системы (Мачерет, Глазовский, 2011), которые со временем могут значительно меняться. Наблюдения за ними проводятся редко, хотя накопление воды на ложе ледников служит одной из причин катастрофических сходов ледников (Kääb et al., 2021). На Кавказе на основе радиолокационного зондирования реконструировалась подледниковая дренажная сеть нескольких ледников (Лаврентьев и др., 2020). Динамика ледника Безенги

характеризовалась в работах (Панов, 1978; Керимов и др., 2014; Беккиев и др., 2021). Ледник Безенги, по данным (Беккиев и др., 2021), за период 1957–2020 гг. отступил на 1220 м, а ледник Башкара – на 440 м. При этом зафиксировано наступание ледника Башкара в начале 90-х годов XX века (Докукин и др., 2020в).

В 2024 г. по данным космоснимков и материалов аэрофотосъёмок 2022–2024 гг. выявлены необычные изменения на участках ледников Безенги (бассейн р. Черек-Безенгийский) и Башкара (бассейн р. Баксан, долина р. Адылсу) и приледниковой зоны, сопровождавшиеся перестройкой поверхностной и подлёдной гидрологических систем, что стало предметом исследований статьи. Основная цель – охарактеризовать современные процессы в нижних частях ледников Безенги и Башкара и оценить возможное влияние на них обломочного чехла, образованного в разное время на поверхности ледников. Для этого поставлены задачи провести анализ разновременных космоснимков и материалов аэрофотосъёмок, а также публикаций и выявить пространственно-временные изменения динамики ледников и участков с обломочным чехлом, а также на участках ниже ледников.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы космоснимки со спутников Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м и Landsat 8–9 с разрешением 15 м за период 2013–2024 гг. с сайта (Sentinel-hub..., 2025), материалы аэрофотосъёмок Высогогорного геофизического института 28.08.2022, 23.08.2023, 08.11.2023 и 11.09.2024 участка ледника Безенги и аэрофотосъёмок 05.08.2023 и 29.06.2024 участка озёрно-ледникового комплекса Башкара с квадрокоптера DJI Mavic Air 2, материалы аэрофотосъёмки ГУ МЧС России по Кабардино-Балкарии озёрно-ледникового комплекса Башкара от 06.06.2024.

Материалы аэрофотосъёмок обрабатывались в программе Agisoft Metashape Professional, и были построены ортофотопланы и цифровые модели рельефа. Пространственное разрешение ортофотопланов в зависимости от высоты полёта квадрокоптера над землёй составило 0.05–0.08 м в пикселе. Для оценки изменений рельефа строились векторные слои высот горизонталей через 1 м в относительных высотах (относительно точки запуска квадрокоптера), так как по характеристикам квадрокоптера не предусматривалось получение абсолютных высот. Линии горизонталей наносились на ортофотопланы и соответствовали минимальным неровностям рельефа. Они хорошо совпадали с элементами изображений на ортофотопланах, сечения горизонталей 1 м было достаточно для оценки изменений некоторых элементов рельефа, и построение горизонталей с меньшим сечением рельефа не потребовалось. Вследствие того, что квадрокоптер не имел модуля RTK (Real-Time Kinematic) и на местности не были заложены опорные реперы, разновременные ортофотопланы имели расхождения в плане 2–3 м. Для оценки пространственно-временных изменений участки ортофотопланов и космоснимков совмещались по опорным точкам в программе ArcMap.

Точность измерения площади контура селевых отложений на космоснимке Sentinel-2 определена из произведения периметра контура и половины размера пикселя изображения (5 м) и составила 12.3%. Разновременные фрагменты космоснимков и ортофотопланов многократно просматривали и сравнивали в режиме “зашторить слой” в программе ArcMap и в режиме GIF-анимации, и дешифрировались участки движущихся массивов ледников и мёртвых льдов, факты проявлений селей и обвалов и изменений гидрологической сети, определялись изменения

направления движения отдельных участков ледников, проводились их границы. Ниже представлены результаты исследований динамики концевых участков ледников Безенги и Башкара и приледниковой зоны.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Участок ледника Безенги. В результате анализа ортофотопланов 28.08.2022, 23.08.2023, 08.11.2023 и 11.09.2024 выявлены явные изменения положения истока р. Черек-Безенгийский (рис. 1). По данным (Панов, 1978), исток р. Черек-Безенгийский ранее был расположен ближе к левому краю ледника. В 2022 г. (см. рис. 1, а) кроме основного истока реки был небольшой выход воды с правой части ледника ниже на расстоянии 210 м. Это показывает, что подлёдных каналов было несколько. В 2023 г. основной исток реки уже был почти на месте второго небольшого выхода (см. рис. 1, б) с удалением от него на 55 м к юго-западу. В 2024 г. общее смещение истока реки от левого края ледника к правому и вниз по долине составило 280 м (см. рис. 1, в). На фрагменте ортофотоплана 11.09.2024 (рис. 2, б) показаны точки истоков р. Черек-Безенгийский (6, 7, 8), отмеченные на рис. 1. Почти в том же месте, как и в 2024 г., исток реки находился в ноябре 2023 г. (на расстоянии около 16–18 м), но тогда расход воды был минимальным и вода вытекала из грунтового массива, а не из ледяного грота, как в 2024 г. В этом году вода вытекала уже из грота с высотой ледяной стенки над полостью 10–12 м. Высота самого грота была более 2 м. Ширина русла водного потока у грота достигала 16 м. Сравнение цифровых моделей рельефа 2022 и 2024 гг. показало, что в 2022 г. исток реки гипсометрически был на 30 м выше, чем в 2024 г. Размылов старого участка русла реки на выходе воды из грота не выявлено, что свидетельствует об отсутствии селевых потоков в результате прорывов внутриледниковых ёмкостей.

Дальнейший анализ разновременных космоснимков Sentinel-2 показал, что в 2016 и 2018 гг. на поверхность ледника Безенги с правого склона сошли селевые потоки и общая площадь селевых отложений в 2018 г. составила около 81 ± 10 тыс. м² (см. рис. 2, а, 1). Селевые отложения возвышались над тальвегом эрозионной ложбины (см. рис. 2, а, 2). С 2018 по 2024 г. нижний край селевых отложений сместился с ледником на расстояние 85 м (см. рис. 2, б, 3; рис. 2, в, 3). Нижняя часть линии тальвега эрозионной ложбины сместилась на расстояние около

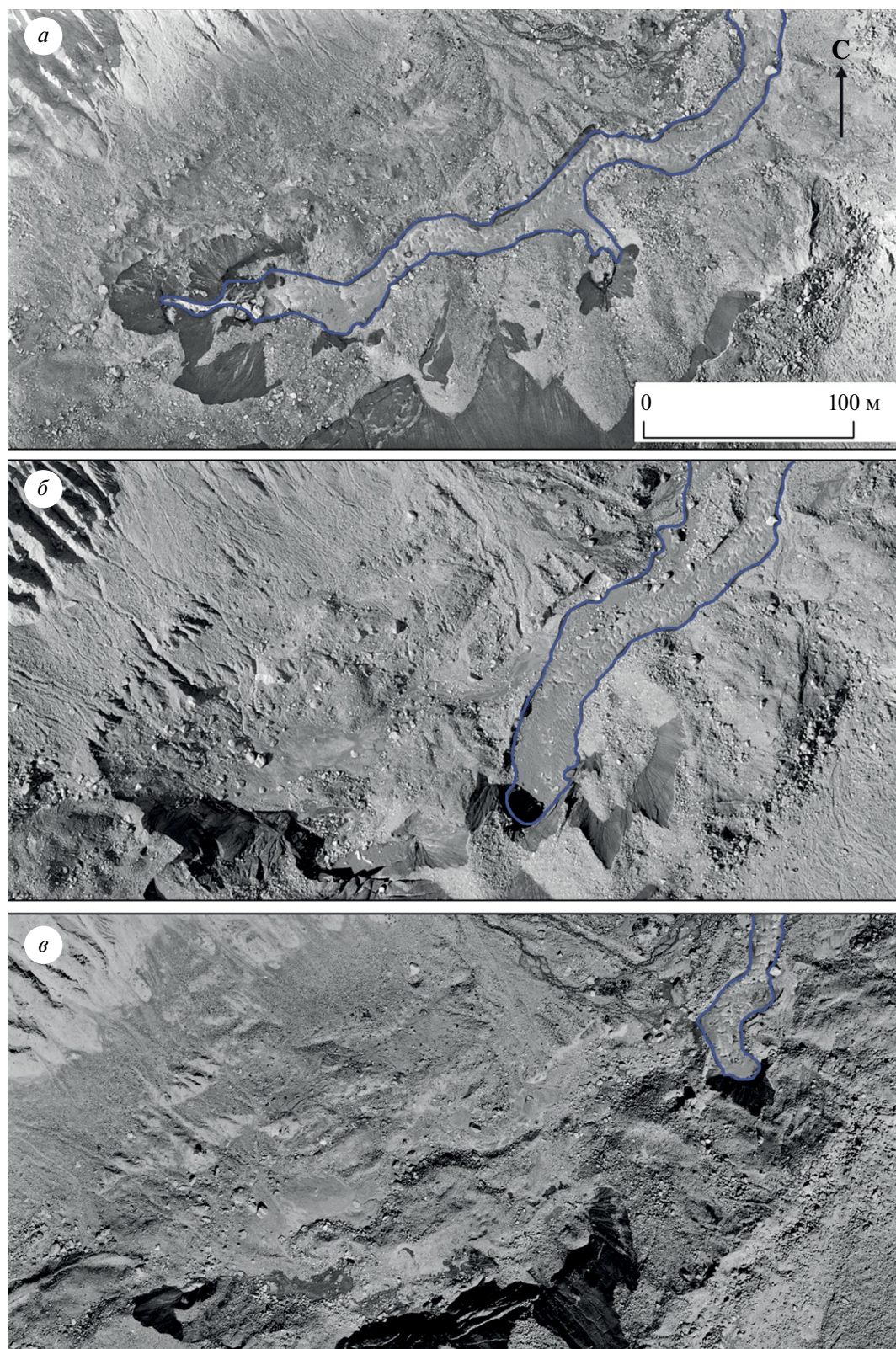


Рис. 1. Изменение положения истока р. Черек-Безенгийский на ортофотопланах разных лет: 28.08.2022 (а), 23.08.2023 (б), 11.09.2024 (в). Синими линиями показаны участки истоков и русел р. Черек-Безенгийский

Fig. 1. Change in the position of the source of the Cherek-Bezengiysky River on orthophotoplans of different years: 08/28/2022 (a), 08/23/2023 (b), 09/11/2024 (v). The blue lines show the sources and channels of the Cherek-Bezengiysky River

130 м вперёд и влево (см. рис. 2, б, 4; рис. 2, в, 4). При этом высота ледяного левого склона ложбины оставалась неизменной — около 20 м. Общий вектор направления движения массива ледника с чехлом селевых отложений (см. рис. 2, б,

показан стрелкой) был под углом к осевой линии ледника вследствие того, что этот массив испытывал пластические деформации, которые развивались по линии большего уклона. Превышение поверхности обломочного чехла над

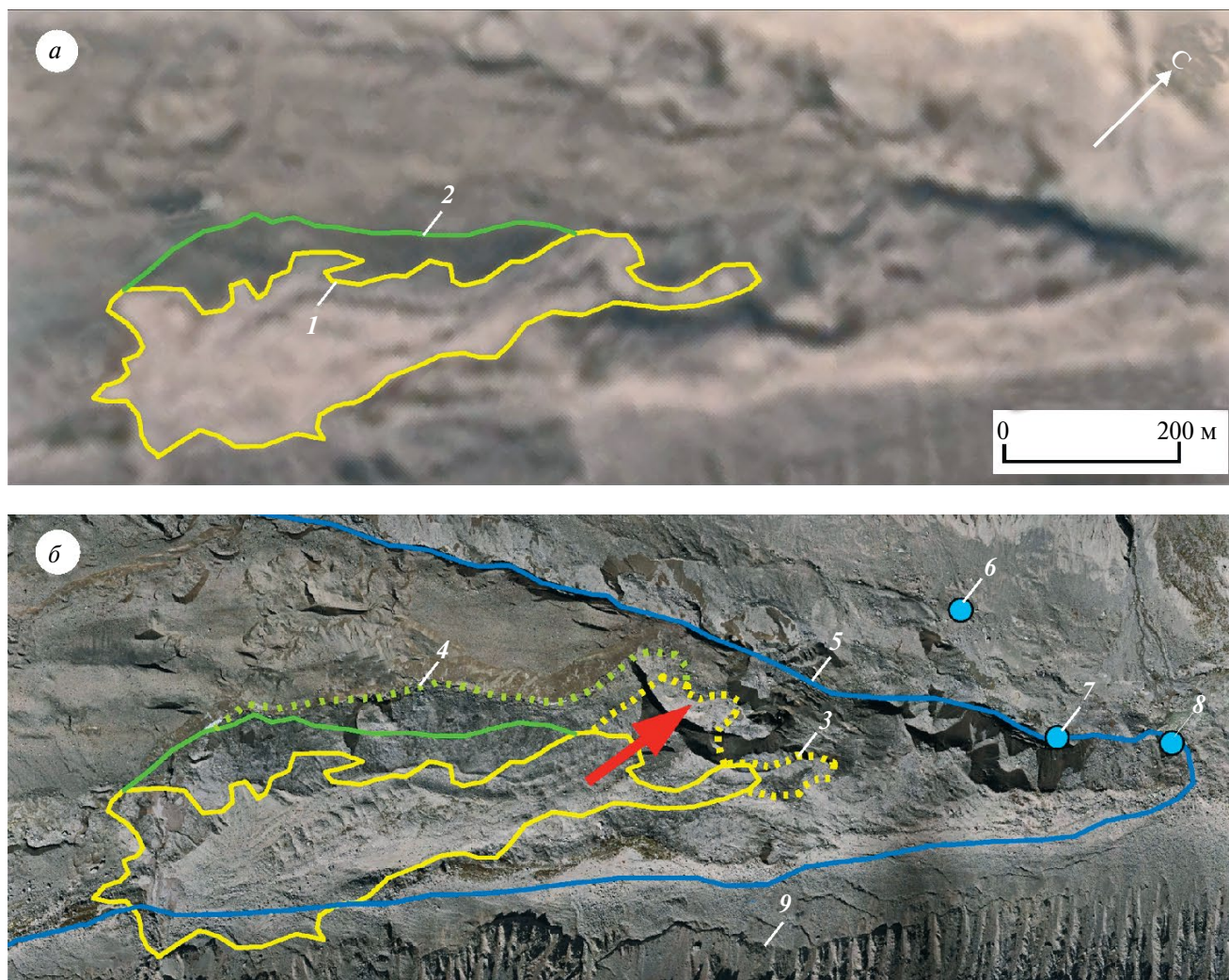


Рис. 2. Концевая часть ледника Безенги и участок селевых отложений в разные годы: космоснимок Sentinel-2 28.08.2018 (а), ортофотоплан 11.09.2024 (б), перспективная фотография А.Р. Акаева с квадрокоптера 11.09.2024 (в). 1 — граница селевых отложений 2018 г., 2 — тальвег эрозионной ложбины на леднике в 2018 г., 3 — фронтальная и левая граница селевых отложений 2024 г., 4 — тальвег эрозионной ложбины на леднике в 2024 г., 5 — граница ледника Безенги в 2024 г., 6 — участок бывшего истока р. Черек-Безенгийский в 2022 г. (см. рис. 1, а), 7 — участок бывшего истока р. Черек-Безенгийский в 2023 г. (см. рис. 1, б), 8 — участок истока р. Черек-Безенгийский в 2024 г. (см. рис. 1, в), 9 — линии отрыва обрушения обломочных масс пролювиально-коллювиального шлейфа правой береговой морены ледника Безенги. Красная стрелка — общее направление движения участка ледника с обломочным чехлом

Fig. 2. The terminal part of the Bezengi glacier and the area of debris flow deposits in different years: Sentinel-2 08/28/2018 satellite image (a), orthophotoplan on 09/11/2024 (b), perspective photograph by A.R. Akaev from a quadcopter on 09/11/2024 (c). 1 — boundary of debris flow deposits in 2018, 2 — talweg of the erosional depression on the glacier in 2018, 3 — frontal and left boundary of debris flow deposits in 2024, 4 — talweg of the erosional depression on the glacier in 2024, 5 — boundary of the Bezengi glacier in 2024, 6 — the site of the former source of the Cherek Bezengiysky River in 2022 (see Fig. 1, a), 7 — the site of the former source of the Cherek Bezengiysky River in 2023 (see Fig. 1, b), 8 — the site of the source of the Cherek Bezengiysky River in 2024 (see Fig. 1, c), 9 — the detachment lines of the collapse of the proluvial-colluvial cones of the right lateral moraine of the Bezengi Glacier. The red arrow indicates the general direction of movement of a glacier section with a debris cover

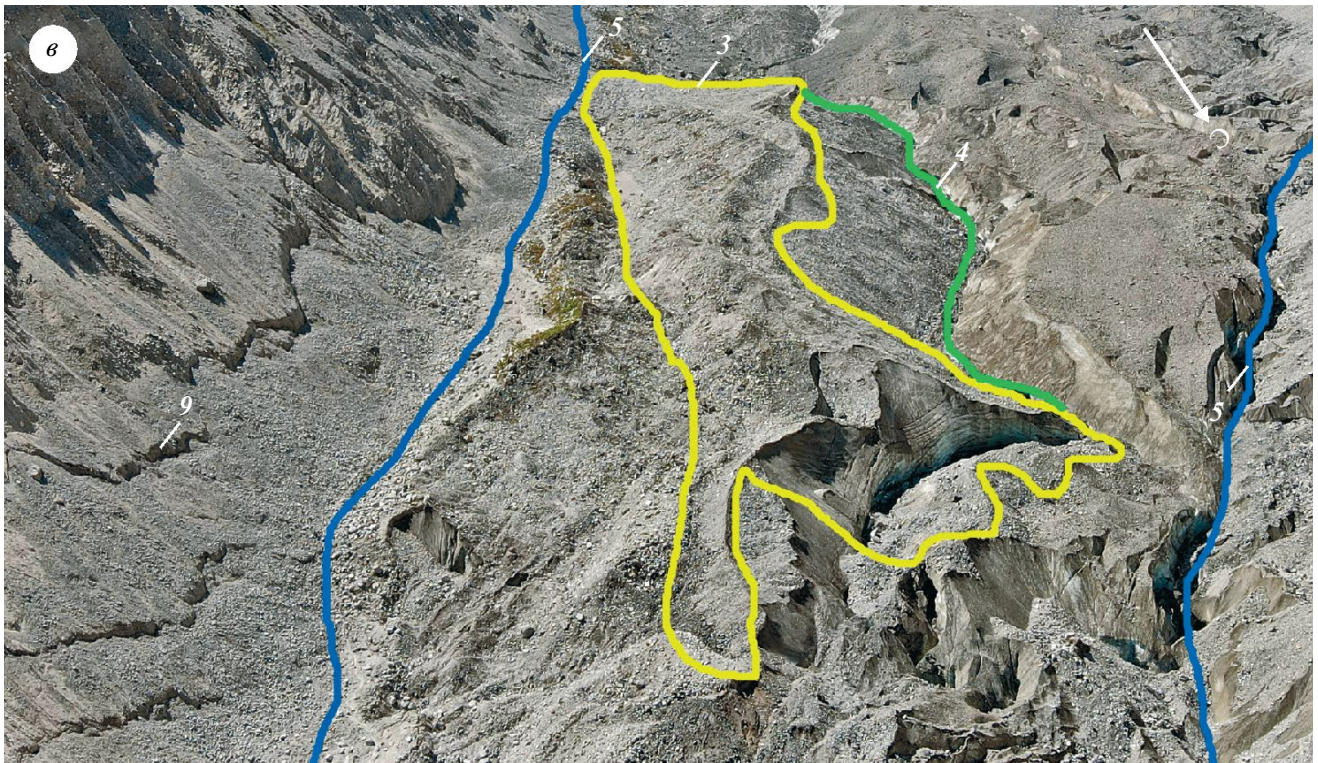


Рис. 2. Продолжение

Fig. 2. Continued

тальвегом эрозионной ложбины в 2024 г. достигало 50 м. Это превышение наглядно можно видеть на рис. 2, в между зелёной и жёлтой линиями.

Таким образом, вследствие замедления таяния правой части ледника Безенги, покрытого обломочным чехлом, эта часть ледника продолжала движение с изменённым вектором направления, оказывая давление на основной поток ледника, и вовлекала в движение массу мёртвого льда ниже селевых отложений, в то время как основная часть конца ледника сокращалась и превращалась в мёртвый лёд. При смещении массы ледника с обломочным чехлом был перекрыт основной подледниковый канал талых вод, в результате водный поток устремился в правый подлёдный канал и исток р. Черек-Безенгийский резко сместился вправо и вниз по долине.

Ускорение правой части ледника Безенги привело к тому, что началась деформация подножия пролювиально-коллювиального шлейфа правой береговой морены с образованием трещин в верхней части пролювиально-коллювиальных конусов (рис. 2, б, 9; рис. 2, в, 9)

и обрушением этих масс к подножию склона. Высота стенок отрыва по линии трещин достигала 5–7 м. Такие деформации пролювиально-коллювиального шлейфа береговой морены раньше не наблюдались, так как система “ледник — пролювиально-коллювиальный шлейф” находилась в равновесии при постоянном движении ледника. Возобновление движения мёртвого льда в правой части ледника произошло в условиях избыточного накопления обломочных масс у подножия шлейфа при неподвижности массива мёртвого льда, и движущаяся масса ледника стала вовлекать в движение отложенные обломочные массы пролювиально-коллювиального шлейфа.

Изменения, произошедшие на леднике Безенги, самом крупном долинном леднике Кавказа, привели к тому, что положение конца ледника в 2024 г. (рис. 3, б) было почти на том же месте, что и в 2014 г. (см. рис. 3, а). То есть отступления ледника за последние 10 лет фактически не произошло с одной лишь разницей, что ширина ледника сократилась за счёт обычного таяния центральной и левой частей ледника и превращения части языка ледника в мёртвый лёд. Визуально

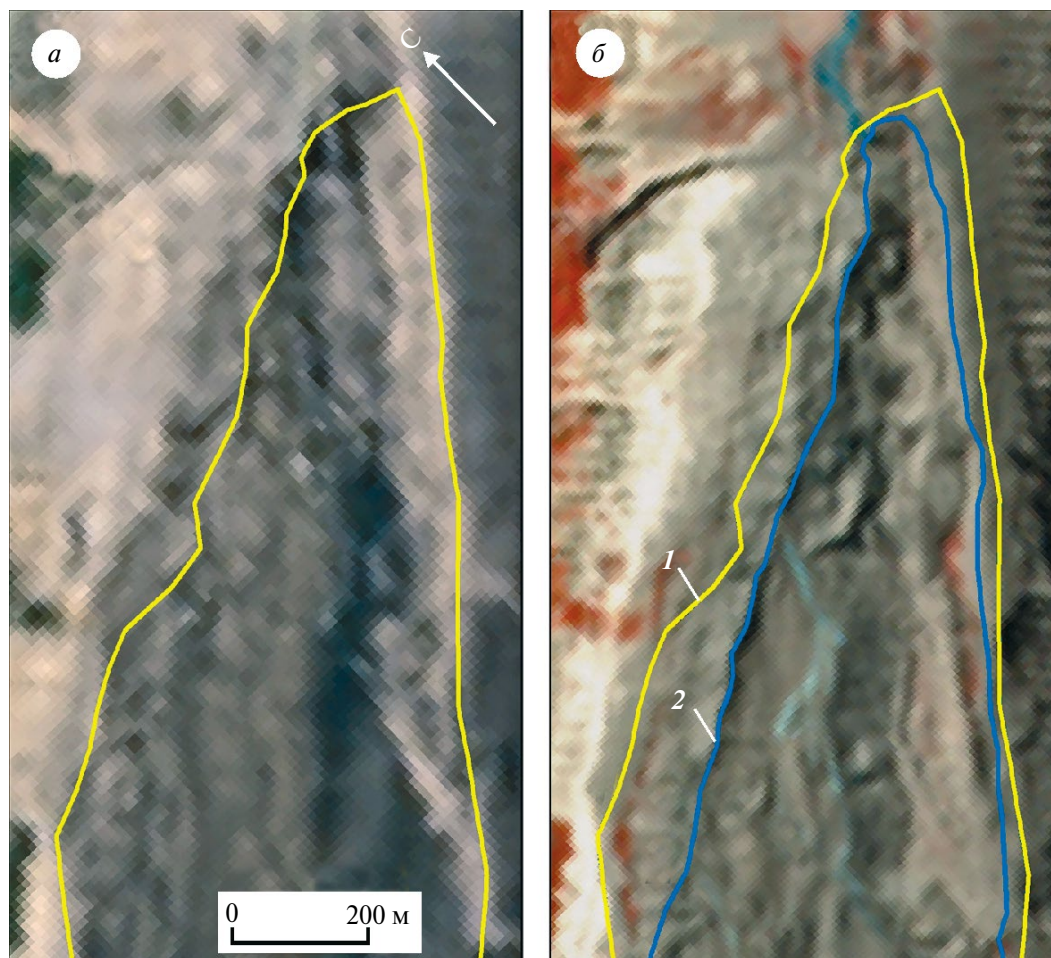


Рис. 3. Границы фронтальной активной части ледника Безенги в 2014 и 2024 гг.: космоснимок Landsat 8–9 03.08.2014 (а), космоснимок Sentinel-2 30.09.2024 (б). 1 – граница активной части ледника Безенги в 2014 г., 2 – граница активной части ледника Безенги в 2024 г.

Fig. 3. Boundaries of the frontal active part of the Bezengi Glacier in 2014 and 2024: satellite image of Landsat 8–9 08/03/2014 (a), satellite image of Sentinel-2 09/30/2024 (b). 1 – boundary of the active part of the Bezengi Glacier in 2014, 2 – boundary of the active part of the Bezengi Glacier in 2024

провести границу ледника Безенги было сложно. Разграничение активного льда ледника и мёртвых льдов проводилось на основе многократного просмотра GIF-анимаций фрагментов космоснимков и ортофотопланов разных лет с выявлением смещений характерных элементов поверхности и векторов их движения относительно неподвижных участков склонов и коренных выступов.

Участок ледника Башкара. На участке ледника Башкара, перед которым существуют оз. Башкара и оз. Лапа, во втором десятилетии XXI века произошли неординарные события: катастрофический прорыв оз. Башкара 01.09.2017 (Черноморец и др., 2018; Докукин и др., 2020в; Pavlyukevich et al., 2024), снежно-ледово-каменная лавина с горы Башкара 24.04.2019 (Докукин и др., 2020б).

С момента прорыва оз. Башкара параметры оз. Башкара и Лапа значительно изменились. По данным (Pavlyukevich et al., 2024), к 2024 г. уровень озера Башкара в результате нескольких обрушений склонов прорана (участка прорыва плотины в 2017 г.) постепенно поднялся на 3.2 м. Площадь оз. Башкара увеличилась на 32%, а объём – на 41%. Площадь оз. Лапа в результате постепенной эрозии плотины в 2018–2024 годах сократилась на 51%, объём – на 66%, а уровень снизился на 4.2 м. Гидрологический режим ледника Башкара характеризовался тем, что доля стока с правого потока ледника Башкара (через озеро Башкара) составляла 35%, а доля стока с левого потока ледника Башкара – 65% (Pavlyukevich et al., 2024), но в 2024 г.

произошло резкое изменение в гидрологическом режиме. Значительно увеличился приток воды в озеро Башкара, а сток на участке конца ледника Башкара уменьшился.

На рис. 4 показаны изменения на участке притока воды в озеро Башкара. Заметны различия в ширине русла потока: в 2023 г. (см. рис. 4, *а*) — до 2–3 м, в 2024 г. (см. рис. 4, *б, в*) — до 6–7 м. То есть расход водного потока стал значительно больше. В 2024 г. в отдельные моменты отмечался селевой режим — боковая эрозия (срезан участок старых озёрных отложений площадью 500 м²), два участка новых селевых отложений площадью 350 и 950 м² на левом берегу потока и новая дельта (конус выноса) площадью 2300 м² (см. рис. 4, *в*). Селевой режим наблюдался на участке прорана

ниже озера Башкара — происходила подрезка склонов и изменение направления русла (образовался новый входной грот в подлёдный канал участка мёртвого льда) (рис. 5). По-видимому, так же, как и в 2017 г. (Докукин и др., 2020в), в результате схода селевого потока в озеро по нему проходила селевая волна с сохранением селевого режима в русле прорана ниже озера.

Произошедшие события на озере Башкара имели признаки прорывоопасной ситуации, и поэтому проводились дальнейшие обследования, которые показали, что в августе увеличенный приток воды в озеро сохранялся. Причина таких процессов, скорее всего, заключалась в перестройке подледниковой дренажной системы ледника Башкара.

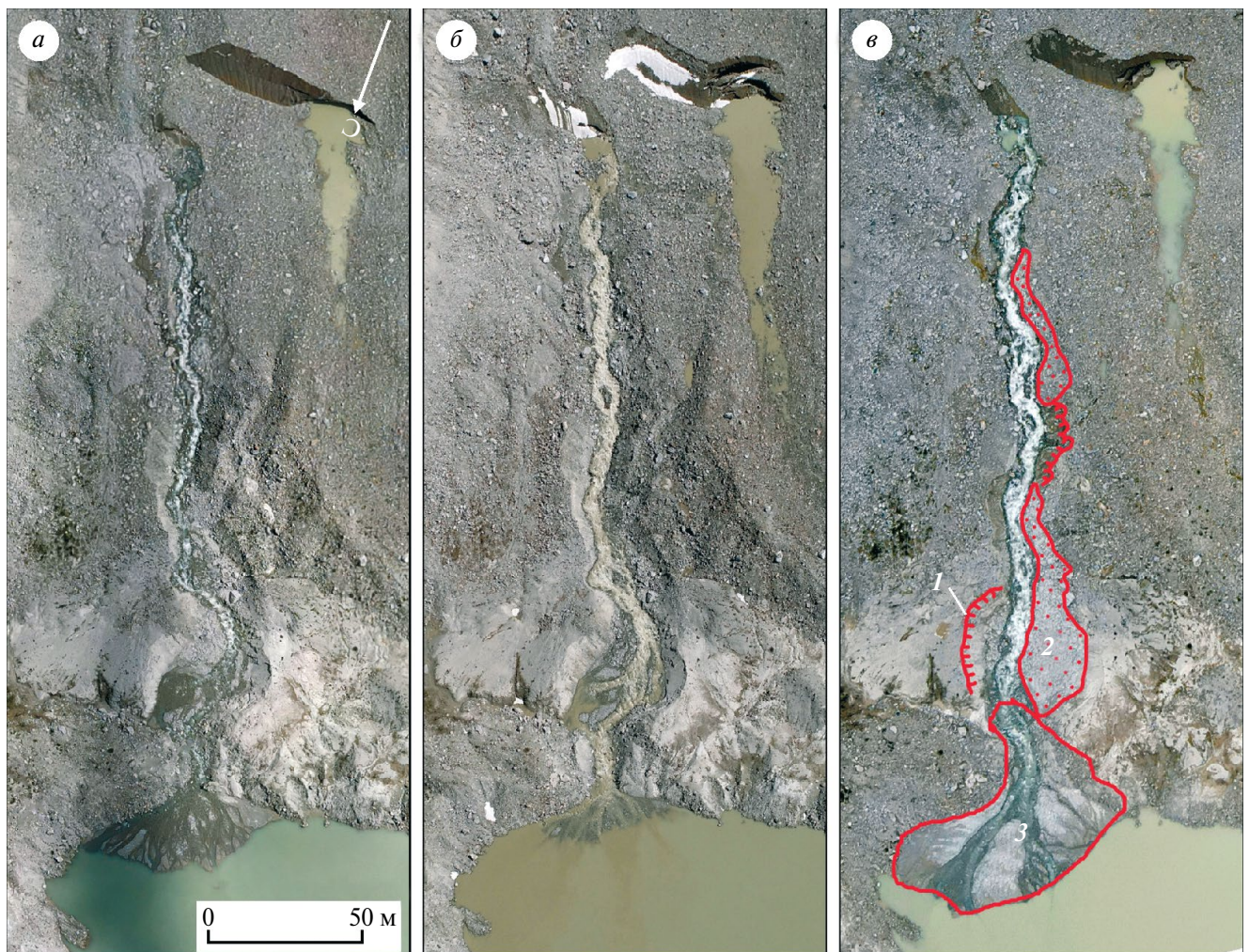


Рис. 4. Участок притока воды в озеро Башкара (фрагменты ортофотопланов): 05.08.2023 (*а*), 06.06.2024 (*б*), 29.06.2024 (*в*). 1 — бровки эрозионных откосов, 2 — селевые отложения, 3 — дельта (конус выноса)

Fig. 4. The area of water inflow into Bashkara Lake (fragments of orthophotoplans): 08/05/2023 (*а*), 06/06/2024 (*б*), 06/29/2024 (*в*). 1 — edges of erosion slopes, 2 — debris flow deposits, 3 — delta (fan)

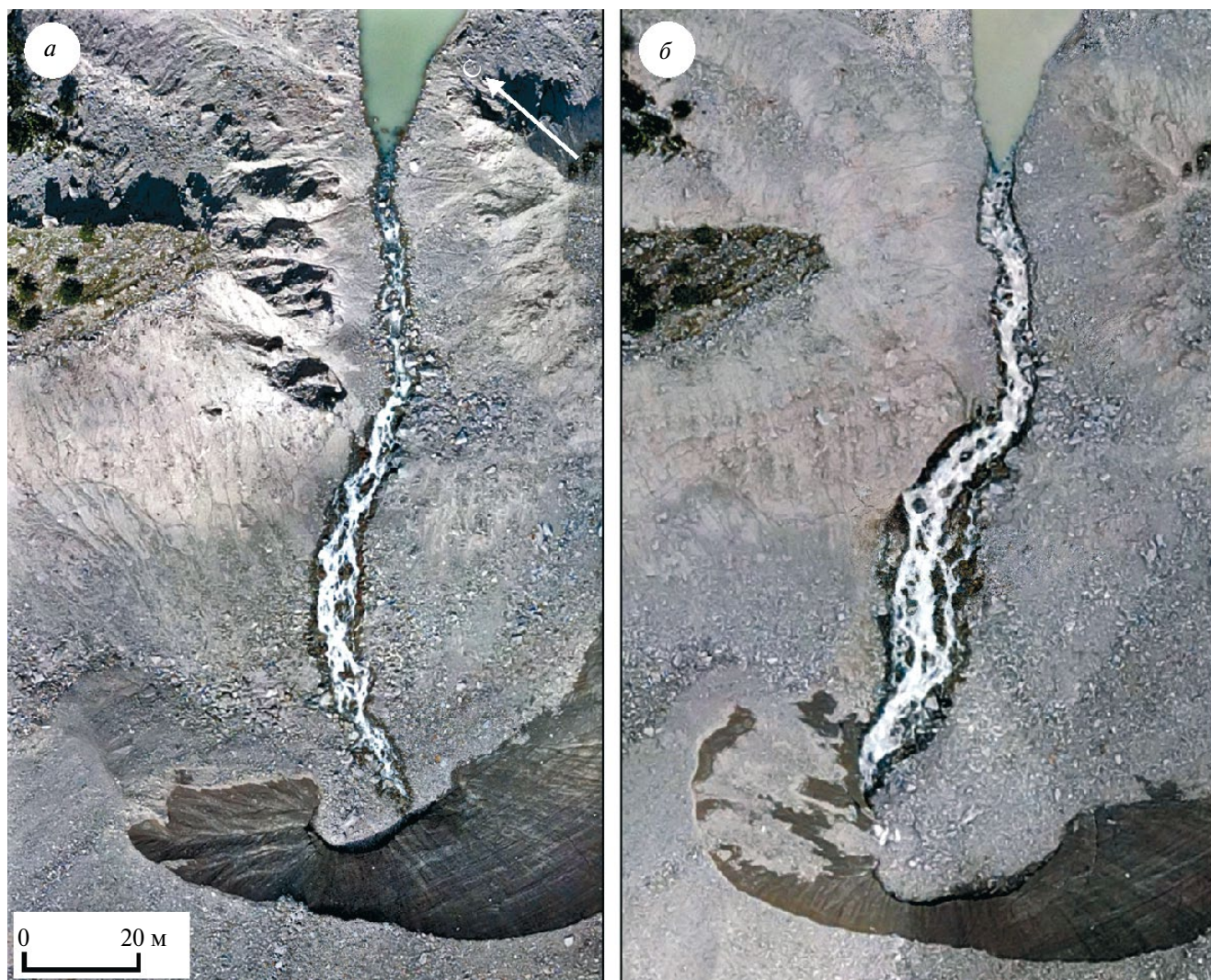


Рис. 5. Участок прорана озера Башкара на ортофотопланах: 05.08.2023 (а), 29.06.2024 (б)

Fig. 5. The section of the dam-break of Bashkara Lake on orthophotoplans: 08/05/2023 (a), 06/29/2024 (b)

Для оценки возможного влияния изменений на леднике Башкара после схода снежно-ледово-каменной лавины с горы Башкара в 2019 г. проведён анализ космоснимков, ортофотопланов и цифровых моделей рельефа разных лет и использована информация о наличии подлёдных русловых углублений из работы (Лаврентьев и др., 2020) (рис. 6, а).

На участке, обозначенном цифрой 1 (см. рис. 6, а, д, е), отмечено выклинивание подлёдного углубления (голубой контур), которое затем появляется левее и ниже на расстоянии более 200 м. Скорее всего, это связано с особенностями подледникового рельефа. Для того чтобы оценить распределение обломочного материала снежно-ледово-каменной лавины

2019 г. на поверхности ледника Башкара, показано состояние ледника до и после этой лавины (см. рис. 6, б, в, г). На фрагменте в рис. 6, так как значительная часть отложений снежно-ледово-каменной лавины (2, красный контур) представлена снегом и льдом, не видны контуры массивов обломочного материала. Сравнение фрагментов б и г рис. 6 позволило сделать вывод о том, что обломочный материал распределился неравномерно и в пределах контура зоны поражения снежно-ледово-каменной лавиной есть участки, не покрытые обломочным материалом. Например, дугообразный массив (см. рис. 6, г, д, е, 3) не связан с основной обломочной массой и находится на расстоянии 170 м от неё. В 2024 г. этот массив возвышался над поверхностью ледника на 12 м.

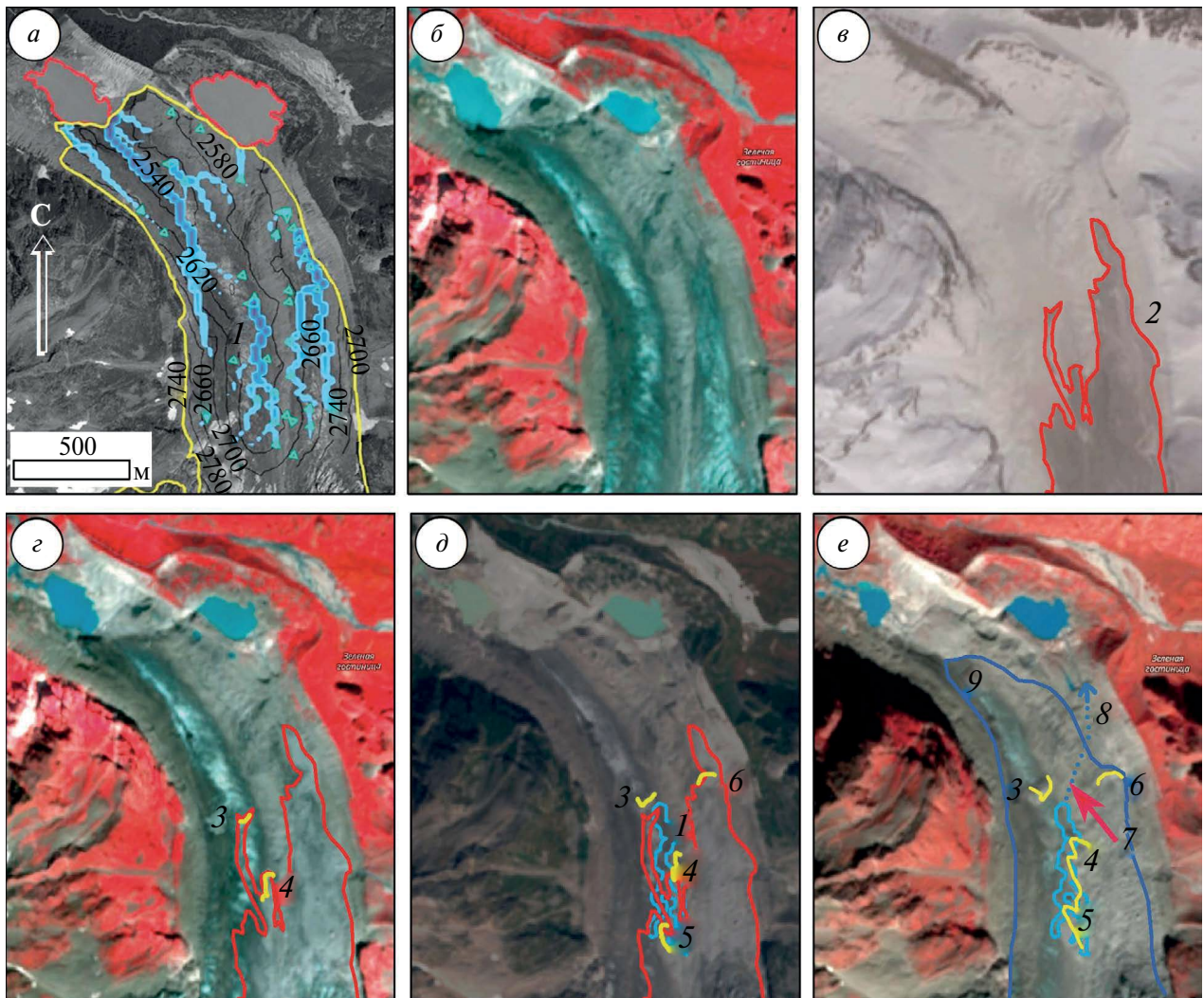


Рис. 6. Изменения на леднике Башкара после схода снежно-ледово-каменной лавины 24.04.2019: космоснимок SPOT-7 01.08.2017 (Лаврентьев и др., 2020) (а), космоснимки Sentinel-2: 31.08.2019 (б), 25.04.2019 (в), 28.08.2019 (г), 30.08.2022 (д), 30.09.2024 (е). 1 – участок выклинивания подледного дренажного канала (данные статьи Лаврентьев и др., 2020) в этом же положении отмечен на фрагментах д и е (голубой контур); 2 – граница отложений снежно-ледово-каменной лавины 24.04.2019 (на фрагментах в, г, д, красный контур); 3 – отдельный вал отложений снежно-ледово-каменной лавины; 4 и 5 – фронтальные валы левой части отложений снежно-ледово-каменной лавины; 6 – фронтальный вал правой части отложений снежно-ледово-каменной лавины, образовавшийся при движении ледника; 7 – направление смещения правого потока ледника; 8 – предполагаемое направление нового подледникового канала стока (пунктирная линия); 9 – граница активной части ледника Башкара (синий контур). Жёлтые линии на фрагменте е – изменившие положение и форму валы, отмеченные на фрагменте д (3, 4, 5, 6)

Fig. 6. Changes on the Bashkara Glacier after the snow-ice-rock avalanche on 24.04.2019: satellite image of SPOT-7 08/01/2017 (Lavrentiev et al., 2020) (a), satellite image of Sentinel-2: 08/31/2019 (б), 04/25/2019 (в), 08/28/2019 (г), 08/30/2022 (д), 30.09.2024 (e). 1 – the section of the subglacial drainage channel wedging (data from Lavrentiev et al., 2020) in the same section is marked on fragments d and e (blue outline); 2 – the boundary of the snow-ice-rock avalanche deposits on 04/24/2019 (on fragments в, г, д, red outline); 3 – a separate line of the snow-ice-rock avalanche deposits; 4 and 5 – the frontal line of the left part of the snow-ice-rock avalanche deposits; 6 – the frontal line of the right part of the branches of the snow-ice-rock avalanche formed during the movement of the glacier; 7 – the direction of displacement of the right flow of the glacier; 8 – the expected direction of the new subglacial drainage channel (dotted line); 9 – the boundary of the active part of the Bashkara glacier (dark blue outline). The yellow lines on fragment e are the lines that have changed their location and shape, marked on fragment d (3, 4, 5, 6)

Обращает на себя внимание расположение и изменение обломочного вала *б* с высотой фронтального уступа 15–16 м на рис. 6, *д*, *е*. Ниже этого вала, по данным сравнения нескольких разновременных космоснимков движения ледника, не выявлено, и этот нижележащий массив можно считать мёртвым льдом. На его поверхности отложилась часть обломочной массы снежно-ледово-каменной лавины. Вал *б* появился в период 2022–2024 гг. в результате давления правого потока льда ледника Башкара, усилившегося после отложения обломочного материала снежно-ледово-каменной лавины, на массив мёртвого льда. Левая часть вала заметно выпрямилась в 2023–2024 гг., что свидетельствует о смещении массы ледника влево от осевой линии. Направление движения показано стрелкой на рис. 6, *е*. В эту сторону смещались и массы валов 4 и 5.

Таким образом, предположено, что наличие преграды из массива мёртвого льда с увеличившейся массой обломков от лавины впереди правого потока льда, а также замедлившееся, вследствие образования обломочного чехла, таяние правого потока льда привели к изменению вектора его перемещения и давлению на левый поток льда на участке, где выклинивалось углубление подледникового русла. В результате изменилось направление подледникового потока талых вод, что отмечено пунктирной линией (см. рис. 6, *е*, *д*), и увеличился приток воды в озеро Башкара.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обычная реакция ледников на изменение климата характеризуется ускорением темпов деградации. Расположенные на низких абсолютных высотах концы долинных ледников отступают особенно быстро. За период 2014–2024 гг. наибольшее отступление зафиксировано у ледника Бирджалычиран на склоне Эльбруса – 1050 м, ледник Караугом отступил на 725 м. На этом фоне крупнейший долинный ледник Кавказа Безенги, конец которого расположен на высоте около 2150 м, при почти полном отсутствии отступления является исключением, что можно объяснить влиянием недавно образовавшегося обломочного чехла селевых отложений, замедляющего таяние ледника во фронтальной зоне. Этот феномен интересен ещё и тем, что правая часть ледника с обломочным чехлом смещается в сторону и воздействует на подледниковую

дренажную систему, изменяя направление каналов подледникового стока.

Для ледника Башкара не прошёл бесследно сход снежно-ледово-каменной лавины в апреле 2019 г., массы которой не долетели до оз. Башкара. Через 5 лет после лавины оз. Башкара снова напомнило о себе, испытав сход селевого потока, выплеснувшегося из подледникового канала ледника Башкара. В этом случае изменилось соотношение в динамике двух потоков льда, один из которых, усилившийся под влиянием обвального обломочного чехла, воздействовал на другой, и в результате изменилось направление подледникового стока с выбросом мощного водного импульса в озеро.

Ранее на процессе влияния обвалов на динамику ледников акцентировалось внимание в работах (Савернюк, 2012; Докукин и др., 2020а; Докукин и др., 2022); в них показано, что после обвалов на поверхность ледников через определённый период времени происходит их наступание. Левый поток ледника Бартуйцете после обвала в 1959 г. начал наступать в 1975 г., когда обвальные отложения объёмом около 2 млн м³ сместились к фронту левого потока. При этом правый поток ледника в это время сокращался и освобождал место для усилившегося левого потока, который в итоге стал фронтальной частью ледника, хотя ранее он отстоял от фронта на расстоянии около 800 м. В итоге ледник Бартуйцете с 1975 г. практически не отступал. Наступание ледника Шермана на Аляске в XXI в. происходило после обвала в 1964 г.

Сложная система взаимодействия потоков льда с обвальным чехлом образовалась в цирке Девдоракского ледника после ледово-каменного обвала в 2014 г., значительная масса которого аккумулировалась на леднике Шантор – правой ветви бывшего правого притока Девдоракского ледника на склоне горы Казбек, который, наступая, накрыл собой поверхность Девдоракского ледника. Последний, отягощённый обвальными отложениями и телом ледника Шантор, продолжал наступать в 2024 г. И поскольку конец ледника расположен на крутом скальном уступе, в результате ускорения движения и наступания ледника с обвальным чехлом происходят частые обвалы льда с дальностью выброса на большие расстояния. После обвала скальных пород в 2019 г. на правую часть ледника Шантор активизировались обвалы льда с дальностью выброса до 2 км и более.

В 2002 г. обвалы висячих ледников и скальных пород способствовали сходу ледника Колка (Ледник Колка, 2014). После нескольких каменных лавин произошёл сход ледника Седонгпу в Юго-Восточном Тибете в 2018 г. (Kääb et al., 2021).

Таким образом, примеры различной реакции ледников на появление обломочного чехла на поверхности в результате обвалов или сходов селевой массы показывают, что в зависимости от расстояния участка обвального чехла до конца ледника наступание ледника может происходить не только через 3–5 лет, как в случае ледников Безенги и Шантор, но и через довольно длительный период (до 15 лет и более).

В связи с этим в будущем можно предположить изменения в динамике ледника Джанкуат, верхняя часть которого в цирке ледника Лекзири на южном склоне Главного Кавказского хребта в значительной степени была погребена под мощным обломочным чехлом обвала с горы Башкара в ноябре 2019 г. За пять лет фронт обвальных отложений, диагностируемый только по форме рельефа поверхности ледника и почти не различимый даже летом, прошёл около 180 м не в сторону ледника Лекзири, а в направлении ледника Джанкуат и отстоит от конца ледника Джанкуат на расстоянии около 2.5 км.

Образование обвального чехла в области аккумуляции ледника долгое время будет замаскировано накоплениями снежно-фирново-ледяных масс и может проявиться только на выходе масс ледника в область абляции. Подобным образом происходил процесс наступания ледника Уилпата в долине р. Цейдон в республике Северная Осетия — Алания, когда обломочный чехол, проявившись в области абляции в 1980-х годах, уже приобрёл вид фронтального вала и активная обломочно-ледяная масса стала вовлекать в движение мёртвый лед во фронтальной зоне. В таких случаях важен непрерывный мониторинг ледниковых цирков в зимнее время.

ВЫВОДЫ

Со временем, в связи с продолжающимся потеплением климата, реакция ледников на появление обвального чехла в виде наступания ледников и формирования обвалов льда на крутых скальных уступах может чаще сопровождаться резкими изменениями подледниковой дренажной системы с последствиями в виде паводков и селевых потоков, а возможно и сходов ледников.

Для того чтобы своевременно выявлять потенциальные угрозы развития опасных обвальных, гляциальных и гидрологических процессов в приледниковой зоне, необходима организация комплексного мониторинга, включающего анализ разновременных космоснимков, проведение аэрофотосъёмок и радиолокационных съёмок, а также разработка и совершенствование моделей реакции ледников на воздействия обвалов и селевых потоков.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы 2.12 Плана НИТР Росгидромета. Авторы выражают признательность ГУ МЧС России по Кабардино-Балкарской республике за предоставленные материалы аэрофотосъёмки озёрно-ледникового комплекса Башкара 06.06.2024 г.

Acknowledgements. The study was carried out within the framework of topic 2.12 of the Roshydromet Research Plan. The authors express their gratitude to the Ministry of Emergency Situations of Russia in the Kabardino-Balkarian Republic for providing aerial photography materials of the Bashkara Lake and glacier complex on 06.06.2024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Ташилова А.А. Современная деградация долинных ледников Центрального Кавказа // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2021. Т. 8. № 3. С. 113–141.
<https://doi.org/10.21513/2410-8758-2021-3-113-141>
- Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы // *Лёд и Снег*. 2020а. Т. 60. № 3. С. 361–378.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>
- Докукин М.Д., Калов Р.Х., Черноморец С.С., Гяургиев А.В., Хаджиев М.М. Снежно-ледово-каменная лавина на леднике Башкара в ущелье Адыл-Су (Центральный Кавказ) 24 апреля 2019 года // *Криосфера Земли*. 2020б. Т. 24. № 1. С. 64–70.
https://earthcryosphere.ru/arch/2020-1/dokukin_2020_1/
- Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Условия и механизмы прорывов Башкаринских озёр в долине р. Адыл-су (Центральный Кавказ) // *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: коллективная монография по материалам X Всероссийской науч.-технич. конф.: В 2 ч.* Т. Х. Ч. 2. Грозный, 2020в. С. 369–375.
- Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Черноморец С.С., Шагин С.И. Активность обвалов на участке Казбек-

- ско-Джигарайского горного узла после катастроф на ледниках Колка и Девдораки в 2002 и 2014 годах // Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии: коллективная монография / Науч. ред. В.Б. Заалишвили. Владикавказ, 2022. С. 389–394.
- Керимов А.М., Керимов А.А., Хутуев А.М. Динамика языковых частей долинных ледников Безенги и Мижирги с конца XX в. // Изв. Кабардино-Балкарского науч. центра РАН. 2014. № 4 (60). С. 29–36.
- Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А. Ледники в горах России (Кавказ, Алтай, Камчатка) в первой четверти XXI века // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 157–173. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020114>
- Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>
- Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / Ред. Ю.Г. Леонов, В.В. Заалишвили. Владикавказ: Центр геофиз. исследований Владикавказ. науч. центра РАН и Республики Северной Осетии – Алании, 2014. 432 с.
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф. Формирование и развитие дренажных систем в ледниках // Лёд и Снег. 2011. № 3. С. 23–40.
- Панов В.Д. Режим и эволюция современного оледенения бассейна р. Черек Безенгийский. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 135 с.
- Постникова Т.Н., Рыбак О.О., Губанов А.С., Зеколлари Х., Хусс М. Математическое моделирование ледников Эльбруса в XXI в. Ч. 2. Прогноз эволюции ледников и формирования озёр при разных сценариях SSP // Лёд и Снег. 2024. № 3. С. 326–344. <https://doi.org/10.31857/S2076673424030021>
- Резепкин Г.А., Поповнин В.В. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 307–321. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321>
- Савернюк Е. А. Особенности морфологии и динамики обвалных отложений на леднике Бартуйцете (Республика Северная Осетия – Алания) // Тр. Высокотермического геофиз. ин-та. 2012. Вып. 97. С. 36–40.
- Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Каюков Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(70-80\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80))
- Sentinel-hub // Электронный ресурс. URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (Дата обращения: 10.02.2025).
- Kääb A., Jacquemart M., Gilber A., Leinss S., Girod L., Huggel Ch., Falaschi D., Ugalde F., Petrákov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J.S. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers – more frequent than thought? // Cryosphere. 2021. V. 15. № 4. P. 1751–1785. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1751-2021>
- Pavlyukevich E.D., Krylenko I.N., Krylenko I.V. Modern evolution and hydrological regime of the Bashkara Glacier Lakes system (Central Caucasus, Russia) after the outburst on September 1, 2017 // Geography, Environment, Sustainability. 2024. V. 17. № 4. P. 66–75. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2024-3717>
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M. Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers in the 21st century // Frontiers in Earth Science. 2023. V. 11. № 1. P. 1–22. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696>
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // The Cryosphere. 2022. V. 16. № 2. P. 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
- Tielidze L.G., Iacob G., Holobâcă I.H. Mapping of supra-glacial debris cover in the Greater Caucasus: a semi-automated multi-sensor approach // Geosciences. 2024. V. 14. № 7. 178. <https://doi.org/10.3390/geosciences14070178>

Citation: *Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Akaev A.R. Features of the dynamics of Bezengi and Bashkara glaciers with a debris cover in the Central Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 397–410. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030033*

Features of the Dynamics of Bezengi and Bashkara Glaciers with a Debris Cover in the Central Caucasus

© 2025 M. Yu. Bekkiev, M. D. Dokukin[#], R. Kh. Kalov, A. R. Akaev

High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia

[#]*e-mail: inrush@bk.ru*

Received February 10, 2025; Revised April 3, 2025; Accepted June 26, 2025

Based on the analysis of satellite images and aerial photography, the study revealed the formation of a debris cover of mudflow and landslide deposits on the surface of the Bezengi Glacier in 2016–2018 and the Bashkara glacier in 2019 in the Central Caucasus. It was found that while the main part the Bezengi glacier tongue was retreating, its right part under the debris cover continued to move forward and, in addition, began to shift to the left to the centerline. The right part of the glacier, which accelerated the movement, began to deform the proluvial/colluvial fan on the slope of the lateral moraine on a distance longer 600 m, with the formation of cracks and falls of the debris mass to the foot of the slope. The source of the Cherek-Bezengiysky River has shifted from the left side of the glacier to the right side and down the valley for a distance of 280 m in the period 2022–2024. As a result of the involvement of dead ice mass in the movement, in 2024 the Bezengi glacier terminus was at the same place that it was in 2014. After the snow-ice-rock avalanche on the surface of the Bashkara Glacier, the dynamics of its right flow changed. Below it there is a significant frontal mass of dead ice, which is not capable of engaging in motion. Therefore, the ice flow began to shift to the left, affecting the main left ice flow. As a result, in 2024, there was a change in the direction of the subglacial channel of meltwater runoff, the main part of which flowed towards Lake Bashkara, increasing its water inflow. This in the debris flow release into the lake and then to a change in the channel on the dam-break section below the Bashkara Lake with partial undercutting of its slopes. Due to that a threat of erosion of the bottom of the dam-break and a new outburst of the Bashkara Lake became quite probable. The events of 2024 in the areas of the terminus parts of the Bezengi and Bashkara glaciers showed that against the background of the ongoing degradation of glaciers, extraordinary events are still possible being caused by the restructuring of the subglacial drainage system in several years after the formation of a debris cover on the glaciers due to rock avalanches or debris flows.

Keywords: Bezengi Glacier, rock avalanche, debris flow, Bashkara Lake, debris cover, glacier advance, subglacial channel

REFERENCES

- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Tashilova A.A.* Modern degradation of valley glaciers in the Central Caucasus. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya. Fundamental and applied climatology*. 2021, 8 (3): 113–141. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2021-3-113-141> [In Russian].
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A.* Activation of rock avalanches in the Central Caucasus and their impact on the dynamics of glaciers and debris flows. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020a, 60 (3): 361–378.
- Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Chernomorets S.S., Gyaurgiev A.V., Khadzhiyev M.M.* The snow- ice-rock avalanche on Bashkara Glacier in the Adyl-su valley (Central Caucasus) on April 24, 2019. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2020b, 24 (1): 67–70. https://earthcryosphere.ru/arch/2020-1/dokukin_2020_1/ [In Russian].
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S.* Conditions and mechanisms of outburst of Bashkara lakes in the valley of <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045> [In Russian].

- the river Adyl-su (Central Caucasus). *Sovremennyye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza: kollektivnaya monografiya po materialam X Vserossijskoj nauchno-tekhnicheskoy konferencii: V 2 ch. T. X. Ch. 2. Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus: a collective monograph based on the materials of the X All-Russian Scientific and Technical Conference: in 2 parts. V. 10. Pt. 2. Grozny, 2020b: 369–375 [In Russian].*
- Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S., Shagin S.I. Avalanche activity in the Kazbek-Jimara mountain junction area after the disasters on the Kolka and Devdoraki glaciers in 2002 and 2014. *Opasnye prirodnye i tekhnogennyye processy v gornyykh regionah: modeli, sistemy, tekhnologii: kollektivnaya monografiya. Dangerous natural and technogenic processes in mountain regions: models, systems, technologies: a collective monograph. Scientific ed. V.B. Zaalishvili. Vladikavkaz, 2022: 389–394 [In Russian].*
- Kerimov A.M., Kerimov A.A., Khutuyev A.M. Dynamics of the protruding parts of the trough (valley) glaciers Bezengi and Mizhirgi from the end of XX century. *Izvestiya Kabardino-Balkarskogo nauchnogo centra RAN. News of the Kabardino-Balkarian Scientific Center of the RAS. 2014, 60 (4): 29–34 [In Russian].*
- Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A. Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 157–173. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020114> [In Russian].*
- Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2020, 60 (3): 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].*
- Lednik Kolka: vchera, segodnya, zavtra. The Kolka Glacier: Past, Present, Future. Vladikavkaz: Federal State Budgetary Institution of Science Center for Geophysical Research of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and the Government of the Republic of North Ossetia – Alania. 2014: 432 p. [In Russian].
- Macheret Yu.Ya., Glazovskiy A.F. Formation and development of drainage systems in glaciers. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2011, 115 (3): 23–40 [In Russian].*
- Panov V.D. *Rezhim i evolyuciya sovremennogo oledeneniya bassejna r. Cherek Bezengiyskiy. Regime and evolution of modern glaciation of the Cherek Bezengiysky River basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 135 p. [In Russian].*
- Postnikova T.N., Rybak O.O., Gubanov A.S., Zekollari H., Huss M. Mathematical modeling of Elbrus glaciers in the 21st century. Part 2. Forecasting glacier evolution and lake formation under various SSP scenarios. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2024, 64 (3): 326–344. <https://doi.org/10.31857/S2076673424030021> [In Russian].*
- Rezepkin A.A., Popovnin V.V. Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 307–321. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321> [In Russian].*
- Savernyuk E.A. Morphology and dynamics of rock avalanche deposits on the Bartuitsete Glacier (Republic of North Ossetia – Alania). *Trudy VGI. Proc. of the Highland Geophysical Institute. 2012, 97: 36–40. [In Russian].*
- Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Bekkiev M.Y., Viskhadzhieva K.S., Dokukin M.D., Kallov R.K., Kidyaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M. The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2018, 22 (2): 70–80. https://earthcryosphere.ru/arch/2018-2/chernomorets_2018-2/ [In Russian].*
- Sentinel-hub: official site. Retrieved from: URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (Last access: February 10, 2025).
- Kääb A., Jacquemart M., Gilber A., Leinss S., Girod L., Hugel Ch., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J.S. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers – more frequent than thought? *Cryosphere. 2021, 15 (4): 1751–1785. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1751-2021>*
- Pavlyukevich E.D., Krylenko I.N., Krylenko I.V. Modern evolution and hydrological regime of the Bashkara Glacier Lakes system (Central Caucasus, Russia) after the outburst on September 1, 2017. *Geography, Environment, Sustainability. 2024, 17 (4): 66–75. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2024-3717>*
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M. Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers in the 21st century. *Frontiers in Earth Science. 2023, 11 (1): 1–22. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696>*
- Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020. *The Cryosphere. 2022, 16 (2): 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>*
- Tielidze L.G., Iacob G., Holobacă I.H. Mapping of supra-glacial debris cover in the Greater Caucasus: a semi-automated multi-sensor approach. *Geosciences. 2024, 14 (7): 178. <https://doi.org/10.3390/geosciences14070178>*

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.341, 911.52

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ РАСПОЗНАВАНИЯ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

© 2025 г. С. В. Калиничева*, А. Н. Петрова, В. П. Семенов

Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

**e-mail: ikoveta@rambler.ru*

Поступила в редакцию 07.05.2025 г.

После доработки 06.06.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Приводится методика картирования высоты снежного покрова на пяти участках Западной Якутии с применением полевых данных и автоматизированного дешифрирования высоты снежного покрова по методу неконтролируемой классификации. Установлено, что метод неконтролируемой классификации грамотно распределяет снежный покров по высоте и может применяться при составлении карт снежного покрова на обширных территориях.

Ключевые слова: высота снежного покрова, ГИС, дешифрирование, дистанционное зондирование Земли, неконтролируемая классификация, снегомерная съёмка

DOI: 10.7868/S2412376525030047

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров – один из основных факторов формирования температурного режима горных пород и индикатор наличия или отсутствия многолетнемёрзлых пород (далее – ММП). В условиях резко континентального климата снег, обладая высокими теплоизоляционными свойствами, является одним из наиболее действенных факторов, предохраняющих горные породы от охлаждения в зимний период, что приводит к повышению их среднегодовой температуры. В целом утепляющий эффект снежного покрова растёт с повышением его толщины и уменьшением плотности. Влияние снежного покрова на глубину сезонного промерзания и температуру горных пород рассмотрено в работах В.А. Кудрявцева (1954), Б.В. Проскуряковой (1956), Г.В. Порхаева (1970), Г.М. Фельдмана (1977), А.В. Павлова (1975, 1979), Н.И. Шендера (1986) и др.

Ввиду вышесказанного при мерзлотных исследованиях важно учитывать параметры снежного покрова. Для этих целей ведутся режимные снегомерные съёмки, в ходе которых по маршруту на контрольных точках проводятся замеры высоты, плотности и других параметров

снежного покрова. Однако на обширных территориях возникают трудности при определении пространственного распределения высоты снежного покрова. Один из важных инструментов в решении данной проблемы – методы дистанционного зондирования Земли (далее – ДЗЗ). Преимущества этих методов обуславливаются большим пространственным охватом, повторяемостью съёмок и современными методами их обработки.

Известны разные методы определения высоты снежного покрова с применением ДЗЗ. Например, для оценки высоты снежного покрова применяется нормализованный разностный индекс снега (NDSI) (Toleubay et al., 2021), метод комплексной дальнометрии, реализуемый с помощью средств радиолокационного и лазерного зондирования с борта вертолёта (Шошин, 2021), многоспектральные спутниковые снимки (Елисеев, Симакина, 2024), модель обратного рассеивания для оценки глубины снежного покрова по данным Sentinel-1 (Lievens et al., 2019), метод сравнения цифровых карт поверхности, построенных в летние и зимние месяцы с использованием спутниковых снимков высокого разрешения (Eberhard et al., 2021), с использованием

беспилотных летательных аппаратов или самолётов (Bühler et al., 2016; Adams et al., 2018; Eker et al., 2019), наземных камер (Eberhard et al., 2021), а также наземного или воздушного лазерного сканирования (Eker et al., 2019; Jacobs et al., 2021) и другие.

Как видно из перечисленного выше, исследователи применяют разные методы оценки высоты снежного покрова. В работе для определения толщины снежного покрова использовался метод неконтролируемой классификации (классификация без обучения).

Задача настоящего исследования — выявление пространственного распределения снежного покрова (дифференциация по высоте) в районе Западной Якутии с применением автоматизированного дешифрирования (метода неконтролируемой классификации) космоснимка (полученного в период разрушения снежного покрова) и результатов снегомерных съёмки.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ. ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Исследование снежного покрова выполнялось в районе Западной Якутии, где рассмотрено пространственное распределение высоты снежного покрова на пяти участках — Муна, Удачный, Айхал, Накын и Мирный. Согласно классификации физико-географического районирования (Физико-географическое ..., 1968), участок исследования вокруг г. Удачного и пос. Айхал относится к Оленекско-Мархинской провинции Средней Сибири, к подзоне северной лиственничной тайги с напочвенным покровом из багульника, голубики, брусники, таёжных трав и зелёных мхов. Верхняя Муна находится в одноимённой провинции, в подзоне северной лиственничной тайги. Участок вокруг г. Мирного относится к Вилуйско-Тунгусской провинции, где растительность представлена лиственничными лесами с небольшой примесью угнетённой ели. Участок Накын расположен в Вилуйской провинции Средней Сибири, на пологоволнистой денудационной равнине, расчленённой начинающимися здесь долинами левых притоков Лены и правых — Вилуя.

Климат исследуемой территории резкоконтинентальный, с большими годовыми амплитудами температур, жарким засушливым летом,

короткими межсезоньями и суровой продолжительной зимой. Зима с продолжительным залеганием снежного покрова, но малоснежная. При этом имеется довольно значительная пространственная неоднородность характеристик снежного покрова. В базе данных мониторинга состояния снежного покрова ВНИИГМИ-МЦД территория России разделена на девять квазиоднородных климатических регионов, выбор которых был осуществлён на основании классификации Алисова. Согласно этому подходу, исследуемая территория относится к двум разным квазиоднородным районам: северная часть (участки Удачный, Айхал, Верхняя Муна и Накын) относится к северной части Восточной Сибири и Якутии, а участок Мирный — к центральному и южному регионам Восточной Сибири (Булыгина и др., 2017). Для удобства обозначим их как южная часть и северная часть исследуемой территории. Климат северной части более суровый: средняя температура января —38...—39 °С, в отдельные годы —47...—50 °С; за зиму выпадает 100—140 мм осадков. В южной части исследуемой территории зимы менее суровые и более снежные: средняя температура января —30...—35 °С, сумма осадков холодного периода составляет в среднем 110—130 мм.

На характеристики снежного покрова влияют в первую очередь географические особенности территории, а также климатические условия отдельных лет — характер атмосферной циркуляции в период установления снежного покрова и дальнейшего снегонакопления. Сроки образования снежного покрова, как и даты выпадения первого снега, из года в год сильно колеблются; устойчивый снежный покров устанавливается в среднем только через 8—15 дней после выпадения первого снега, в северной части территории в конце сентября, в южной части в первой половине октября. В течение зимы высота снежного покрова постепенно увеличивается с различной интенсивностью; интенсивный рост высоты снежного покрова происходит в начале зимы, в период с наибольшей повторяемостью циклонической погоды. С середины ноября до середины февраля, при преобладании антициклонального типа погоды, количество осадков невелико. Со второй половины февраля количество осадков увеличивается, в этот период снегонакопление происходит более интенсивно, и в конце марта — начале апреля снежный покров достигает своей максимальной величины. Даты разрушения устойчивого снежного покрова и полного схода снега из года в год также сильно варьируют

в зависимости от особенностей атмосферной циркуляции. Снежный покров может сохраняться до конца апреля — начала мая в южной части территории и до середины, а в отдельные годы до конца мая на севере. Число дней со снежным покровом на исследуемой территории колеблется от 200—210 на юге до 230 дней на севере.

Пространственное распределение снежного покрова зависит от локальных условий — защищённости, особенностей рельефа, характера подстилающей поверхности, наличия под снегом травы, кустарников, кочек и т.п. Чем больше высота снежного покрова, тем больше выражена её разница на защищённых и открытых местах, составляя в среднем 5—15 см. В северной части средняя высота снега составляет 45—55 см, максимальная достигает 60—65 см; в южной части, соответственно, — 50—55 и 65—70 см. На открытых пространствах и возвышенностях снег редко превышает 30—40 см из-за ветрового сдувания. В лесных массивах и долинах рек (бассейн р. Виллюй) высота снега местами может достигать 70—90 см (Научно-прикладной справочник «Климат России»..., 2025).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Снегомерная съёмка. Полевые снегомерные съёмки в районе исследования выполнялись в марте—апреле 2024 г. в 52 точках. Согласно полевым исследованиям, выполненным сотрудниками Института мерзлотоведения в районе исследования, высота снежного покрова в марте составила от 28 до 70 см, а его плотность — от 0.12 до 0.21 г/см³.

Максимальная высота снежного покрова наблюдалась на участке Мирный (70 см). Высота и плотность снежного покрова на одном и том же участке значительно варьируют в зависимости от рельефа, характера поверхности и растительного покрова.

Выбор репрезентативного снимка. Для оценки пространственного распределения снежного покрова в районе исследования применён метод ДЗЗ. Важный этап при экстраполяции полевых данных посредством космоснимков — выбор репрезентативных снимков без облачности, с учётом даты, близкой непосредственно к полевым снегомерным съёмкам. Важность выбора космоснимков без облачности обусловлена ещё несовершенством метода неконтролируемой классификации, который не позволяет

устранять искажения, обусловленные наличием облачности.

В качестве исходных снимков для выявления различий распределения высоты снега на рассматриваемых участках взяты снимки Landsat-8/OLI, максимально близкие к датам полевых снегомерных съёмок: по участку Удачный — снимок за 27.03.2024 (снегомерная съёмка проводилась 30.03.2024); по участку Накын — снимок за 01.04.2024 (снегомерные съёмки проводились 3—4.04.2024); по участку Муна — снимок за 27.03.2024 (снегомерная съёмка проводилась 29.03.2024); по участку Айхал — снимок за 20.03.2024 (снегомерная съёмка проводилась 31.03.2024); по участку Мирный — снимок за 31.03.2024 (снегомерная съёмка проводилась 3—4.04.2024).

Автоматизированное дешифрирование высоты снежного покрова по мультиспектральному снимку. Для создания карты высоты снежного покрова рассматриваемых участков Муна, Удачный, Айхал, Накын и Мирный на первом этапе мы выполняли анализ пространственной дифференциации снежного покрова по комбинации каналов 5—4—3 Landsat-8/OLI (рис. 1). Комбинация каналов производилась в программе ArcGIS 10.1.

Комбинация каналов 5—4—3 Landsat-8/OLI — это стандартная комбинация “искусственные цвета”. Растительность в этой комбинации отображается красным, а снег — белым (GISLAB..., 2025). Данная комбинация наиболее удачна для анализа параметров снежного покрова.

Для интерпретации высоты снежного покрова данный мультиспектральный снимок разделялся на классы по методу неконтролируемой классификации в программе ArcGIS 10.1 (ESRI..., 2025) (рис. 2). Метод неконтролируемой классификации (классификация без обучения) относится к методам автоматизированного дешифрирования многозональных снимков. Данный метод позволяет автоматически разделять пиксели на группы (кластеры), сходные по спектральным характеристикам (спектральной яркости). Выявление различий спектральных характеристик снежного покрова по стадиям оттаивания позволило применить данный метод при их дешифрировании.

По полученным классам производилась интерпретация высот снежного покрова наряду с анализом полевых данных.

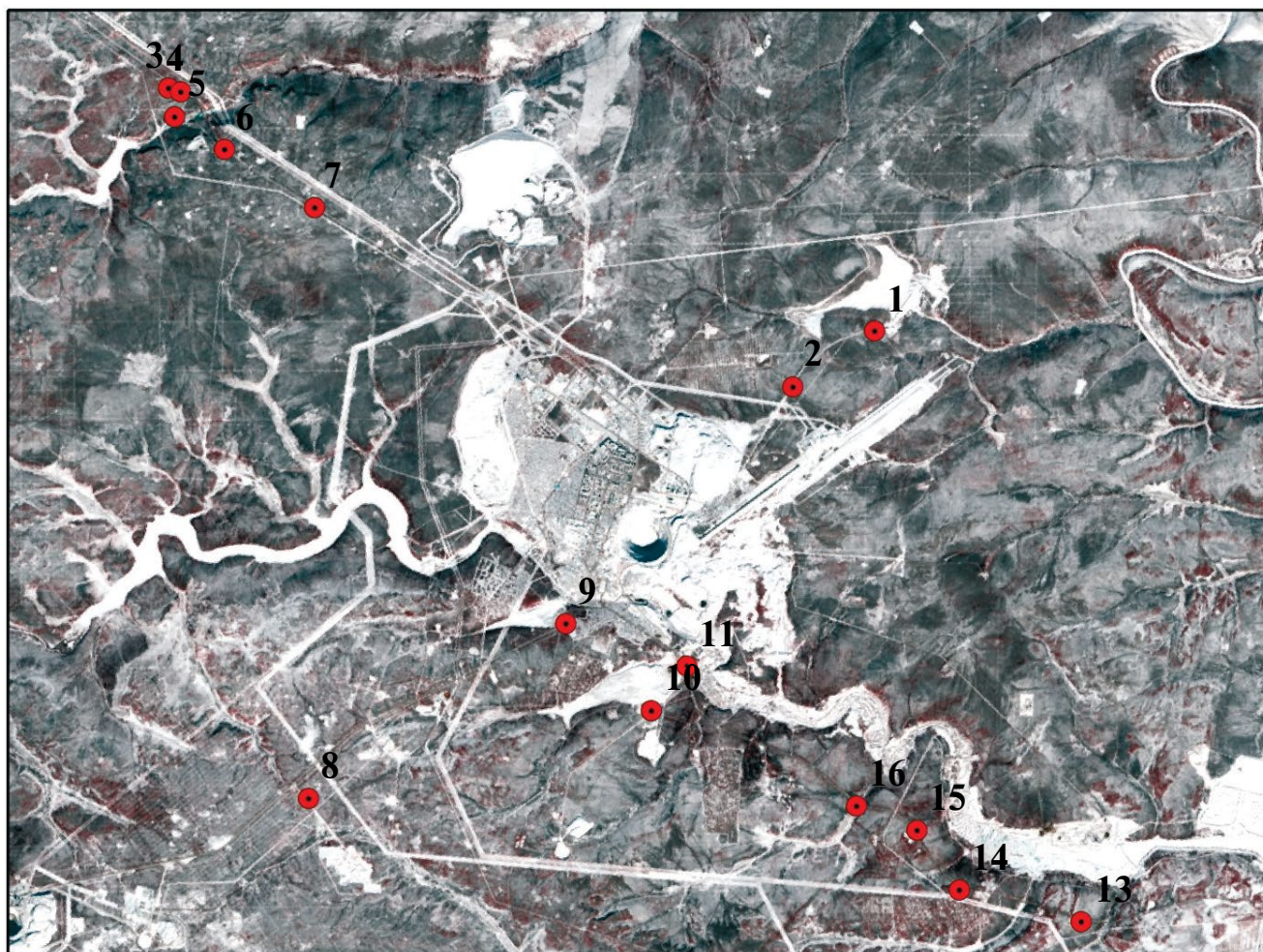


Рис. 1. Исходный мультиспектральный снимок (комбинация каналов 5–4–3) Landsat-8/OLI для интерпретации высоты снежного покрова (на примере участка Мирный)

Fig. 1. Original multispectral image (combination of 5–4–3 bands) Landsat-8/OLI for interpretation of snow cover thickness (using the Mirny site as an example)

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Чем выше снежный покров, тем больше запасы воды в нём, и, соответственно, требуется больше количества тепла на фазовые переходы. Принцип исследования высоты снежного покрова методом неконтролируемой классификации основывается непосредственно на данной зависимости. Так, участки с устойчивым мощным снежным покровом характеризуются наибольшей отражательной способностью (самой высокой спектральной яркостью ввиду большого альбедо), на шкале (см. рис. 2) они представлены самыми высокими значениями (ближе к 10). Соответственно, чем меньше высота снежного покрова, тем ниже класс. Объясняется это тем, что из-за насыщения снега водой при оттаивании отражение ближнего и среднего

инфракрасного излучений падает (Методы дистанционного..., 2005). Согласно данному принципу, с самой низкой спектральной яркостью (на шкале ближе к единице) представлены участки без снега либо с минимальными значениями снежного покрова.

По полученным классам производилась интерпретация высот снежного покрова. Для этого данные снегомерных съёмок каждого отдельного участка наносились на полученную классификацию с присвоением каждому классу значения высоты снежного покрова в см и последующей экстраполяцией их на всю территорию с укрупнением до четырёх градаций.

Создание карты высоты снежного покрова. По результатам приведённой выше интерпретации полученных классов автоматизированного

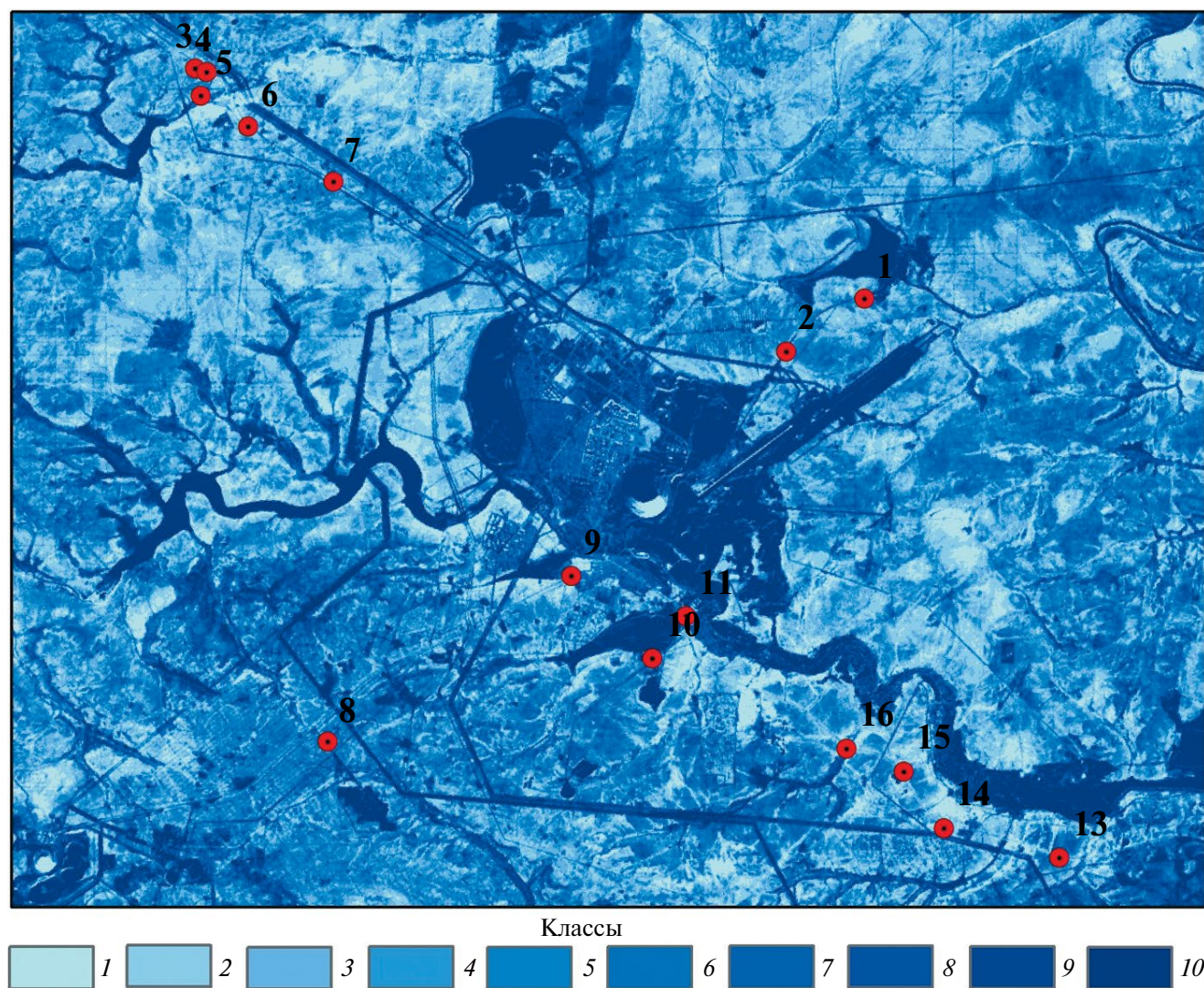


Рис. 2. Дифференциация высоты снежного покрова по методу неконтролируемой классификации (на примере участка Мирный)

Fig. 2. Differentiation of snow cover depth using the unsupervised classification method (using the Mirny site as an example)

дешифрирования спутникового мультиспектрального снимка Landsat-8/OLI с данными полевых снегомерных измерений составлена карта высоты снежного покрова участков Муна, Удачный, Айхал, Накын и Мирный (рис. 3).

Участки Муна, Удачный, Айхал и Накын относятся к северной части исследуемой территории, с более низкими зимними температурами, меньшим количеством осадков и, как следствие, меньшей высотой снежного покрова. Из-за схожести ландшафтных условий эти четыре участка имеют более-менее схожую картину дифференциации снежного покрова. Цветовые градации на этих четырёх участках составлены согласно

среднему значению высоты снежного покрова по данным снегомерных съёмок и представлены следующим образом: снежный покров, имеющий среднюю высоту ≤ 40 см, на картах даётся самым светлым оттенком голубого цвета. Соответственно, более насыщенными оттенками от самого светлого голубого до синего цвета по очередности показаны участки со средней высотой снежного покрова 41–44, 45–50, 51–53 и 54–59 см.

Климат южной части территории (участок Мирный) имеет ряд отличий: морозы здесь не так суровы и продолжительны, как на севере; количество атмосферных осадков выше, что

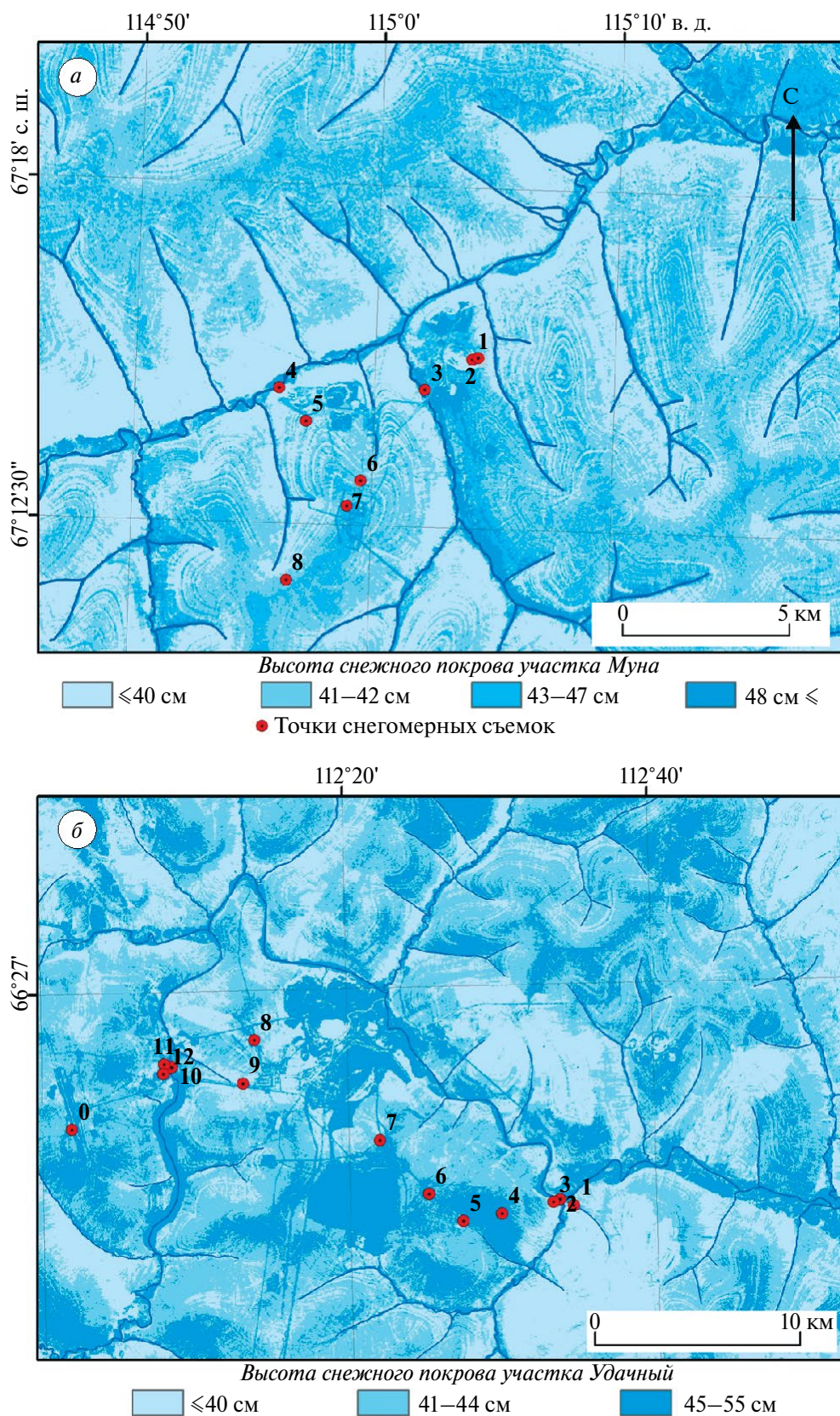


Рис. 3. Карты высоты снежного покрова на участках: Муна (а), Удачный (б), Айхал (в), Накын (г), Мирный (д)
Fig. 3. Snow cover depth maps of areas: Muna (a); Udaynyy (б); Aikhal (в); Nakyn (г); Mirnyy (д)

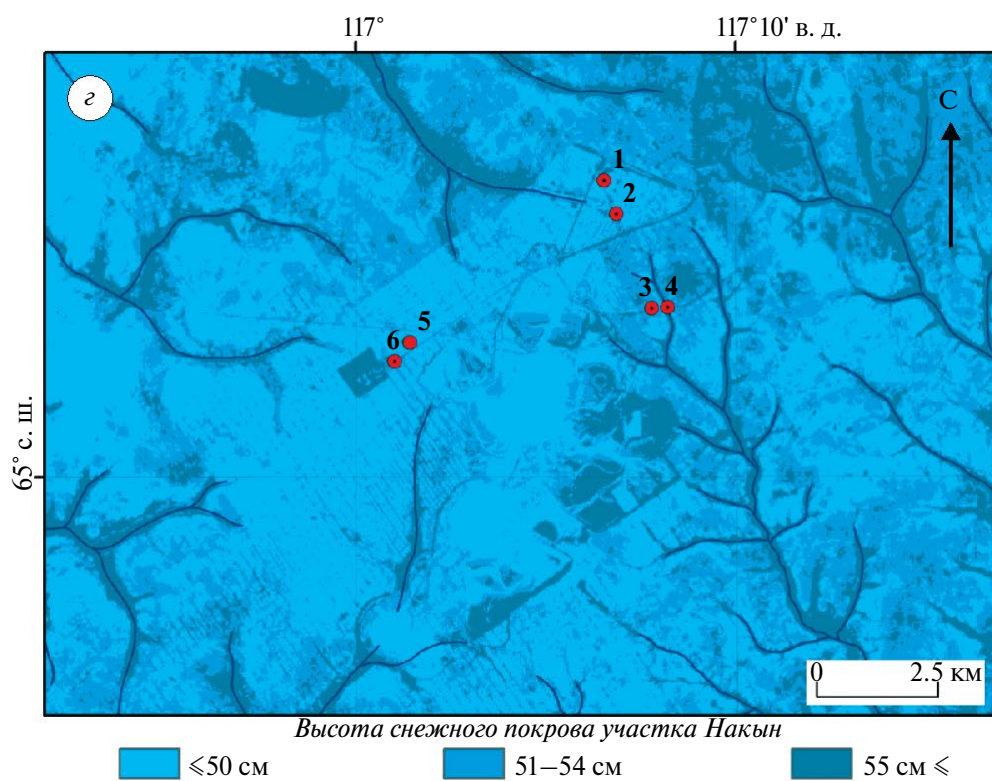
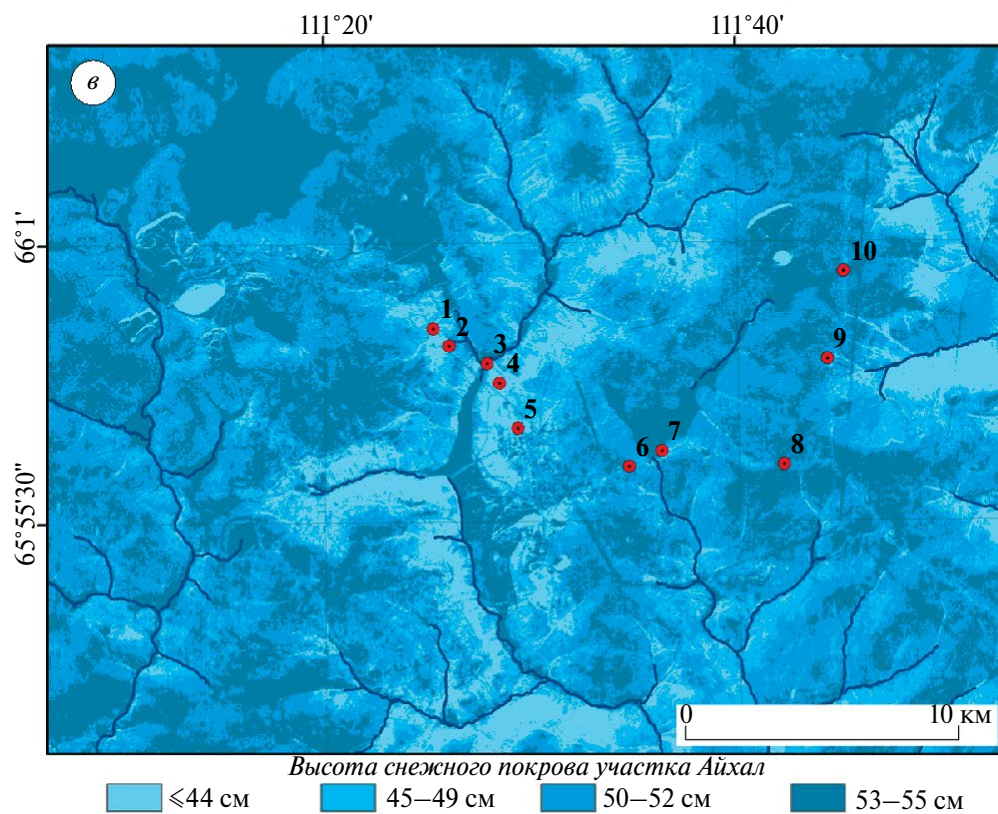


Рис. 3. Продолжение
Fig. 3. Continued

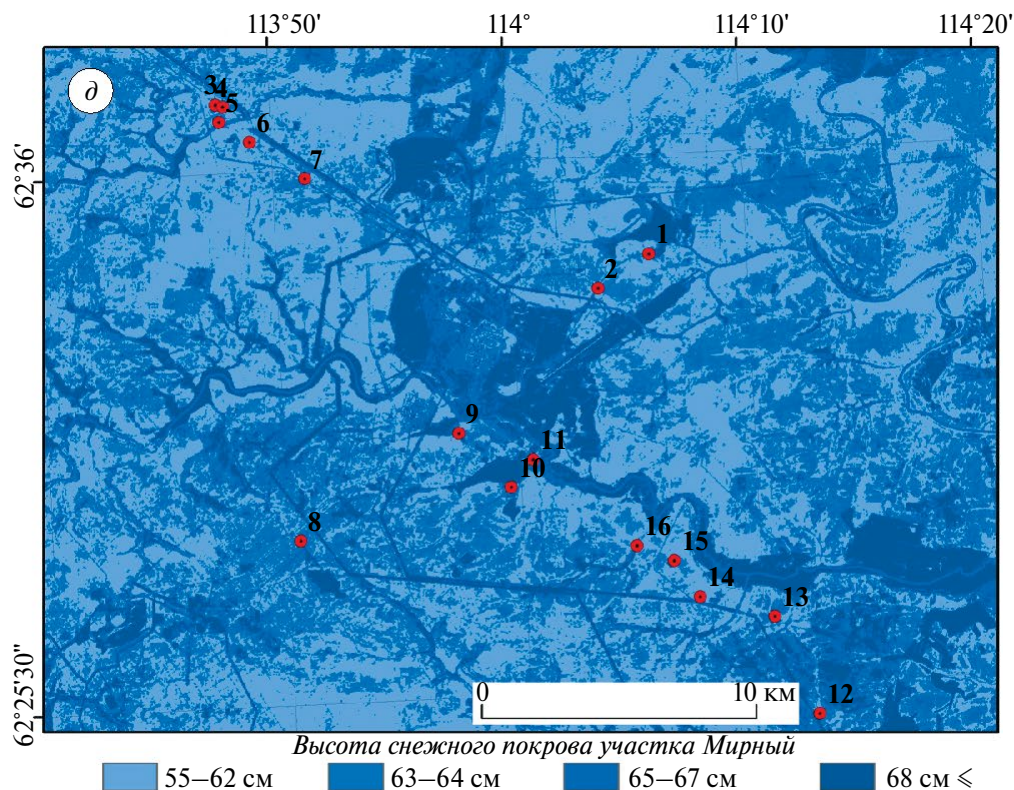


Рис. 3. Продолжение

Fig. 3. Continued

определяет особенности снежного покрова. Градации высоты снежного покрова начинаются от 55 см, максимальная составляет 68 см и выше. Самый маломощный снежный покров отмечается в лесных массивах, расположенных к северо-западу и северу от г. Мирного, наиболее мощный – в долинах рек Ирелях, Чуоналыр, на других водных объектах и на техногенных ландшафтах вокруг города.

Как видно по картам снежного покрова (см. рис. 3, а–д), наименьшие высоты снежного покрова (≤ 40 см – Муна, Удачный; ≤ 44 см – Айхал; ≤ 50 см – Накын; 55–62 – Мирный) характерны для участков на нижних частях склонов, а также на склонах наветренных западных и северо-западных экспозиций. Средняя толщина снежного покрова (41–47 см – Муна, Удачный; 45–52 см – Айхал; 51–54 см – Накын; 63–67 см – Мирный) имеет место на средних и нижних частях склонов подветренных и реже наветренных экспозиций. Наибольшие высоты снежного покрова (48 см – Муна, Удачный; 53–55 см – Айхал; 55 см – Накын; 68 см – Мирный) формируются на приводораздельных и верхних частях склонов подветренных экспозиций, что

объясняется большим количеством снега и повышенной турбулентностью воздушных масс на верхних частях водоразделов. Кроме того, наибольшая высота снега характерна и для долин рек, впадин, а также техногенных ландшафтов и селитебных территорий. На формирование снежного покрова на последних влияет комплекс факторов, которые могут искажать результаты. В рамках данной работы более подробно эти моменты не рассматриваются. Ввиду этого авторами рекомендуется применять приведённую методику в исследовании природных ландшафтов.

ВЫВОДЫ

Приведённые выше этапы работы с использованием комбинации каналов Landsat-8/OLI, метода неконтролируемой классификации, корреляции полевых данных позволяют грамотно дифференцировать высоты снежного покрова при ДЗЗ, что важно для мерзлотных исследований.

Сопоставление результатов автоматизированного дешифрирования (неконтролируемой классификации) с полевыми снегомерными измерениями подтвердило применимость данного

метода при дифференциации высоты снежного покрова. Выявленные количественные критерии разделения снежного покрова по высоте с учётом разных дат его схода, фиксирующегося на весенних космоснимках, показали возможность учёта этого фактора при геокриологическом картировании.

Описанный в статье метод неконтролируемой классификации при отсутствии полевых измерений высоты снежного покрова может быть применён исследователями при визуальном анализе пространственного распределения высоты снежного покрова. Наличие полевых измерений при таком анализе добавит точности, отображая распределение высоты снега в цифрах. Несомненно, в представленном методе имеются погрешности, на наш взгляд, объясняемые недостаточно высоким разрешением снимков, а также локальными условиями.

Отображённый в данном исследовании метод — это один из способов оценки распределения снежного покрова при ДЗЗ и может быть усовершенствован в будущем.

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта “Криогенные процессы и формирование природных рисков освоения мерзлотных ландшафтов Восточной Сибири” (рег. № 122011400152-7).

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the project “Cryogenic processes and formation of natural risks of development of permafrost landscapes of Eastern Siberia” (reg. No. 122011400152-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Мониторинг снежного покрова на территории Российской Федерации // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 366. С. 87–96.
- Елисеев А.В., Симакина Т.Е. Определение высоты снежного покрова по многоспектральным спутниковым снимкам // Материалы 22-й Международной конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса” (Москва, 11–15 ноября 2024 г.). М.: Ин-т космических исследований РАН, 2024. С. 256. <https://doi.org/10.21046/22DZZconf-2024a>
- Кудрявцев В.А. Температура вечномёрзлой толщи в пределах СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 182 с.
- Методы дистанционного исследования земной поверхности: учебно-методическое пособие / П.Н. Дагуров, Т.Н. Чимитдоржиев. Улан-Удэ: Изд-во ФГОУ ВПО, 2005. 88 с.
- Научно-прикладной справочник «Климат России» // Электронный ресурс. URL: <http://aisori.meteo.ru/Clspr> (Дата обращения 01.06.2025)
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1975. 301 с.
- Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 237 с.
- Порхаев Г.В. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномёрзлыми грунтами. М.: Наука, 1970. 208 с.
- Проскурякова Б.В. Указания по подготовке грунта к разработке в зимних условиях. М.: Бюро технич. помощи ин-та Госсельстрой, 1956. 190 с.
- Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. 191 с.
- Физико-географическое районирование СССР / Под ред. Н.А. Гвоздецкого. М.: Изд-во МГУ, 1968. 576 с.
- Шендер Н.И. Рекомендации по прогнозу температурного режима грунтов. Якутск: Ин-т мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, 1986. 57 с.
- Шошин Е.Л. Методы дистанционного измерения характеристик снежных покровов // Вестник кибернетики. 2021. № 1 (41). С. 20–30. <https://doi.org/10.34822/1999-7604-2021-1-20-30>
- Adams M.S., Bühler Y., Fromm R. Multitemporal accuracy and precision assessment of unmanned aerial system photogrammetry for slope-scale snow depth maps in alpine terrain // Pure Appl. Geophys. 2018. V. 175 (9). P. 3303–3324. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1748-y>
- Bühler Y., Adams M.S., Bösch R., Stoffel A. Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UASs): potential and limitations // The Cryosphere. 2016. V. 10 (3). P. 1075–1088. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1075-2016>
- Eberhard L.A., Sirguey P., Miller A., Marty M., Schindler K., Stoffel A., Bühler Y. Intercomparison of photogrammetric platforms for spatially continuous snow depth mapping // The Cryosphere. 2021. V. 15 P. 69–94. <https://doi.org/10.5194/tc-15-69-2021>
- ESRI. Resources for ArcMap and migration support // Электронный ресурс. URL: <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-desktop/resources> (Дата обращения: 07.05.2025).
- GISLAB. Географические информационные системы и дистанционное зондирование // Электронный ресурс. URL: <https://gis-lab.info/qa/landsat-band-comb.html> (Дата обращения: 07.05.2025).
- Jacobs J.M., Hunsaker A.G., Sullivan F.B., Palace M., Burakowski E.A., Herrick C., Cho E. Snow depth mapping with unpiloted aerial system lidar observations: a case study in Durham, New Hampshire, United States //

- The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 1485–1500.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-1485-2021>
- Lievens H., Demuzere M., Marshall H.P. Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space // Nat. Commun. 2019. V. 10. 4629.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-12566-y>
- Toleubay Zh.B., Usalinov E.B., Shmatov B.B. Model for calculating snow cover characteristics based on remote sensing data // Science Bulletin of the Kazakh Agro Technical University named after S. Seifullin. 2021. V. 4. № 111. P. 44–49.
[https://doi.org/10.51452/kazatu.2021.4\(111\).782](https://doi.org/10.51452/kazatu.2021.4(111).782)

Citation: Kalinicheva S.V., Petrova A.N., Semenov V.P. Automated interpretation of multi-zone space images for snow depth recognition: the case of Western Yakutia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 411–421. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030047

Automated Interpretation of Multi-Zone Space Images for Snow Depth Recognition: the Case of Western Yakutia

© 2025 S. V. Kalinicheva[#], A. N. Petrova, V. P. Semenov

Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia

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

Received May 7, 2025; Revised June 6, 2025; Accepted June 26, 2025

The article presents a methodology for mapping the depth of snow cover in 5 areas of Western Yakutia using field data and automated interpretation of the depth of snow cover using the unsupervised classification method (classification without training) of a multi-spectral space image obtained in the spring in the area under consideration. Field snow surveys in the study area were carried out in March–April 2024 at 52 points. The depth of snow cover in March ranged from 28 to 70 cm, and its density from 0.12 to 0.21 g/cm³. Landsat-8 / OLI images closest to the dates of field snow surveys were used as initial images to identify differences in the distribution of snow depth in the areas under consideration. We created a map of the depth of snow cover for the areas under consideration Muna, Udachny, Aikhal, Nakyn and Mirny in two stages. The first stage included an analysis of the spatial differentiation of snow cover using a combination of 5–4–3 Landsat-8/OLI bands. Then, to interpret the depth of snow cover, this multispectral image was divided into classes using the unsupervised classification method in the ArcGIS 10.1 program, and the resulting classes were compared with field research materials. According to the results of the conducted study of snow depth mapping, it was revealed that the lowest snow depths are typical for the lower parts of the slopes, as well as for the slopes of windward western and northwestern exposures. The average thickness of the snow cover occurs in the middle and lower parts of the slopes of leeward and, less often, windward exposures. The greatest snow depths are formed on the watershed and upper parts of the slopes of leeward exposures, which is explained by the large amount of snow and increased turbulence of air masses in the upper parts of the watersheds. In addition, the greatest snow thickness is typical and for river valleys, in depressions, as well as on man-made landscapes and residential areas. Comparison of the results of automated decoding (uncontrolled classification) with field snow measurements confirmed the applicability of this method in differentiating the depth of snow cover.

Keywords: GIS, interpretation, remote sensing, snow cover depth, snow survey, unsupervised classification

REFERENCES

- Bulygina O.N., Korshunova N.N., Razuvaev V.N. Monitoring of snow cover on the territory of the Russian Federation. *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo centra Rossijskoj Federacii*. Proceedings of the Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation. 2017, 366: 87–96 [In Russian].
- Eliseev A.V., Simakina T.E. Determining the height of snow cover from multispectral satellite images. *Materialy 22-j Mezhdunarodnoj konferencii "Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"*

- (Moskva, 11–15 noyabrya 2024 goda). Proceedings of the 22nd International Conference “Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space”. Moscow: Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2024: 245 p.
<https://doi.org/10.21046/22DZZconf-2024a> [In Russian].
- Kudryavtsev V.A. *Temperatura vechnomerzloy tolshchi v predeleh SSSR*. The temperature of the permafrost layer within the USSR. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1954: 182 p. [In Russian].
- Metody distancionnogo issledovaniya zemnoj poverhnosti: uchebno-metodicheskoe posobie*. Methods of remote exploration of the Earth’s surface: an educational and methodological guide. Ulan-Ude: Izd-vo FGOU VPO, 2005: 88 p. [In Russian].
- Scientific and Applied Handbook “Climate of Russia”: official site. Retrieved from: URL: <http://aisori.meteo.ru/ClspR> (Last access: June 1, 2025). [In Russian].
- Pavlov A.V. *Teploobmen pochvy s atmosferoj v severnyh i umerennyh shirotah territorii SSSR*. Heat exchange of soil with atmosphere in the northern and temperate latitudes of the USSR territory. Yakutsk: Yakutsk book publishing house, 1975: 301 p. [In Russian].
- Pavlov A.V. *Teplofizika landshaftov*. Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 237 p. [In Russian].
- Porkhaev G.V. *Teplovoe vzaimodejstvie zdaniy i sooruzhenij s vechnomerzlymi gruntami*. Thermal interaction of buildings and structures with permafrost soils. Moscow: Nauka, 1970: 208 p. [In Russian].
- Proskuryakova B.V. *Ukazaniya po podgotovke grunta k razrabotke v zimnih usloviyah*. Guidelines for preparing soil for development in winter conditions. Moscow: Bureau of technical assistance of the Gosselstroy Institute, 1956: 190 p. [In Russian].
- Feldman G.M. *Prognoz temperaturnogo rezhima gruntov i razvitiya kriogennyh processov*. Forecast of the temperature regime of soils and the development of cryogenic processes. Novosibirsk: Nauka, 1977: 191 p. [In Russian].
- Fiziko-geograficheskoe rajonirovanie SSSR*. Physical-geographical zoning of the USSR edited by. Moscow: Moscow University Press, 1968: 576 p. [In Russian].
- Shender N.I. *Rekomendacii po prognozu temperaturnogo rezhima gruntov*. Recommendations for forecasting soil temperature regime. Yakutsk: P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS 1986: 57 p. [In Russian].
- Shoshin E.L. Methods of remote measurement of snow cover characteristics. *Vestnik kibernetiki*. Proceedings in Cybernetics. 2021, 1 (41): 20–30.
<https://doi.org/10.34822/1999-7604-2021-1-20-30> [In Russian].
- Adams M.S., Bühler Y., Fromm R. Multitemporal accuracy and precision assessment of unmanned aerial system photogrammetry for slope-scale snow depth maps in alpine terrain. *Pure Application Geophysics*. 2018, 175 (9): 3303–3324.
<https://doi.org/10.1007/s00024-017-1748-y>
- Bühler Y., Adams M.S., Bösch R., Stoffel A. Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UASs): potential and limitations. *The Cryosphere*. 2016, 10 (3): 1075–1088.
<https://doi.org/10.5194/tc-10-1075-2016>
- Eberhard L.A., Sirguey P., Miller A., Marty M., Schindler K., Stoffel A., Bühler Y. Intercomparison of photogrammetric platforms for spatially continuous snow depth mapping. *The Cryosphere*. 2021, 15: 69–94.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-69-2021>
- Resources for ArcMap and migration support: Electronic data. Retrieved from: <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-desktop/resources> (Last access: May 7, 2025).
- GISLAB. Geographic Information Systems and Remote Sensing: Electronic data. Retrieved from: <https://gis-lab.info/qa/landsat-bandcomb.html> (Last access: May 7, 2025).
- Jacobs J.M., Hunsaker A.G., Sullivan F.B., Palace M., Burakowski E.A., Herrick C., Cho E. Snow depth mapping with unpiloted aerial system lidar observations: a case study in Durham, New Hampshire, United States. *The Cryosphere*. 2021, 15: 1485–1500.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-1485-2021>
- Lievens H., Demuzere M., Marshall H.P. Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space. *Nat. Commun.* 2019, 10: 4629.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-12566-y>
- Toleubay Zh.B., Usalinov E.B., Shmatov B.B. Model for calculating snow cover characteristics based on remote sensing data. *Science Bulletin of the Kazakh Agro Technical University named after S. Seifullin*. 2021, 4 (111): 44–49.
[https://doi.org/10.51452/kazatu.2021.4\(111\).782](https://doi.org/10.51452/kazatu.2021.4(111).782)

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ИСПАРЕНИЕМ С ПОВЕРХНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ НИС “ЛЕДОВАЯ БАЗА “МЫС БАРАНОВА” (СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ)

© 2025 г. Н. Л. Секисов¹, И. И. Василевич^{1,*}, И. Л. Калюжный²

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

²Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: vasilevich@aari.ru

Поступила в редакцию 22.01.2025 г.

После доработки 21.04.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Приведены результаты инструментальных наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова на архипелаге Северная Земля в районе НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” весной 2024 г. За период наблюдений величина испарения не превышает 7.76 мм. Восстановление пропусков инструментальных наблюдениях по методу П.П. Кузьмина даёт величину испарения 19.2 мм влаги, путём линейной интерполяции 12.4 мм или 11.7% от общих снегозапасов.

Ключевые слова: испарение, сублимация, снежный покров, методы измерения и расчета, Арктика, Северная Земля

DOI: 10.7868/S2412376525030051

ВВЕДЕНИЕ

Испарение со снежного покрова — важная составляющая водного и теплового баланса снежной толщи. В южных районах России на процесс испарения может расходоваться до 30% запасов воды в снеге, для северных районов нет аналогичных оценок, но недоучёт приводит к некорректной оценке запасов воды в снеге. На основе метеорологических данных А.С. Постников (Постников, 2016) выполнил оценку испарения со снега в северных районах России. Для западной части Новой Земли его годовая величина составляет около 50 мм. Модельные оценки испарения в Арктике могут составлять от 10 до 50% (Liston, Sturm, 2004) от объёма осадков за холодный период, для горных районов — 10–90% (Strasser et al., 2008). Установлено, что в суровых условиях на ледниках Гималаев (Stigter et al., 2018; Mandal et al., 2022), а также в Центральной Якутии (Теплофизика..., 1979) происходит испарение (сублимация) снежного покрова. Аналогичные наблюдения проводятся в районах Аляски (Spehlmann et al., 2023) и Колорадо (Reba et al., 2012; Sexstone et al., 2018), а также на водно-балансовых станциях Росгидромета,

расположенных преимущественно в умеренных широтах (Калюжный, 2022).

Инструментальные наблюдения за испарением со снега в условиях Арктики, в том числе и на островах “архипелага Северная Земля”, полностью отсутствуют. Цель работы — определить инструментальным путём величины испарения за предвесенний и весенний периоды года на архипелаге Северная Земля, а также углубить наши знания о процессе формирования испарения со снега и усовершенствовании методики определения и расчёта этой составляющей водного баланса.

ПРОИЗВОДСТВО НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ИСПАРЕНИЕМ СО СНЕЖНОГО ПОКРОВА В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

Наблюдения за испарением со снежного покрова в предвесенний и весенний периоды были проведены на архипелаге Северная Земля (район НИС “Мыс Баранова”, 79°17' N, 101°37' E). Снегоиспарительная площадка располагалась на расстоянии 485 м от метеостанции. Поверхность площадки представляет собой очень пологий

склон арктической пустыни, расположенной на высоте около 13 м над ур. моря.

Удаление от метеостанции снегоиспарительной площадки объясняется устранением антропогенного воздействия станции и её построек на снежный покров. При этом показатели основных факторов, обуславливающих процесс испарения со снега, в районе метеостанции и снегоиспарительной площадки должны быть близки между собой. Оценка коэффициента корреляции температуры поверхности снега на метеостанции и снегоиспарительной площадке в идентичные сроки наблюдений (на метеоплощадке в 8 часов, снегоиспарительной площадке — 9 часов) даёт величину 0.999. В дневные часы (на метеоплощадке в 20 часов, снегоиспарительной площадке в 21 час) он равен 0.948. Коэффициенты корреляции, близкие к единице, свидетельствуют о высоком соответствии метеорологических характеристик, наблюдаемых на метеостанции и снегоиспарительной площадке.

Величину испарения с поверхности снежного покрова оценивали весовым методом, два раза в сутки. Для этого на площадке располагалось два испарителя ГГИ-500-6 и электронные весы М-ER 326AFU-15.1. Температуру поверхности снега измеряли электронным термометром GTN 175/Rt. От лёгкого позёмка площадка с испарителями защищена капроновой сеткой с ячейками 1.5×1.5 мм и высотой 3 см. Согласно работе (Калужный, 2022), высота защиты не должна превышать 7.0 см. На рис. 1 приведён общий вид площадки с установленными испарителями.

В начале производства работ поверхность снега представляла собой ветровую доску, состоящую из плотного мелкозернистого снега. Высота снежного покрова в районе площадки в начале наблюдений составила 20 см при средней плотности снега 0.34 г/см^3 . Запас воды в снеге был равен 68 мм. Наблюдения за испарением со снега производили два раза в сутки, в ночной и дневной сроки. Весь комплекс работ по определению



Рис. 1. Снегоиспарительная площадка с установленными на ней испарителями ГГИ-500-6. Процесс измерения температуры поверхности снежного покрова

Fig. 1. Snow sublimation site with installed GGI-500-6 evaporators. The process of measuring the temperature of the snow cover surface

испарения со снега регламентирован Методическими рекомендациями, принятыми в системе Росгидромета (Методические..., 1991).

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ
ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Наблюдения были начаты 16 апреля 2024 г. и ежедневно продолжались до 12 июня, т.е. 59 суток. За этот период было выполнено 36 полноценных полусуточных и суточных измерений величин испарившейся (сублимированной) влаги, что составляет 61% от продолжительности периода наблюдений. В табл. 1 приведён образец записи результатов полевых наблюдений за испарением с поверхности снега. Суточная величина испарения определяется как среднее из показаний двух испарителей с учётом времени экспозиции приборов. В период наблюдений с 16 апреля по 31 мая наблюдения производились в два срока. Время экспозиции приборов, каждого полусуток, составляло 12 часов. Но с 1 июня, из-за увеличения интенсивности снеготаяния и появления воды на дне прибора, экспозиция приборов в дневной период наблюдения составляла два временных отрезка по 6 часов каждый

(пример см. в табл. 1, 9 июня), в ночное время её продолжительность 12 часов.

Согласно требованиям работы (Методические..., 1991), полученные результаты оценены с позиции их надёжности. С этой целью построен график корреляционной взаимозависимости между измеренными величинами испарения двух парных испарителей. При этом, если показания параллельно работающих испарителей значительно различались между собой из-за низкого качества наблюдений, то они исключались из дальнейшего рассмотрения. Например, забракованы результаты наблюдений за 3 мая (за дневной срок, показание по испарителю № 1 –0.56 мм и по испарителю № 2 +3.5 мм), данные за 22 апреля (дневные –0.16 и –0.72 мм), 4 мая (ночные –0.16 и 4.38 мм), 7 июня (ночные –2.08 и 4.64 мм) и другие. Критический анализ позволил отобрать результаты наблюдений, на основании которых построена взаимозависимость наблюдений по двум испарителям (рис. 2). Коэффициент взаимной корреляции показаний двух испарителей равен 0.943 при среднеквадратическом отклонении 0.019 мм. Зависимость значима с 95%-ным уровнем надёжности.

Таблица 1. Примеры обработки результатов инструментальных наблюдений за испарением со снежного покрова в предвесенний и весенний периоды

Дата	Время начала работ, час	Прибор, номер	Экспозиция прибора, час	Испарение за период экспозиции, мм		Интенсивность, мм/час	Суточная величина испарения, мм/сут	Температура, °С
				Прибор	Среднее			
17 апреля	9	1	12	0.04	0.04	0.003	–0.01	–30.3
		2	12	0.04		0.003		
	21	1	12	–0.04	–0.05	–0.003		–24.4
		2	12	–0.06		–0.005		
18 апреля	9	1	12	0.04	0.04	0.003	0.01	–24.3
		2	12	0.04		0.003		
	21	1	12	–0.04	–0.03	0.003		–28.1
		2	12	–0.02		0.002		
09 июня	9	1	6	0.04	0.07	0.006	0.99	+5.9
		2	6	0.10		0.017		
	15	1	6	0.62	0.44	0.103		
		2	6	0.26		0.043		
	21	1	12	0.58	0.48	0.048		
		2	12	0.38		0.032		

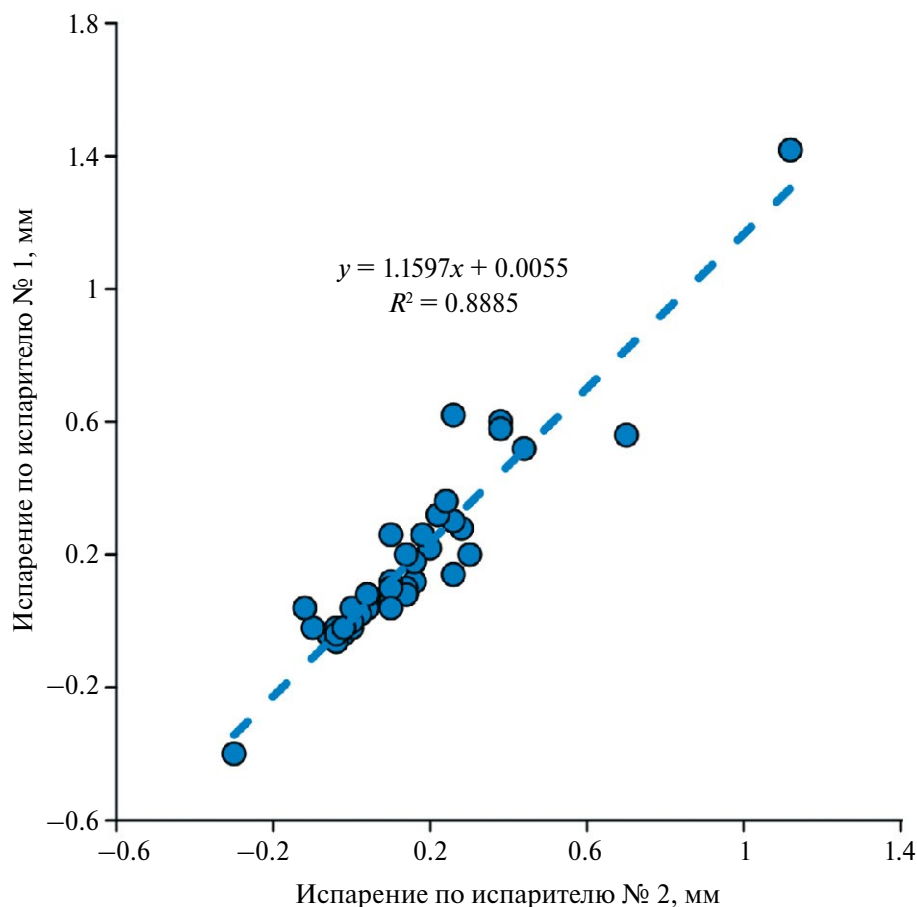


Рис. 2. Взаимная согласованность параллельных наблюдений за испарением со снежного покрова двух испарителей, установленных на снегоиспарительной площадке

Fig. 2. Mutual consistency of parallel observations of snow sublimation from two evaporimeters installed on a snow sublimation site

Совмещённый хронологический график сумм испарения, разности значений парциального давления водяного пара (разность между парциальным давлением пара по температуре поверхности снега и его парциальным давлением в воздухе) и скорости ветра (рис. 3) показывает достаточно высокую синхронность их хода с определяющими факторами.

При температуре от -30 до -10 °C испарение (конденсация) не превышает ± 0.01 мм/сут. В предвесенний период интенсивность испарения изменялась в пределах от -0.0007 до 0.0005 мм/час. В мае среднее значение достигло 0.0088 мм/час. Весной при снеготаянии интенсивность возрастает до 0.021 мм/час, а наибольшее его значение увеличивается до 0.0596 мм/час.

Результаты наблюдений в районе метеостанции НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” за испарением со снежного покрова и температурой воздуха в приземном слое приведены в табл. 2 и 3.

Во второй половине апреля и до конца месяца среднесуточная величина испарения составила -0.02 мм/сут. Среднесуточное значение в мае достигло 0.21 мм/сут. Интенсивность испарения значительно возросла за период снеготаяния, с 1 по 12 июня, и в среднем составила 0.51 мм/сут. Этому способствовал возросший приход тепла, при котором среднесуточная температура поднялась до 0.0 °C и несколько выше. Поверхность снежного покрова становится влажной и покрытой квазижидкой плёнкой до схода снега 12 июня.

В предвесенний период интенсивность испарения изменялась в диапазоне от -0.0007 до 0.009 мм/час, в мае среднее значение достигло 0.009 мм/час. При снеготаянии средняя за сутки интенсивность возрастает до 0.011 мм/час, а наибольшее его значение увеличивается до 0.026 мм/час. За предвесенний и весенний периоды со снежного покрова испарилось 7.76 мм влаги. Испарение весной, в период интенсивного

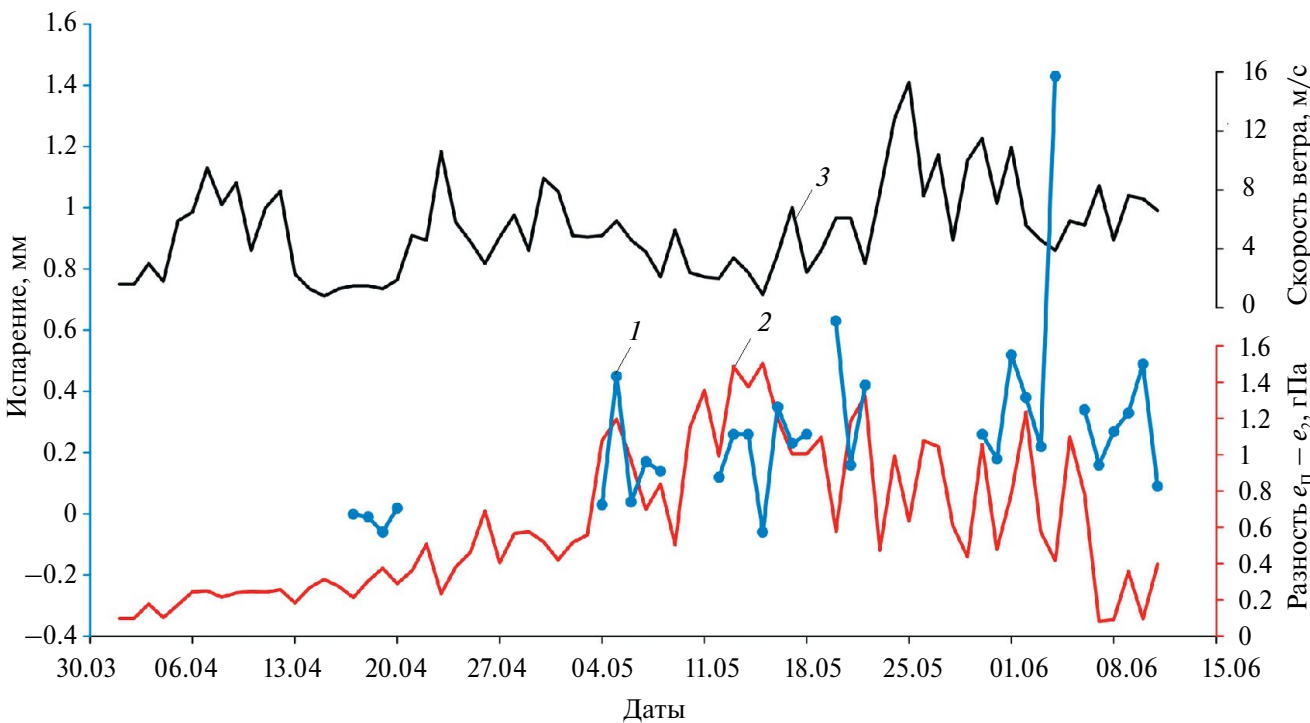


Рис. 3. Совмещённый хронологический график испарения с поверхности снега, разности значений парциального давления водяного пара и скорости ветра: 1 – инструментально измеренное испарение с поверхности снежного покрова; 2 – разность давления насыщения водяного пара по температуре поверхности снежного покрова и парциального давления водяного пара; 3 – среднесуточная скорость ветра

Fig. 3. Combined chronological chart of snow surface sublimation, differences in partial water vapor pressure values, and wind speed: 1 – instrumentally measured sublimation from the snow surface; 2 – difference between saturation vapor pressure based on the snow surface temperature and partial water vapor pressure; 3 – average daily wind speed

Таблица 2. Средние величины инструментальных наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова, в ночной и дневной периоды, в районе метеостанции НИС “Ледовая база “Мыс Баранова”

Дата	Средние величины испарения, мм		
	Ночной период	Дневной период	Сутки
Апрель, с 01 по 15-е	±0.01	±0.01	±0.01
Апрель, с 16 по 30-е	−0.05	0.03	−0.02
Май, с 01 по 31-е	0.02	0.19	0.21
Июнь, с 01 по 12-е	0.26	0.27	0.51

Таблица 3. Осреднённые результаты инструментальных наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова в районе метеостанции НИС “Ледовая база “Мыс Баранова”

Дата	Испарение, мм			Средняя температура воздуха, °С	Осадки, мм
	Сумма	Наибольшее суточное	Наименьшее суточное		
Апрель, с 1 по 15	±0.01	+0.01	−0.01	−26.3	10.0
Апрель, с 16 по 30	−0.05	0.02	−0.06	−18.0	3.60
Май, с 1 по 31	3.67	0.63	−0.06	−6.6	19.6
Июнь, с 1 по 12	4.14	1.43	0.16	0.00	4.50
Сумма, мм	7.76	—	—	—	37.7

таяния снега, составляет более 53% от общего за период наблюдений.

В работе (Теплофизика..., 1979) показано, что в суровые зимы в Центральной Якутии (декабрь, январь) может наблюдаться как испарение, так и конденсация. Но интенсивность этих процессов мала и сравнима с погрешностью их определения. Суммарное испарение с поверхности снега за зимний период в основном определяется продолжительностью снеготаяния (апрель и частично март), при котором испаряется 87–97% от суммы за зиму. В период таяния интенсивность испарения, за счёт адвекции тепла, может достигать 2.0–2.5 мм/сут. Аналогичные максимальные значения наблюдаются и на НИС “Мыс Баранова”.

На рис. 4 приведена динамика суммарной солнечной радиации и возрастания величин испарения со снега по данным инструментальных наблюдений. Наблюдается зависимость испарения от суммарной солнечной радиации. Коэффициент корреляции её низкий, что свидетельствует о воздействии на процесс испарения ряда других факторов.

По данным метеостанции НИС “Мыс Баранова”, за период, предшествующий снеготаянию,

с 1 по 15 апреля, при средней суточной температуре -26.3°C испарение и конденсация влаги были близки к нулевым значениям.

Анализ таблицы показывает, что главным препятствием при проведении наблюдений за испарением служат практически постоянно действующие ветры. В первой половине апреля ветровая деятельность, при среднесуточной скорости ветра 4.6 м/с, наблюдалась ежедневно, сопровождалась сильными позёмками и метелью с осадками. Ветры усиливались до июня, среднесуточная скорость ветра составила 6.1 м/с. Возникают существенные пропуски в наблюдениях, как в полусуточных, так и суточных интервалах экспозиции приборов.

В системе Росгидромета пропуски в наблюдениях ликвидируются по методу П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1953). Согласно (Методические..., 1991, Приложение 14), учитывая недостаточное число наблюдений за испарением со снежного покрова, мы применили обобщённую на основании данных 25 сетевых станций формулу П.П. Кузьмина в виде

$$E = (0.18 + 0.10U_{10}) \times (e_{\text{П}} - e_2), \quad (1)$$

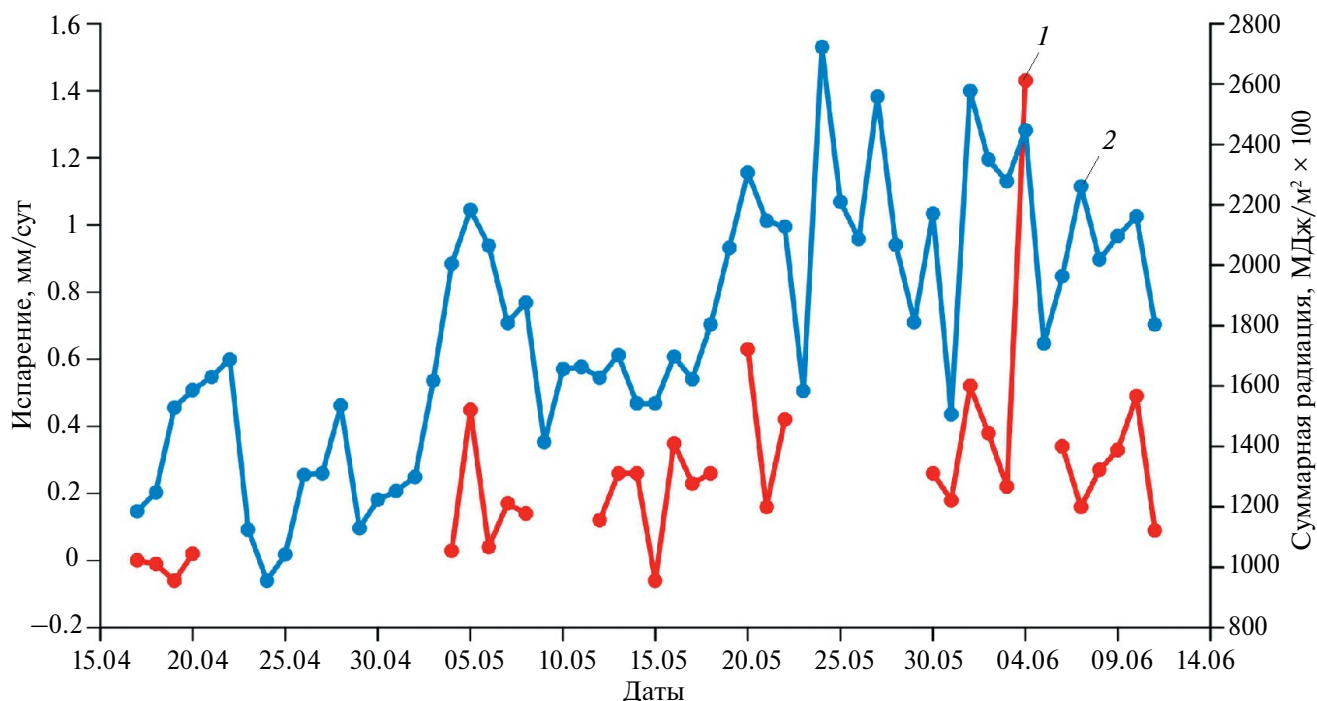


Рис. 4. Динамика величин испарения, измеренных инструментальным методом, и суммарной солнечной радиации: 1 – инструментально измеренное испарение с поверхности снежного покрова; 2 – суммарная солнечная радиация

Fig. 4. Dynamics of sublimation rates measured by instrumental method and total solar radiation: 1 – instrumentally measured evaporation from the snow surface; 2 – total solar radiation

где U_{10} — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; $(e_{\Pi} - e_2)$ — разность между давлением насыщенного водяного пара (e_{Π}), вычисленным по данным срочных наблюдений за температурой поверхности снега, и парциальным давлением водяного пара на уровне 2 м (e_2), гПа. При расчёте суточных величин E были использованы среднесуточные значения метеорологических показателей, полученных на метеостанции НИС “Мыс Баранова”. Рассчитанное по методу П.П. Кузьмина испарение за период с 17.04.2024 по 12.06.2024 г. составляет 19.2 мм.

Согласно рекомендациям, изложенным в работе (Методические..., 1991), для ликвидации пропусков в наблюдениях целесообразно использовать упрощенную зависимость испарения (E) от скорости ветра (U) и разности парциального давления водяного пара (Δe):

$$E = \alpha U \Delta e. \quad (2)$$

В условиях открытой местности на равнинной территории для гладкой поверхности при устойчивом снежном покрове, что соответствует условиям НИС “Мыс Баранова”, коэффициент пропорциональности α рекомендовано принять равным 0.123. Величина испарения по формуле (2) равна 26.2 мм.

Восстановление пропусков в инструментальных наблюдениях путём интерполяции между смежными наблюденными величинами составляет 12.4 мм, что на 35.4% меньше значений, полученных по методу П.П. Кузьмина.

Таким образом, мы приняли величину испарения со снежного покрова в районе НИС “Мыс Баранова” равной 12.4 мм влаги. Учитывая, что количество выпавших осадков за период определения испарения составляет 37.7 мм, общий слой воды в снеге должен составлять 105.7 мм. Тогда принятая величина испарения со снега (12.4 мм) составляет 11.7% от общих снегозапасов. Разность между измеренными величинами (7.76 мм) и откорректированными линейной интерполяцией (12.4 мм) значениями составляет 4.64 мм, или 37.4%.

На рис. 5 приведён сезонный ход испарения со снежного покрова по наблюденным данным, пропуски которых восстановлены путём интерполяции, а также результаты расчёта по методике П.П. Кузьмина и температуры воздуха. Анализ временных изменений, рассчитанных этими методами, показывает, что зачастую наблюдается существенное несовпадение по динамике

изменений, особенно при снеготаянии. Рост температуры воздуха в приземном слое обуславливает увеличение испарения со снежного покрова. На графике эта тенденция хорошо выражена, но коэффициент корреляции незначительный, так как при этом не учитывается ряд иных обуславливающих факторов.

Установлено, что между измеренными величинами испарения, за ночной и дневной полусуточные периоды, существует слабая зависимость, коэффициент корреляции которой равен 0.569. Суточные величины испарения ($E_{\text{сут}}$) и испарение за дневной полусуточный период (E) имеют достаточно устойчивую связь, описываемую уравнением вида

$$E_{\text{сут}} = 1.11E + 0.035,$$

при коэффициенте корреляции 0.955. В ряде случаев полученную зависимость можно использовать для ликвидации пропусков наблюдений.

ВЫВОДЫ

Определение величин испарения инструментальным методом со снежного покрова в условиях Арктики было проведено НИС “Мыс Баранова”. В работе использовался инструментальный метод с применением двух весовых испарителей ГГИ-500-6. Испаряющая поверхность снега в приборе равна 500 см², толщина монолита снега с ненарушенной структурой — 6 см. От воздействия переноса снега лёгкими позёмками испарители защищены капроновой сеткой высотой 3 см и с ячейками 1.5×1.5 мм. Комплекс работ по определению испарения со снега регламентирован Методическими рекомендациями Росгидромета. Производство работ по испарению было начато 16 апреля и продолжалось до схода снега. Определено, что коэффициент взаимной корреляции показаний двух испарителей равен 0.943. В предвесенний период, при температуре от –30 до –10 °С, испарение (сублимация) не превышает ±0.01 мм/сут, а интенсивность его изменяется в пределах от –0.0007 до 0.0005 мм/час. С 16 по 30 апреля испарилось –0.02 мм, среднесуточное значение испарения составило –0.0001 мм/сут. В мае испарение (по данным инструментальных измерений) достигает 0.21 мм/сут. Весной при снеготаянии интенсивность испарения возрастает до 0.021 мм/час, а наибольшее его значение увеличивается до 0.0596 мм/час. В период снеготаяния на поверхности снега появляется квазижидкая плёнка воды, поверхность снежного

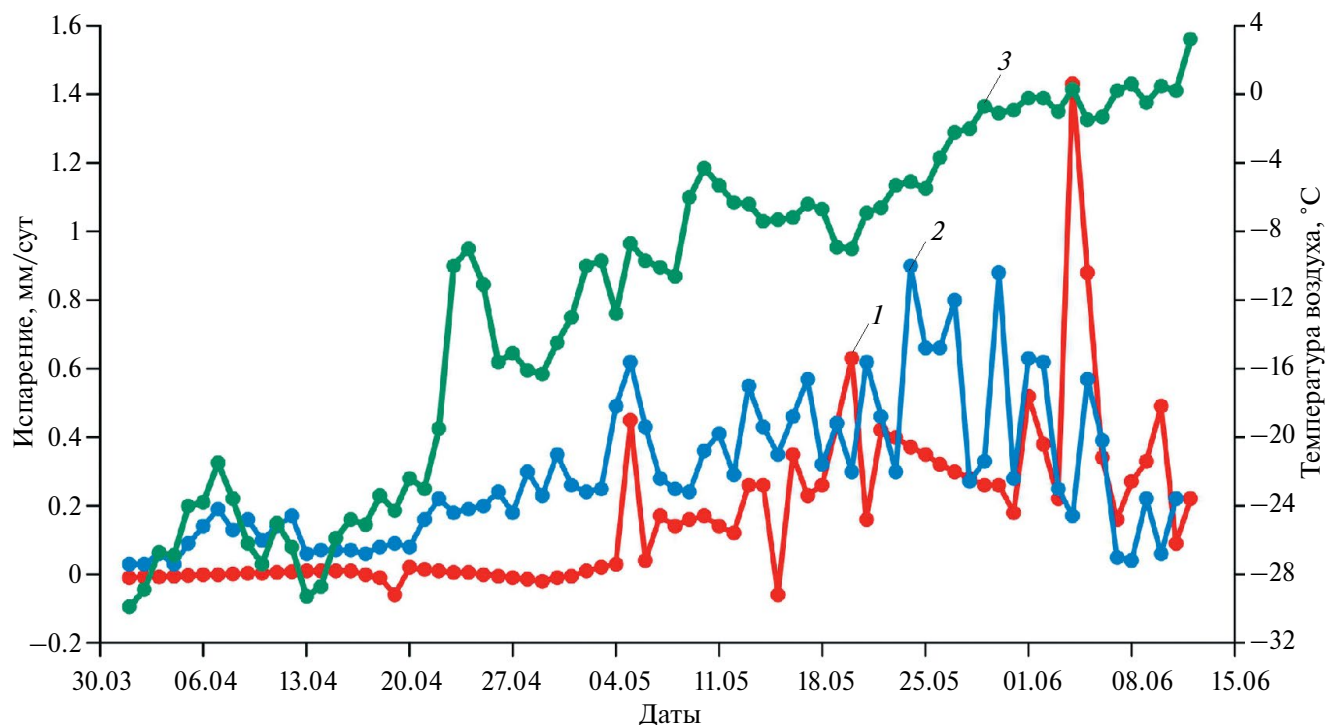


Рис. 5. Сравнение временного хода величин испарения, восстановленных путём интерполяции и рассчитанных по методике П.П. Кузьмина, совмещённых с среднесуточной температурой воздуха: 1 – испарение, восстановленное методом интерполяции; 2 – испарение, рассчитанное по методике П.П. Кузьмина; 3 – среднесуточная температура воздуха

Fig. 5. Comparison of sublimation values reconstructed through interpolation and calculated using P.P. Kuz'min's methodology, combined with mean daily air temperature: 1 – sublimation reconstructed via interpolation; 2 – sublimation calculated according to P.P. Kuz'min's methodology; 3 – mean daily air temperature

покрова в период снеготаяния становится влажной. В фазовых переходах влаги её испарение становится преобладающим. С 1 по 12 июня среднесуточная величина испарения составила 0.51 мм/сут, наибольшая – 1.43 мм/сут. За период снеготаяния испарилось 4.14 мм влаги. За предвесенний и весенний периоды инструментальным путём определён слой испарившейся воды, равный 7.76 мм. Ветры, метели и другие неблагоприятные факторы приводят к недоучёту испарившейся влаги. Для его ликвидации используют метод П.П. Кузьмина и линейную интерполяцию между смежными инструментальными измерениями. Применение этих методов дало нам следующие результаты: суммарное испарение за предвесенний и весенний периоды, измеренное по методу П.П. Кузьмина (формула 1), равно 19.2 мм; инструментальные наблюдения за период с 17 апреля по 12 июня, восстановленные с применением линейной интерполяции, дают 12.4 мм; пропуски в инструментальных наблюдениях, восстановленные по методу П.П. Кузьмина (формула 2), – 26.2 мм. Принятая величина испарения со снежного покрова в районе НИС “Мыс Баранова”

в 2024 г. равна среднему арифметическому между результатами, полученными путём восстановления пропусков по П.П. Кузьмину (19.2 мм) и линейной интерполяции (12.4 мм), и составляет 15.8 мм. Для уточнения расчётной формулы по методу П.П. Кузьмина необходимо продление ряда наблюдений, и, на этой основе, уточнение эмпирических коэффициентов.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. Регистрационный номер НИТР № АААА-А20-120041590009-7. Коллектив авторов выражает благодарность руководству и сотрудникам Высокоширотной Арктической экспедиции, а также её зимовочному составу за предоставление метеорологических данных.

Acknowledgments. The research was funded within project 5.1.4 of Roshydromet STW Plan 2020–2024. STW registration number АААА-А20-120041590009-7. The authors express their gratitude to the management and staff of the High-Latitude Arctic Expedition, as well as its wintering crew, for providing meteorological data.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Калюжный И.Л.* Оценка современного состояния методов измерения и расчета испарения со снега // Тр. Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2022. Вып. 605. С. 109–137.
- Калюжный И.Л.* Пути усовершенствования метода измерения испарения со снежного покрова // Тр. Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2022. Вып. 606. С. 159–168.
- Кузьмин П.П.* К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова // Тр. Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 1953. Вып. 241 (95). С. 34–52.
- Методические рекомендации по производству наблюдений за испарением с почвы и снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 234 с.
- Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1979. 385 с.
- Постников А.Н.* Испарение с поверхности снежного покрова за период его залегания на территории России // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 42. С. 55–63.
- Liston G.E., Sturm M.* The role of winter sublimation in the Arctic moisture budget // *Nordic Hydrology*. 2004. V. 35. № 4–5. P. 325–334. <https://doi.org/10.2166/nh.2004.0024>
- Mandal A., Angchuk T., Azam M.F., Ramanathan A., Wagnon P., Soheb M., Singh C.* An 11-year record of wintertime snow-surface energy balance and sublimation at 4863 m a.s.l. on the Chhota Shigri Glacier moraine (Western Himalaya, India) // *The Cryosphere*. 2022. V. 16. P. 3775–3799. <https://doi.org/10.5194/tc-16-3775-2022>
- Reba M.L., Pomeroy J., Marks D., Link T.E.* Estimating surface sublimation losses from snowpacks in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations // *Hydrological Processes*. 2012. № 26. P. 3699–3711. <https://doi.org/10.1002/hyp.8372>
- Sexstone G., Clow D.W., Fassnacht S.R., Liston G.E., Hiemstra C.A., Knowles J.F., Penn C.A.* Snow sublimation in mountain environments and its sensitivity to forest disturbance and climate warming // *Water Resources*. 2018. V. 54. № 2. P. 1191–1211. <https://doi.org/10.1002/2017WR021172>
- Stockert K.A., Euskirchen E.S., Stuefer S.L.* Sublimation measurements of tundra and taiga snowpack in Alaska // *The Cryosphere*. 2025. V. 19. I. 5. P. 1739–1755. <https://doi.org/10.5194/tc-19-1739-2025>
- Stigter E.E., Litt M., Steiner J.F., Bonekamp P.N.J., Shea J.M., Bierkens M.F.P., Immerzeel W.W.* The importance of snow sublimation on a Himalayan glacier // *Frontiers in Earth Science*. 2018. V. 6. P. 108–124. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00108>
- Strasser U., Bernhardt M., Weber M., Liston G.E., Mauser W.* Is snow sublimation important in the alpine water balance? // *The Cryosphere*. 2008. V. 2. P. 53–66. <https://doi.org/10.5194/tc-2-53-2008>

Citation: *Sekisov N.L., Vasilevich I.I., Kalyuzhny I.L.* Observational results of evaporation from the snow cover surface at the research base “Ice Station “Cape Baranova” (Severnaya Zemlya). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 422–431. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030051

Observational Results of Evaporation from the Snow Cover Surface at the Research Base “Ice Station “Cape Baranova” (Severnaya Zemlya)

© 2025 N. L. Sekisov^a, I. I. Vasilevich^{a, #}, I. L. Kalyuzhny^b

^aState Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bFederal State Budgetary Institution of the State Hydrological Institute, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: vasilevich@aari.ru

Received January 22, 2025; Revised April 21, 2025; Accepted June 26, 2025

The results of instrumental observations of sublimation from the snow cover surface on the Severnaya Zemlya archipelago in the vicinity of the Ice Base “Cape Baranov” are presented. The study used an instrumental method with two GG-500-6 weighing evaporimeters. Observations began on April 16, 2024, and continued until the snow cover disappeared. The coefficient of mutual correlation between the measurements of the two evaporimeters during the pre-spring period is 0.943. At temperatures

ranging from -30 to -10°C , sublimation does not exceed 0.01 mm/day, and its intensity varies between -0.0007 and 0.0005 mm/hour. It has been shown that during the pre-spring period, the average daily amount of sublimation is 0.01 mm/day. In May, the average rate of sublimation is 0.0088 mm/hour, and during snowmelt the daily amount of sublimation rises to 0.51 mm/day. During the snowmelt period, 4.14 mm of moisture was lost through sublimation. Over the pre-spring and spring periods, the amount of sublimation determined by instrumental means is 7.76 mm. Adverse natural factors lead to underestimation of the sublimated moisture. To restore missing observations, the authors applied linear interpolation between adjacent measured values and recovery of gaps using P.P. Kuzmin's method. Recovery of missing instrumental observations using P.P. Kuzmin's method determines the amount of sublimation at Cape Baranov as 19.2 mm of moisture, while linear interpolation yields a value of 12.4 mm.

Keywords: sublimation, snow cover, measurement methods, calculation methods, Arctic, Severnaya Zemlya

REFERENCES

- Kalyuzhny I.L.* Assessment of the current state of methods for measuring and calculating evaporation from snow. *Trudy GGO*. Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory. 2022, 605: 109–137 [In Russian].
- Kalyuzhny I.L.* Ways to improve the method of measuring evaporation from snow cover. *Trudy GGO*. Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory. 2022, 606: 159–168 [In Russian].
- Kuz'min P.P.* On the methodology for studying and calculating evaporation from the surface of a snow cover. *Trudy GGI*. Proceedings of the State Hydrological Institute. 1953, 241 (95): 34–52 [In Russian].
- Metodicheskie rekomendacii po proizvodstvu nablyudenij za ispareniem s pochvy i snezhnogo pokrova*. Guidelines for conducting observations of evaporation from soil and snow cover. Leningrad. Hydrometeoizdat, 1991: 234 p. [In Russian].
- Pavlov A.V.* *Teplofizika landshaftov*. Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 385 p. [In Russian].
- Postnikov A.N.* Evaporation from the surface of snow cover during the period of its occurrence on the territory of Russia. *Uchenye zapiski RGGMU*. Scientific notes of the RSHU. 2016, 42: 55–63. [In Russian].
- Liston G.E., Sturm M.* The role of winter sublimation in the Arctic moisture budget. *Nordic Hydrology*. 2004, 35 (4–5): 325–334.
<https://doi.org/10.2166/nh.2004.0024>
- Mandal A., Angchuk T., Azam M.F., Ramanathan A., Wagnon P., Soheb M., Singh C.* An 11-year record of wintertime snow-surface energy balance and sublimation at 4863 m.a.s.l. on the Chhota Shigri Glacier moraine (western Himalaya, India). *The Cryosphere*. 2022, 16: 3775–3799.
<https://doi.org/10.5194/tc-16-3775-2022>
- Reba M.L., Pomeroy J., Marks D., Link T.E.* Estimating surface sublimation losses from snowpacks in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations. *Hydrological Processes*. 2012, 26: 3699–3711.
<https://doi.org/10.1002/hyp.8372>
- Sexstone G., Clow D.W., Fassnacht S.R., Liston G.E., Hiemstra C.A., Knowles J.F., Penn C.A.* Snow sublimation in mountain environments and its sensitivity to forest disturbance and climate warming. *Water Resources*. 2018, 54 (2): 1191–1211.
<https://doi.org/10.1002/2017WR021172>
- Stockert K.A., Euskirchen E.S., Stuefer S.L.* Sublimation measurements of tundra and taiga snowpack in Alaska. *The Cryosphere*. 2025, 19 (5): 1739–1755.
<https://doi.org/10.5194/tc-19-1739-2025>
- Stigter E.E., Litt M., Steiner J.F., Bonekamp P.N.J., Shea J.M., Bierkens M.F.P., Immerzeel W.W.* The importance of snow sublimation on a Himalayan glacier. *Frontiers in Earth Science*. 2018, 6: 108–124.
<https://doi.org/10.3389/feart.2018.00108>
- Strasser U., Bernhardt M., Weber M., Liston G. E., Mauser W.* Is snow sublimation important in the alpine water balance? *The Cryosphere*. 2008, 2: 53–66.
<https://doi.org/10.5194/tc-2-53-2008>

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОЩНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ “ОСТРОВ САМОЙЛОВСКИЙ” (ДЕЛЬТА ЛЕНЫ)

© 2025 г. И. И. Фадеева*, А. А. Дучков, Д. Е. Аюнов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

**e-mail: FadeevaII@ipgg.sbras.ru*

Поступила в редакцию 28.01.2025 г.

После доработки 11.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Анализируются данные 12-летнего температурного мониторинга в скважине, расположенной на о. Самойловском в дельте р. Лены. Измерения с 2006 по 2019 г. показывают рост температуры скважины на всех глубинах (до 27 м). При этом температура воздуха не показывает заметного роста в этот период. Выполнено численное моделирование изменения температуры грунта с учётом теплоизолирующего влияния снежного покрова и процесса промерзания/оттаивания активного слоя мерзлоты.

Ключевые слова: мерзлота, температурный мониторинг, снежный покров, температуропроводность, теплопроводность, численное моделирование

DOI: 10.7868/S2412376525030066

ВВЕДЕНИЕ

Исследование изменений климата Земли имеет долгую историю. Так, одна из первых моделей связывала изменения климата с циклами колебаний солнечной активности в зависимости от положения оси вращения и орбиты Земли (Миланкович, 1939). Кроме внешнего влияния есть много факторов на самой Земле, которые влияют на её климат. В частности, современные модели климатических изменений учитывают концентрацию аэрозолей и парниковых газов в атмосфере, изменение облачности и альбедо земной поверхности (Soden, Held, 2006; Мохов и др., 2020). Для правильного прогнозирования изменений температуры в грунте важно строить правильные модели, связывающие температуру воздуха и грунта на поверхности Земли (García-García et al., 2019). Наиболее значимое и сложное влияние здесь оказывает снежный покров. Тонкий слой снега уменьшает количество поглощаемой радиации и оказывает охлаждающий эффект на земную поверхность, а толстый слой снега, наоборот, изолирует землю от потери тепла.

Многие исследователи отмечают, что изменения климата в более высоких широтах заметнее, чем в низких (Мохов, 2022). Поэтому особенно важно наблюдать за метеорологическими величинами/параметрами (температура воздуха, радиация, влажность, скорость и направление ветра, толщина снега) и годовыми вариациями температуры верхней толщи многолетнемерзлых пород (ММП). В XXI веке произошёл значительный прирост в инструментальных данных об изменениях температуры многолетней мерзлоты благодаря программе глобальной сети наземного мониторинга – Global Terrestrial Network for Permafrost (Biskaborn et al., 2019). Эти данные показывают, что в глобальном масштабе температура многолетней мерзлоты повысилась на 0.29 ± 0.12 °C в период с 2007 по 2016 г., что подтверждает эффект арктического усиления повышения температуры воздуха в Северном полушарии. При этом прогревание мерзлоты может быть вызвано ростом температуры воздуха или же увеличением толщины снежного покрова при неизменной температуре воздуха. Изучение Российской Арктики происходит на базе

крупнейших российских геокриологических исследовательских центров: Федерального агентства по недропользованию, Института криосферы Земли СО РАН, Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. У исследовательских центров имеются наблюдательные сети от Баренцева моря до Тихого океана (Дубровин и др., 2019).

В работе проводится анализ данных 12-летнего мониторинга температуры многолетнемерзлых пород на о. Самойловском, расположенном в крупнейшей арктической дельте реки Лены (рис. 1). Комплексные исследования проводились Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) и включали измерения температуры в скважине на разных уровнях до глубины 26.75 м включительно, а также метеорологические параметры (Boike et al., 2019).

Отмечено, что данные на о. Самойловском показывают самый быстрый рост температуры мерзлоты (1.0°C за 10 лет) среди станций глобальной сети мониторинга многолетней

мерзлоты (Biskaborn et al., 2019). В статье (Boike et al., 2019) по более длинным рядам измерений для о. Самойловского констатируется повышение температуры в мерзлоте на максимальной глубине 26.75 м на 1.3°C в период с 2006 по 2019 г. Поэтому кажется интересным провести более детальный анализ данных температурного мониторинга и определить причину такого быстрого прогресса.

Как уже говорилось (Фадеева, Аюнов, 2024), в качестве одной из причин роста температуры на участке рассматривается появление инфраструктуры станции, в результате чего вокруг станции от года к году стало накапливаться значительно больше снега, чем фоновые значения.

АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе анализируются данные многолетнего температурного и метеорологического мониторинга на о. Самойловском в дельте р. Лены (Boike et al., 2019). Все данные взяты из архива дополнительных материалов, прилагаемых



Рис. 1. Место исследований — о. Самойловский, дельта р. Лены, Российская Арктика (earth.google..., 2025). На врезке снизу, на спутниковом снимке (retromap.ru..., 2025), зелёным крестиком указано расположение 27-метровой скважины (красная стрелка) и немецкой метеостанции (синяя стрелка)

Fig. 1. The area of investigation was on Samoylovsky Island, in the Lena River Delta, Russian Arctic (earth.google..., 2025). In the inset below, on the satellite image (retromap.ru..., 2025) is indicated the location of the 27-meter borehole (red arrow) and the German weather station (blue arrow)

к упомянутой статье (Boike et al., 2013). Исследования мерзлоты на острове проводятся с 1993 г. С 1998 г. на острове функционирует метеорологическая станция, которая отслеживает погодные показания: температуру воздуха ($^{\circ}\text{C}$), относительную влажность (%), глубину снежного покрова (м), количество осадков (мм), атмосферное давление (кПа), скорость (м/с), направление ветра (град) и суммарную солнечную радиацию (Вт/м^2). С 2002 г. измеряется мощность активного слоя с помощью стального стержня по сети из 150 пунктов. С 2006 г. проводится мониторинг температуры многолетнемерзлых пород в 27-метровой скважине.

В марте 2006 г. была пробурена скважина глубиной 27 м, а в августе того же года в неё были установлены 24 термистора с регистратором XR-420 (Boike et al., 2019): один на поверхности земли и 23 на глубине от 0.75 до 26.75 м внутри плотно прилегающей трубки из ПВХ (внутренний диаметр — 4 см, внешний — 5 см), которая была установлена в скважину, а оставшееся пространство засыпано сухим песком. При этом также важно знать, что из скважины выступает 4-метровая металлическая труба на 0.5 м над поверхностью, которая влияет на температуры верхних датчиков (0.75, 1.75, 2.75 м) и, как отмечают авторы, используется для обеспечения устойчивости и предотвращения притока воды в летний сезон, когда верхний слой грунта оттаивает.

Опрос температурных датчиков в скважине, согласно (Boike et al., 2019), проводился 1 раз в час без усреднения, при этом точность датчиков, по данным RBR, составляет $\pm 0.005^{\circ}\text{C}$ в диапазоне от -5 до 35°C . Однако прямое сравнение с высокоточным эталонным датчиком температуры PT100 (сертифицированным с точностью $\pm 0.01^{\circ}\text{C}$ в диапазоне от -20 до 30°C) на шести различных глубинах скважины в период с 9 по 17 августа 2014 г. показало точность примерно $\pm 0.03^{\circ}\text{C}$ на глубинах ≥ 8.75 м и более серьёзные отклонения, увеличивающиеся с уменьшением глубины, например, между -7.75 и -1.75 м отклонение составляло $\pm 0.33^{\circ}\text{C}$, а при -0.75 м — $\pm 0.65^{\circ}\text{C}$. Это увеличение отклонения в сторону поверхности авторы связывают с тем, что (а) цепь была установлена в песке, тогда как калибровочный термометр находился на воздухе и, следовательно, на него могла повлиять циркуляция воздуха, или (б) градиент температуры становится более крутым с уменьшением глубины ниже поверхности, и, таким образом, небольшие различия между высотами измерения двух

датчиков будут иметь большее влияние на температуру по мере приближения к поверхности (Boike et al., 2019).

На рис. 2 (верхний график) представлены температурные данные из 27-метровой скважины (термограммы 12 датчиков) с доступным периодом измерений температуры: с 20.08.2006 по 01.04.2019 г. Термограмма — запись изменения температуры датчика во времени. Существует один длительный пробел в данных с 20.09.2008 по 09.04.2009 г., в остальном температурные значения не прерываются, за исключением редких сбоев конкретных датчиков. На верхнем графике (см. рис. 2) приведены данные только двенадцати датчиков с глубин, отмеченных цифровым кодом в легенде (в метрах): 0 соответствует датчику, расположенному на поверхности, 0.75 — датчику на глубине 0.75 м и остальным ниже на 1 м или более.

Для оценки характера изменений температур датчиков во времени были рассчитаны среднегодовые температуры, которые собраны в табл. 1, построены температурные тренды роста среднегодовых температур датчиков на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м (см. рис. 2, нижний график). Из табл. 1 видно, что на всех глубинах скважины наблюдается повышение температуры. Общее увеличение температуры на глубинах H за последние 10 лет представлено в последнем столбце таблицы (ΔT).

Сезонные температурные колебания, амплитуда которых с глубиной уменьшается, на глубинах свыше 20.75 м уже не проявляются (см. рис. 2, верхний график). На термограммах также хорошо виден сдвиг фазы колебаний с глубиной, который называют температурным запаздыванием или сдвижкой. Таким образом, если температурные максимумы вблизи поверхности (на глубине 0.75 м) в среднем приходятся на июль, то максимумы колебаний на глубине 7.75 м достигаются в январе.

Представленные на верхнем графике рис. 3, взятые с метеостанции изменения температуры воздуха не показали роста температуры за весь период с 1998 по 2017 г. и аппроксимировались функцией синуса с среднегодовой температурой -12.14°C : $T_a(t) = 21.53 \cdot \sin(\omega \cdot t + 1.62) - 12.14$; при этом среднемесячная температура самого тёплого месяца (июля) составила 9.5°C , самого холодного месяца (февраля) -32.7°C . Таким образом, кривая колебаний температуры воздуха не может быть причиной значительного роста температуры ММП на глубине. Также

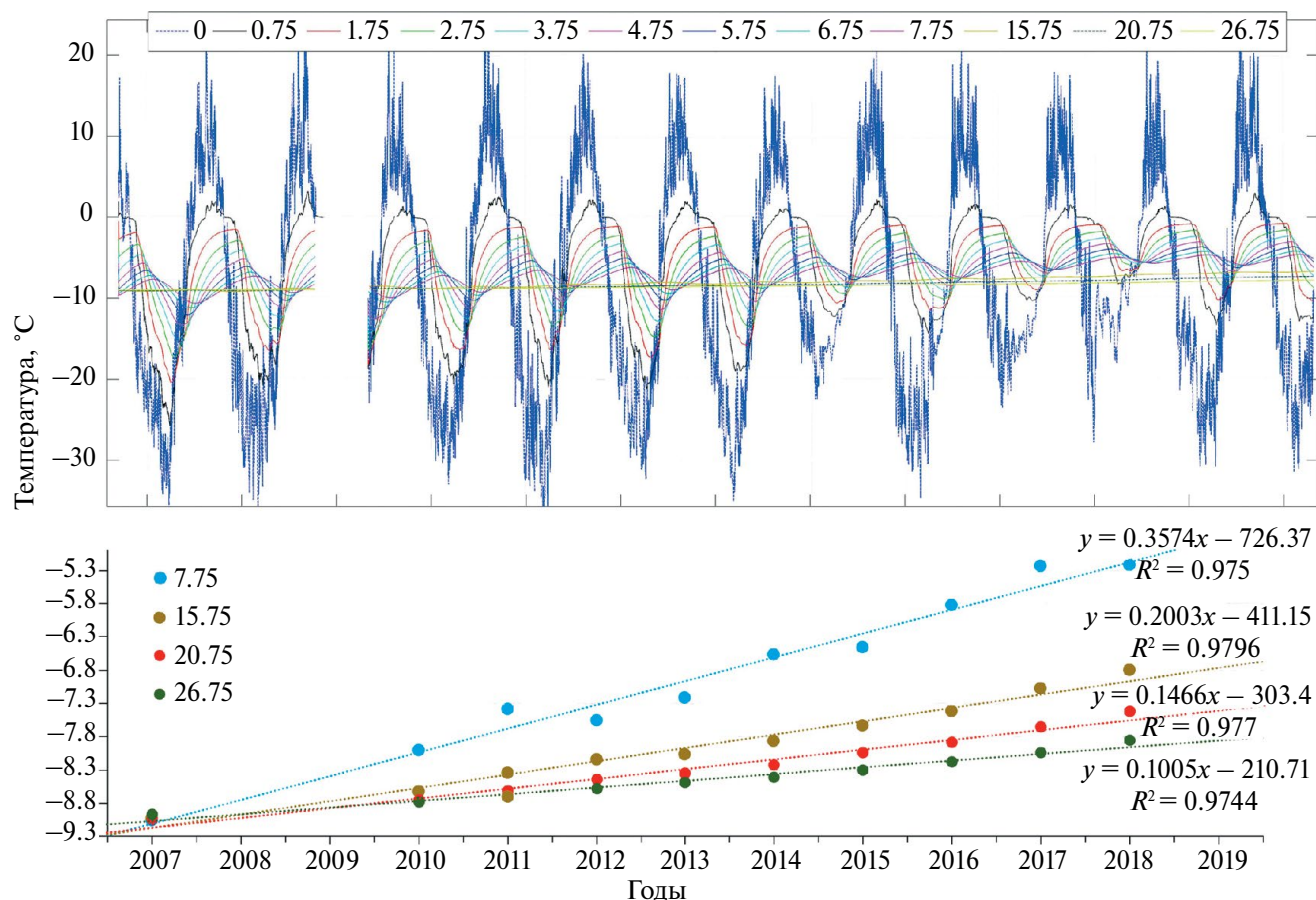


Рис. 2. На верхнем графике представлены данные температурного мониторинга в 27-метровой скважине на о. Самойловском с 20.08.2006 по 01.04.2019 г. Код кривой в легенде соответствует глубине датчика в скважине (в метрах). На нижнем графике показана динамика среднегодовых температур датчиков в 27-метровой скважине на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м

Fig. 2. The top graph shows temperature monitoring data from the 27-meter borehole on Samoylovsky Island from 20.08.2006 to 01.04.2019 years. The curve code in the legend corresponds to the depth sensors in the borehole in meters. The bottom graph shows the dynamics of average annual sensor temperatures in the 27-meter borehole at the depths of 7.75, 15.75, 20.75, and 26.75 m

с 2002 года не наблюдается явного тренда увеличения температуры и мощности сезонно-тающего слоя.

В качестве граничного условия рассматривалась температура поверхности (датчика, находящегося у поверхности в скважине $z = 0$ м; см. рис. 3, нижний график, жёлтая кривая), которая аппроксимировалась синусом с среднегодовой температурой -8.24 °C:

$$T_s(t) = 22.91 \cdot \sin(\omega \cdot t + 1.95) - 8.24, \quad (1)$$

где t [в годах] — время, $\omega = 2\pi/\text{год}$ — угловая частота (1 год — период), $T_a(t)$ и $T_s(t)$ [°C] — колебания температуры воздуха и поверхности соответственно.

Сопоставление упоминаемых термограмм воздуха (данные с метеостанции) и поверхности (данные из скважины), которое показывает разницу температур приземного слоя атмосферы и поверхности почвы -3.9 °C, приведено на нижнем графике (см. рис. 3). Сопоставление также позволяет заметить теплоизолирующий эффект снега, отмечается неполное относительно температуры воздуха охлаждение поверхностного датчика в 2014, 2016 и 2017 гг. (помечено красными стрелками). На метеостанции датчик для измерений температуры воздуха находится на высоте 0.5 м над землёй (синяя линия), и температура поверхностного датчика (жёлтая линия), 0 м над землёй.

Таблица 1. Изменения с 2007 по 2018 г. среднегодовых температур датчиков на разных глубинах в 27-метровой скважине. В последнем столбце $\Delta T = \text{Макс}(t) - \text{Мин}(t)$

Table 1. Changes of average annual temperatures of sensors at different 27 m borehole depths from 2007 to 2018 years. In the last column $\Delta T = \text{Max}(t) - \text{Min}(t)$

Год H, м	2007	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	ΔT
0	-9.54	-9.37	-8.32	-8.98	-9.06	-7.31	-8.31	-6.38	-5.55	-7.20	3.99
0.75	-8.27	-6.97	-6.22	-6.95	-6.43	-4.50	-5.19	-3.64	-2.67	-4.01	5.60
1.75	-8.55	-7.18	-6.48	-7.21	-6.51	-4.87	-5.49	-3.99	-3.05	-4.13	5.50
2.75	-8.77	-7.31	-6.62	-7.31	-6.58	-5.16	-5.65	-4.28	-3.43	-4.23	5.34
3.75	-8.93	-7.45	-6.75	-7.37	-6.67	-5.46	-5.79	-4.59	-3.81	-4.38	5.12
4.75	-9.02	-7.60	-6.91	-7.42	-6.80	-5.77	-5.96	-4.92	-4.20	-4.58	4.82
5.75	-9.05	-7.75	-7.08	-7.46	-6.94	-6.07	-6.13	-5.25	-4.59	-4.80	4.46
6.75	-9.06	-7.89	-7.24	-7.51	-7.08	-6.35	-6.30	-5.56	-4.94	-5.02	4.12
7.75	-9.06	-8.01	-7.40	-7.57	-7.22	-6.58	-6.46	-5.83	-5.25	-5.23	3.83
15.75	-9.03	-8.63	-8.36	-8.16	-8.08	-7.88	-7.64	-7.42	-7.09	-6.81	2.22
20.75	-9.05	-8.76	-8.62	-8.44	-8.35	-8.23	-8.05	-7.89	-7.66	-7.42	1.63
26.75	-8.97	-8.78	-8.71	-8.59	-8.49	-8.41	-8.30	-8.18	-8.04	-7.86	1.11

Снег, как известно геокриологам (Попов, Тушинский, 1973; Павлов, 1975), — изоляционный материал и не пропускает сильно отрицательные температуры вглубь грунта, оказывается самым явным внешним фактором, который мог воздействовать на температуру в скважине, показывая тенденцию к её увеличению после 2012 г. Красными стрелками на рисунке отмечены снежные года, для которых заметен теплоизолирующий эффект снега, — зимой температура поверхности грунта остаётся заметно выше, чем температура воздуха. В малоснежные годы зимняя температура воздуха и поверхности в большей степени совпадают.

Интересно проверить, можно ли объяснить потепление мерзлоты только влиянием вариаций снежного покрова. Для этого было проведено численное моделирование изменения температуры грунта с учётом процесса промерзания/оттаивания верхнего сезонно-талого слоя и теплоизолирующего влияния снежного покрова, с подбором его мощности и длительности пребывания на поверхности. Вместо поиска удовлетворительной зависимости изменений во времени плотности и теплофизических параметров снега подбирались его мощность и длительность пребывания на поверхности при постоянных его средних теплофизических параметрах.

Имеет смысл рассмотреть данные об осадках как втором важнейшем климатическом драйвере изменений температуры грунтов (Biskaborn et al., 2019). Среднегодовое количество осадков составило 169 мм. Данные о глубине снежного покрова приведены в работе (Voike et al., 2019), фоновые значения снежного покрова в пункте измерений составляют 20 см. Пункт измерений глубины снега находился в 200 м от скважины (см. рис. 1, отмечено синей стрелкой). Средняя глубина снега с 2006 по 2012 г. находилась в пределах 0.2–0.25 м, в период с 2014 г. стали более часто появляться снежные зимы, так что глубина снега доходила до 0.4 м в 2014 и 2016 гг. и даже до 0.6 м в 2017 г. По данным со станции Тикси (Республика Саха (Якутия)), глубина снега с марта по май 2006 г.: 20–29 см, 2007 г.: 10–14 см, 2008 г.: 12–21, 2009 г.: 17–32 см, 2010 г.: 6–12 см, 2011 г.: 4–13 см, 2012 г.: 2–11 см, 2013 г.: 5–14 см, 2014 г.: 8–11 см, 2015 г.: 4–16 см, 2016 г.: 6–30 см, 2017 г.: 14–52 см, 2018 г.: 14–20 см, 2019 г.: 4–15 см, 2020 г.: 7–16 см, 2021 г.: 16–48 см, 2022 г.: 8–14 см (табл. 2). Из данных со станции Тикси видно, что количество осадков значительно изменяется; при этом можно выделить снежные года: 2009, 2016, 2017, 2021, которые согласуются с описанными ранее данными немецких коллег.

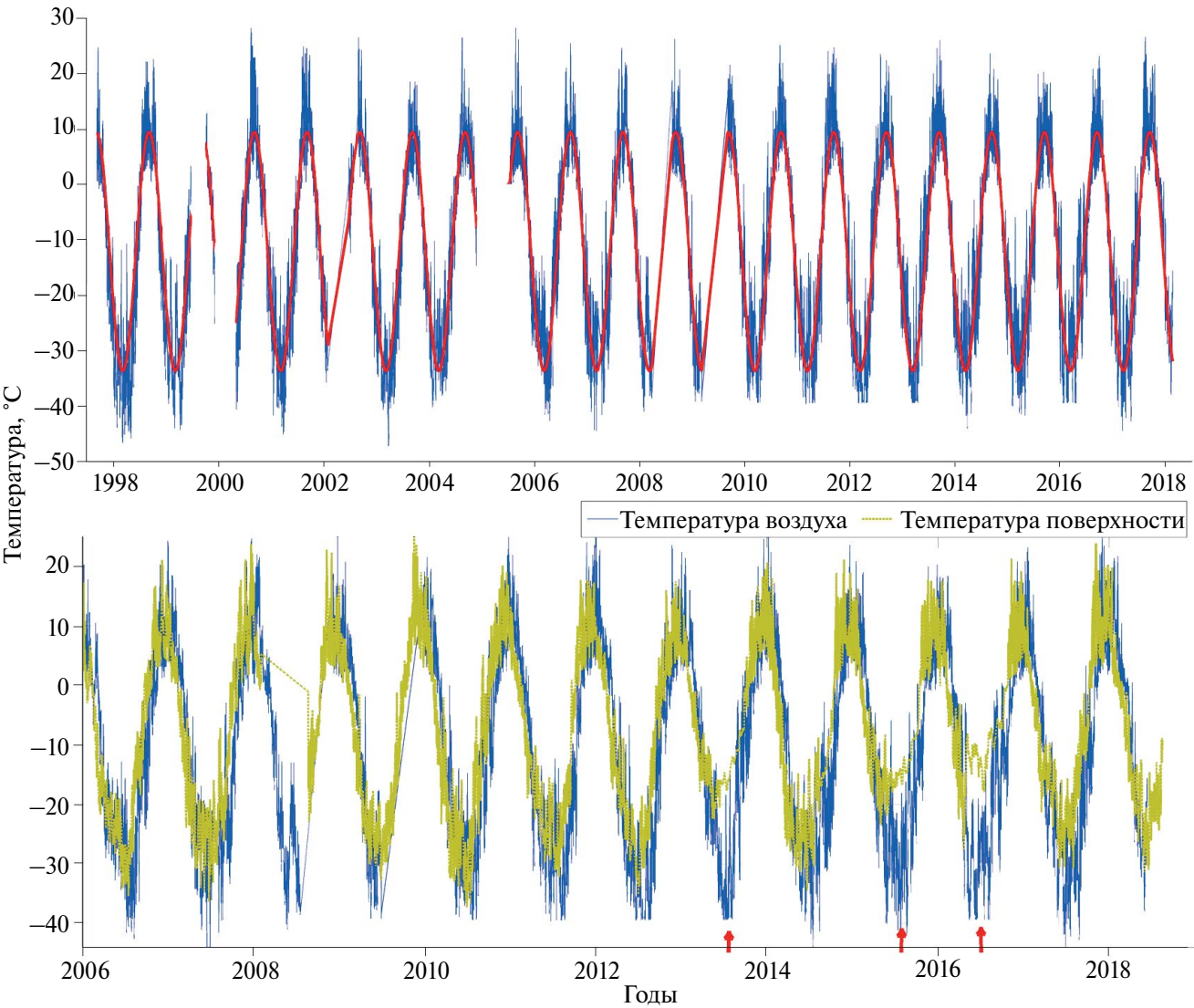


Рис. 3. На верхнем графике представлены взятые с метеостанции данные колебаний температуры воздуха (синяя кривая) и их аппроксимация функцией синуса (красная кривая), на нижнем графике — сравнение данных температуры воздуха (синяя кривая, датчик метеостанции расположен на 0.5 м над землёй) с данными датчика у поверхности (0 м над землёй) из 27-метровой скважины (жёлтая линия). Красными стрелками отмечены года с высокой снежностью

Fig. 3. The top graph shows the air temperature fluctuation data from the weather station (blue curve) and their approximation by the sine function (red curve). The bottom graph compares the air temperature data (blue curve, the weather station temperature sensor is located 0.5 m above the ground) with the data of the sensor at the surface (0 m above the ground) from the 27-meter borehole (dirty yellow line). The red arrows mark the years with high snowfall

Таблица 2. Данные станции Тикси (Республика Саха (Якутия)), глубин снега, примерно с марта по май с 2006 по 2022 г., жёлтым цветом помечены снежные годы

Table 2. Snow depth data from Tiksi station (Republic of Sakha, Yakutia), approximately from March to May, from 2006 to 2022. Years with high snow level are marked as yellow

Год	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Глубина снега, см	20–29	10–14	12–21	17–32	6–12	4–13	2–11	5–14	8–11
Год	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	
Глубина снега, см	4–16	6–30	14–52	14–20	4–15	7–16	16–48	8–14	

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МЁРЗЛОГО ГРУНТА

Для моделирования изменений температуры в мёрзлом грунте решается классическое уравнение теплопроводности в одномерной полубесконечной среде (мерзлоте, ось z направлена вглубь мерзлоты):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (2)$$

Коэффициент температуропроводности ($k = \lambda/\rho C$, где λ [Вт/(м·К)] – теплопроводность, ρC [Дж/(м³·К)] – объёмная теплоёмкость) можно оценить по реальным данным мониторинга в скважине, по затуханию амплитуды годовой температурной волны на глубине ниже активного слоя – 0.75 м, но выше глубины нулевой годовой амплитуды – 20.75 м (без фазовых превращений поровой воды, с постоянным коэффициентом k).

Если температура на поверхности полуограниченной среды ($z > 0$) задаётся гармоническими колебаниями (1) и начальная температура равна нулю, то решение уравнения (2), согласно (Карслоу, Егер, 1964; Guojie Hu et al., 2016), есть температурная волна

$$T(z, t) = A \cdot \exp(-\alpha z) \cdot \sin(\omega t - \alpha z - \phi) \quad (3)$$

с волновым числом $\alpha = \sqrt{\frac{f\pi}{k}}$ и длиной волны $l = \sqrt{\frac{4\pi k}{f}}$, где A – амплитуда колебаний, $2\pi/\omega$ – период колебаний (в нашем случае 1 год), $f = \omega/2\pi$ – частота колебаний, ϕ – фаза колебаний.

Из решения (3) видно, что с глубиной амплитуда колебаний уменьшается по экспоненте и падает тем быстрее, чем больше f и меньше температуропроводность. Отношение амплитуд колебаний температуры на разных глубинах определяется частотой и коэффициентом температуропроводности:

$$A_2/A_1 = \exp(-\alpha(z_2 - z_1)).$$

Таким образом, для определения температуропроводности достаточно измерить амплитуды волны на разных глубинах z :

$$k = f\pi \left(\frac{z_2 - z_1}{\ln(A_2/A_1)} \right)^2. \quad (4)$$

Для расчёта температуропроводности использовалась формула (4) и рассматривались амплитуды годовых температурных колебаний (без снежных годов) для глубин от 1.75 до 7.75 м, разброс полученных значений температуропроводности составил: $0.88 \cdot 10^{-6} \div 1.18 \cdot 10^{-6}$ м²/с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В программном пакете COMSOL Multiphysics численно решалось одномерное дифференциальное уравнение теплопроводности (2) с гармонически изменяющейся температурой на поверхности грунта $z = 0$ (1), начальной температурой $T_0 = -9^\circ\text{C}$ (по всей глубине грунта) и постоянной температурой на большой глубине $T_D = -8.8^\circ\text{C}$ ($z > 100$ м). Расчёт проводился для интервала времени более чем 12 лет. В коэффициенте температуропроводности $k = \lambda_{eff}/\rho C_{eff}$ учитывалось промерзание/оттаивание воды в порах грунта при изменении температуры ниже/выше температуры $T_{ph} = -0.5^\circ\text{C}$, которая была выбрана из данных для различных грунтов, в нашем случае для засыпанного в трубу мелкого песка (Чувиллин и др., 2020).

Представленная постановка выбрана таким образом, что температурный градиент моделируемой области (от поверхности до 100 м) составлял 0.56°C на 100 метров: средняя температура поверхности (-8.24°C) – температура на глубине 100 м (-8.8°C). Такой градиент также наблюдался в данных скважины глубиной 60 метров, находящейся в центральной части острова.

Эффективные коэффициенты теплопроводности и объёмной теплоёмкости зависят от температуры и определяются соответственно:

$$\lambda_{eff} = \lambda_f \cdot (1 - \sigma(T - T_{ph})) + \lambda_u \cdot \sigma(T - T_{ph})$$

и

$$\rho C_{eff} = \rho_f C_f \cdot (1 - \sigma(T - T_{ph})) + \rho_u C_u \cdot \sigma(T - T_{ph}) + \rho_i \phi L \cdot \delta(T - T_{ph}).$$

Индексы f и u относятся к теплофизическим параметрам (теплопроводность λ [Вт/(м·К)], плотность ρ [кг/м³] и удельная теплоёмкость C [Дж/(кг·К)]) мёрзлой и талой пород соответственно, $L = 333.5$ [кДж/кг] – скрытая теплота фазового перехода воды, ρ_i [кг/м³] – плотность льда, ϕ – пористость грунта, $\sigma(T - T_{ph})$ – безразмерная сглаженная функция Хевисайда, $\delta(T - T_{ph})$ – дельта-функция Дирака, производная по температуре от Хевисайда, имеет размерность [1/К]. В эффективный коэффициент объёмной теплоёмкости среды ρC_{eff} [Дж/(м³·К)] с помощью δ -функции Дирака введена сосредото-

точенная теплоёмкость фазового перехода. Такой подход позволяет решать задачу Стефана без явного выделения границы фазового перехода (Самарский, 1965).

Дифференциальное уравнение теплопроводности (2) решалось в трёх слоях: верхний снежный слой, средний – сезонно-талый слой (мёрзлый и талый грунт) и нижний – мерзлота с представленными в табл. 3 теплофизическими и плотностными характеристиками, которые подбирались из диапазона теплофизических параметров для влагонасыщенных мёрзлых и талых песков, суглинков-супесей (Studfiles..., 2025), в том числе на о. Самойловском (Langer et al., 2011). Для сквозного моделирования снега использовали вариации теплофизических параметров верхнего снежного слоя во времени: в летнее время ($T > T_{ph}$) теплопроводность и плотность слоя задавались большими (400 Вт/(м·К) и 10000 кг/м^3) и теплоёмкость маленькой (100 Дж/(кг·К)), в зимнее же время они задавались как средние значения для снега (см. табл. 3). Таким образом, в летнее время температура снежного слоя фактически равнялась температуре поверхности.

Подбор используемых в модели теплофизических параметров (см. табл. 3) происходил таким образом, чтобы, во-первых, температуропроводность мёрзлого грунта k совпадала с оценкой, полученной согласно формуле (4), и, во-вторых, чтобы модельные температурные изменения на разных глубинах совпадали с реальными температурными измерениями датчиков из скважины.

Сперва рассчитывались изменения температуры грунта без учёта влияния снега (рис. 4, верхний график). Решалось уравнение (2) для двух слоёв: сверху сезонноталый слой и снизу мёрзлого грунта. В начальный момент температура грунта на всех глубинах полагалась постоянной -9°C . На поверхности грунта ($z = 0$, активного слоя) задавалось синусоидальное

колебание температуры (1); на нижней границе ($z > 100 \text{ м}$) была взята постоянная температура -8.8°C , при этом теплофизические параметры мёрзлого и талого грунтов подбирались таким образом, чтобы летние температурные изменения на малых глубинах ($z < 5 \text{ м}$) совпадали с модельными температурными изменениями для этих же глубин. Температуры летнего сезона (не учитывая температуры при фазовом переходе) для модельных и реальных данных с точностью $\pm 0.2^\circ\text{C}$ совпадают на начальных годах и для глубин $0.75\text{--}4.75 \text{ м}$.

Из расчётных термограмм верхнего графика (см. рис. 4), не учитывающих влияния снега (сплошные линии), видно, что модельные температурные вариации не описывают реальные данные, на каждой глубине среднегодовая температура составляет примерно -9°C , что сильно отличается от реальных температур, в которых годовые средние значения растут с глубиной: примерно с -9 до -4.5°C .

Далее в температурном моделировании учитывалось влияние снега, который задавался в модели как дополнительный слой с осреднёнными теплофизическими параметрами (см. табл. 3), при этом также подбирались мощность и длительность его пребывания.

При моделировании изменения температуры грунта в скважине в течение 12 лет с учётом влияния снежного покрова решалось дифференциальное уравнение теплопроводности (2) в трёх слоях: верхнем слое снега с изменяющейся во времени мощностью (рис. 5, верхний график), среднем – сезонно-талом слое и нижнем – мерзлоте с представленными в табл. 3 теплофизическими характеристиками. В начальный момент температура грунта на всех глубинах полагалась постоянной: -9°C (взята из анализа температур в скважине по глубине). На поверхности снега задавалось синусоидальное колебание температуры (1); на нижней границе

Таблица 3. Используемые в моделировании теплофизические параметры грунта

Table 3. Thermal parameters of the soil used in the model

Параметр	Снег	Мёрзлый сезонноталый слой	Талый сезонноталый слой	Толща мерзлоты
λ , Вт/(м·К)	0.5	2.1	1.3	2.5
C , Дж/(кг·К)	2100	930	1030	930
ρ , кг/м ³	560	2350	2400	2350
k , м ² /с	$0.43 \cdot 10^{-6}$	$0.91 \cdot 10^{-6}$	$0.53 \cdot 10^{-6}$	$1.14 \cdot 10^{-6}$

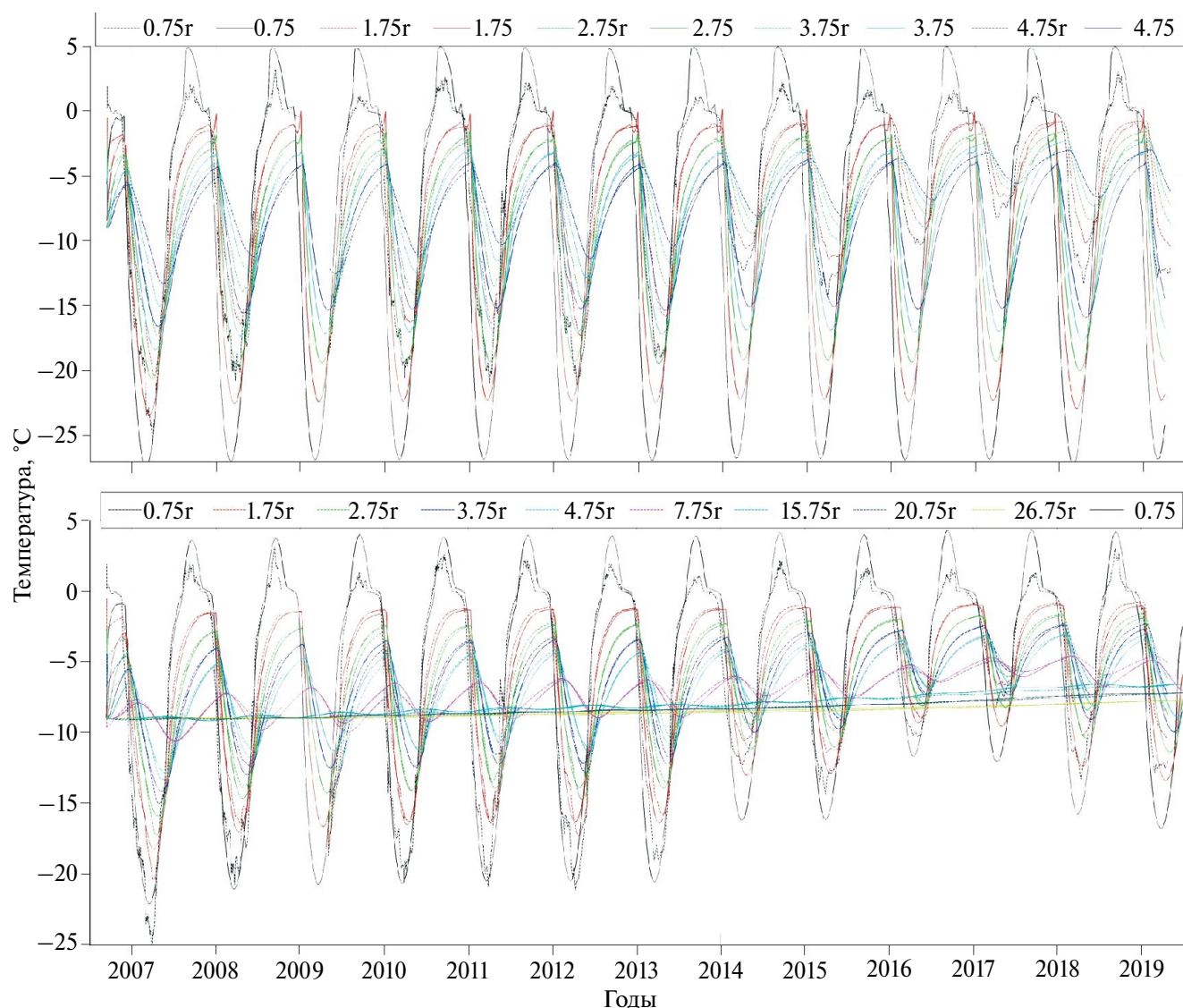


Рис. 4. На верхнем графике — сравнение реальных данных (пунктирные линии) с модельными без учёта влияния снежного покрова (сплошные линии) на глубинах 0.75–4.75 м с шагом 1 м. В легенде код кривой соответствует глубине датчика в метрах с буквой г для реальных датчиков, без подписи — для модельных. Цвет термограмм для датчиков на одинаковой глубине совпадает. На нижнем графике — сравнение реальных данных (пунктирные линии) с модельными, учитывающими влияние снежного покрова (сплошные линии). В легенде код кривой соответствует глубине датчиков в метрах с буквой г для реальных данных из скважины, без подписи — для модельных; указан только один (0.75 м), остальные обозначаются по аналогии — без пометки, сплошной линией, один цвет для одинаковых глубин

Fig. 4. The top graph compares real data (dashed lines) with the model data without taking into account the snow cover effect (solid lines) at depths of 0.75–4.75 m with a step of 1 m. In the legend, the curve code corresponds to the sensor depth in meters with the letter r for real sensors, and without a caption — for the model ones. The color of the thermograms for sensors at the same depth is the same. The bottom graph compares real data (dashed lines) with the model data with taking into account the snow cover effect (solid lines). In the legend, the curve code corresponds to the sensor depth in meters with the letter r for real data from the 27-m borehole, and without — for the model ones, only one is indicated (0.75 m), the rest are designated by analogy — without a caption, with a solid line, one color for the same depth

мерзлоты ($z > 100$ м) температура -8.8°C полагалась постоянной и была взята из данных температурного мониторинга в скважине на большой глубине.

С 2006 по 2019 г. глубина снега в модели задавалась согласно верхнему графику, представленному на рис. 5. Этот график составлен на основе реальных данных о глубине снега

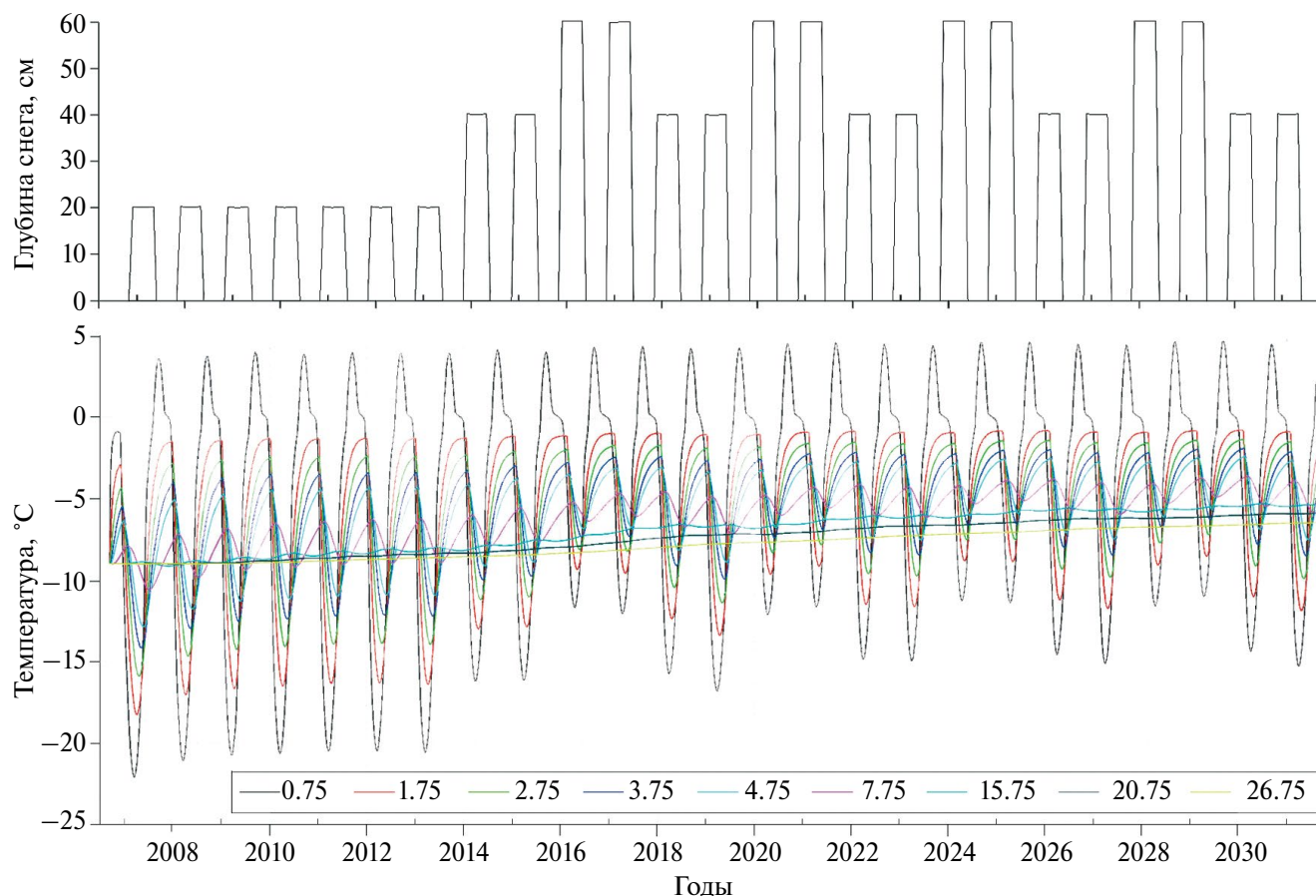


Рис. 5. На верхнем графике представлено изменение мощности снега с 2006 по 2031 г. для задач модельного описания роста температуры в скважине и прогнозирования его дальнейшего роста в условиях увеличенной мощности снежного покрова. На нижнем графике представлено модельное прогнозирование изменений температуры в 27-метровой скважине до 2031 г. с увеличенным объёмом снега (верхний график). Код кривой в легенде соответствует глубине модельного датчика в скважине (в метрах)

Fig. 5. The top graph shows the change in snow thickness from 2006 to 2031 years for the tasks of model description of temperature growth in the 27 m borehole and forecasting its further growth under conditions of increased snow cover thickness. The bottom graph shows the model forecast of temperature changes in the 27 m borehole up to 2031 year with an increased snow cover thickness (upper graph). The curve code in the legend corresponds to the depth of the model sensor in the borehole in meters

с метеостанции на острове Самойловском (Voike et al., 2019), также он учитывает результаты сравнений температур воздуха и поверхности скважины (см. рис. 3) и возможное дополнительное накопление снега, вызванное строительством в 2012 г. новых построек, которые могут задерживать снег вблизи скважины. С 2014 г. наблюдалось увеличение толщины снега до 40 см, 2016 и 2017 годы считались снежными с толщиной снега 60 см.

Моделирование с учётом влияния снежного покрова показывает хорошее совпадение модельных и реальных значений температур в скважине на всех глубинах (см. рис. 4, нижний график). Модельный тренд потепления сходится

с реальным, при этом отклонения реальных данных от модельных для глубин 15.75, 20.75 и 26.75 м составляет не более $\pm 0.2^\circ\text{C}$.

В силу хорошего совпадения модельных и реальных данных температурного мониторинга дополнительно было проведено моделирование, прогнозирующее изменение температуры в скважине на следующие 12 лет с учётом возросшей (в связи с аккумулярующим эффектом строений НИС) глубины снега. Изменение мощности снега в модели с прогнозом представлено на верхнем графике рис. 5.

Согласно данным модельного прогнозирования (см. рис. 5, нижний график), потепление

грунта в течение следующих 12 лет отмечается на всех глубинах. К 2031 г. изменение температуры на глубинах 15.75, 20.75 и 26.75 м относительно 2006 г. составит приблизительно +3.6, +3.1 и +2.5 °C соответственно.

Чтобы определить новый стационарный режим скважины в условиях увеличенного объёма снега (40–60 см) дополнительно проведено моделирование вплоть до 2062 г. Как видно из рис. 6, к 2062 г. скважина выйдет в новый тепловой режим, в котором установившиеся температуры на глубинах 15.75, 20.75, 26.75 м составят –4.8, –5.1, –5.5 °C с приростом относительно 2006 г. +4.2, +3.9, +3.5 °C соответственно. Напомним, что по реальным данным мониторинга к 2019 г. относительно 2006 г. этот прирост составлял +2.3, +1.7 и +1.3 °C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведён анализ данных 12-летнего температурного мониторинга в скважине на о. Самойловском в дельте р. Лены. Данные мониторинга показывают увеличение температуры мерзлоты на всех глубинах скважины (до 27 м) с 2006 по 2019 г. Рост среднегодовых температур (с 2007 по 2018 г.), согласно линейным трендам, на глубинах 7.75, 15.75, 20.75 и 26.75 м составил 3.6, 2.0, 1.5, 1.0 °C соответственно за 10 лет.

Показано, что отмеченный рост температур в скважине связан не с ростом температур воздуха (глобальным трендом потепления), а с локальными условиями снегонакопления, их изменениями на малом участке исследований, то есть является локальным антропогенным фактором, не связанным напрямую с изменениями климата.

Моделирование температур без учёта влияния снега показало относительную стабильность колебаний и температурного режима скважины. Средние модельные температуры на всех глубинах примерно –9 °C, что сильно отличается от реальных данных, в которых средние значения растут с глубиной примерно с –9 до –4.5 °C. В модели без учёта влияния снега минимальные температуры значительно ниже реальных, что связано с отсутствием теплоизолирующего эффекта снега. Модельные и реальные температуры летнего сезона совпадают в пределах ± 0.2 °C на начальных годах для глубин 1.75–4.75 м, позже 2018 г. отклонения превышают 1 °C для глубины 4.75 м. В модельных данных нет положительного тренда роста среднегодовых температур на глубинах ниже 7.75 м. Стабильное состояние модельных температур указывает на отсутствие влияния температуры поверхности на режим многолетней мерзлоты.

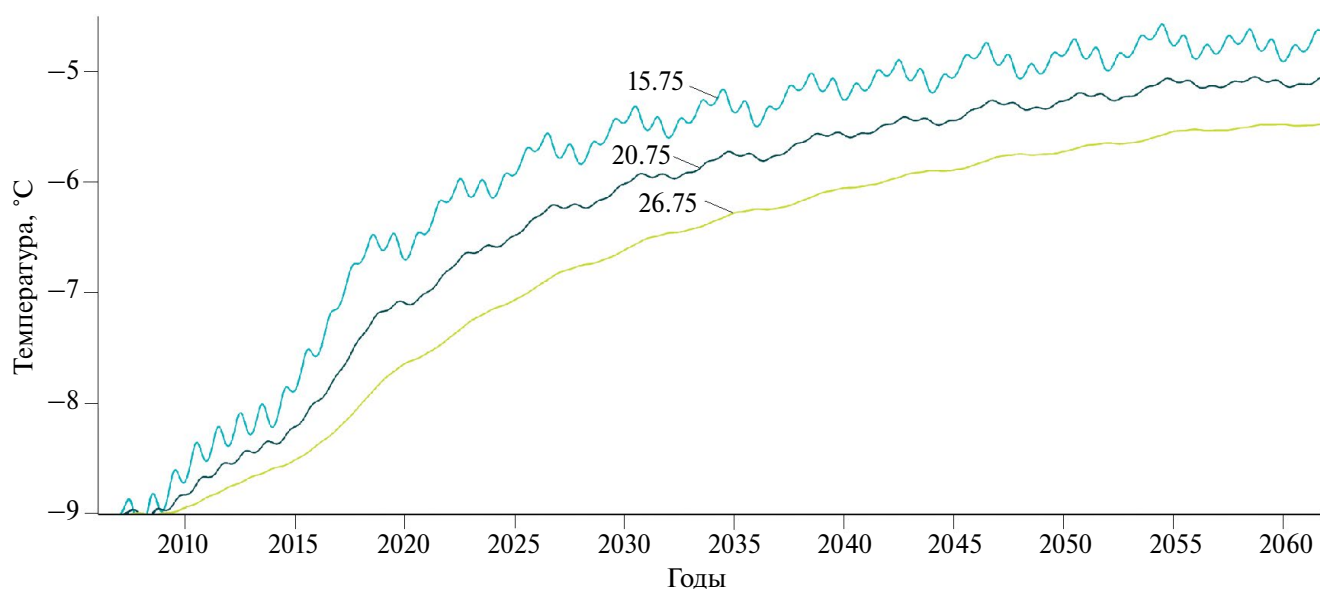


Рис. 6. Модельное прогнозирование роста температуры в скважине на глубинах 15.75, 20.75, 26.75 м в условиях увеличенной мощности снежного покрова (40–60 см) с 2014 по 2062 г.

Fig. 6. Model forecasting of temperature increase in the 27-m borehole at depths of 15.75, 20.75, and 26.75 meters taking into account increased snow depth (40–60 cm) from 2014 to 2062

Моделирование температур с учётом влияния снежного покрова показало хорошее соответствие теоретических значений с реальными данными. Отклонение модельных данных от реальных для глубин 15.75 и 26.75 м составляет не более $\pm 0.2^\circ\text{C}$. В модели виден явный тренд потепления, который фактически совпадает с измеренным в скважине. Таким образом, численное моделирование подтвердило возможность подбора теплофизических параметров, мощности и длительности пребывания снега на поверхности для правильного учёта его теплоизолирующего эффекта. Аккумулирование дополнительного объёма снега вблизи скважины предположительно связано со строительством в 2012 г. новых объектов, препятствующих его выдуванию. Строения расположены вокруг на расстоянии около 30 м от скважины (см. рис. 1, зелёный крестик).

Дополнительно проведено моделирование динамики температуры скважины с прогнозированием её температурного режима при увеличенном объёме снега. Если резкое изменение мощности снежного покрова, произошедшее в районе 2014 г., и далее останется на том же уровне (40–60 см), то в последующие годы произойдёт быстрый рост температуры мерзлоты и к 2062 г. скважина выйдет в новый стационарный режим, в котором уровни средних температур на глубинах 15.75, 20.75 и 26.75 м составят -4.8 , -5.1 , -5.5°C соответственно. При этом приrost средних значений температур относительно 2006 г. составит приблизительно $+4.2$, $+3.9$, $+3.5^\circ\text{C}$ соответственно.

Отмечено, что описанный в работе подход может использоваться при прогнозировании оттаивания мерзлоты в местах с отмечаемым увеличением снежности. В частности, увеличение осадков, включая снежный покров, наблюдается в горах Кузнецкого Алатау (Адаменко и др., 2021). Рассмотрение глобальных климатических моделей для сценариев потепления даёт прогноз увеличения осадков в виде снега на севере Восточной Сибири до середины нынешнего века (Quante et al., 2021). Это будет дополнительно ускорять деградацию многолетней мерзлоты на этой территории.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках проекта FWZZ-2022-0031 (2022–2025 гг.) “Геолого-геофизические исследования и палеоклиматические реконструкции в дельте р. Лена как инструмент анализа динамики арктической экосистемы в процессе глобального изменения климата” (ipgg.sbras..., 2025).

Acknowledgments. The study was carried out within the project FWZZ-2022-0031 (2022–2025) “Geological and geophysical studies and paleoclimatic reconstructions in the Lena River Delta as a tool for analyzing the dynamics of the Arctic ecosystem in the process of global climate change” (ipgg.sbras..., 2025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Треньков И.П. Изменения внутригодового распределения осадков и динамика снежности в горах Кузнецкого Алатау // Геоферные исследования. 2021. № 2. С. 101–109. <https://doi.org/10.17223/25421379/19/9>
- Дубровин В.А., Брушков А.В., Дроздов Д.С., Железняк М.Н. Изученность, современное состояние, перспективы и проблемы освоения криолитозоны Арктики // Минеральные ресурсы России. 2019. № 3. С. 55–64.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твёрдых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М., Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1939. 208 с.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
- Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск: Якутское книжн. изд-во, 1975. 301 с.
- Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзлотоведение и гляциология. М.: Высшая Школа, 1973. 271 с.
- Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономическая схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5. № 5. С. 816–827.
- Фадеева И.И., Аюнов Д.Е. Модельный анализ влияния мощности снежного покрова на температурное состояние мерзлоты на территории НИС “Остров “Самойловский” на основе данных температурного мониторинга // Интерэкспо ГЕО-Сибирь – XX Междунар. науч. конгресс. Междунар. науч. конференция “Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология”: Сб. материалов: В 8 т. Новосибирск: СГУГиТ, 2024. Т. 2. № 4. С. 140–146.
- Чувилин Е.М., Соколова Н.С., Буханов Б.А., Истомин В.А., Мингареева Г.Р. Определение температу-

- ры начала замерзания грунтов на основе измерения потенциала поровой воды // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 6. С. 11–20.
- earth.google // Электронный ресурс. URL: <https://earth.google.com/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- ipgg.sbras // Электронный ресурс. URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/projects/fwzz-2022-0031-geologo-geofizicheskie-issledovaniya-2022> (Дата обращения: 10.05.2025).
- retromap // Электронный ресурс. URL: <http://retromap.ru/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H., Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmüller B., Grosse G., Guglielmin M., Ingeman-Nielsen T., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johannsson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kröger T., Lambiel C., Lanckman J.-P., Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Vasiliev A., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H.* Permafrost is warming at a global scale // *Nature communications*. 2019. V. 10 (1). 264.
- Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischnewski K., Wille C., Hubberten H.-W.* Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011) // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. P. 2105–2128.
- Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M.N., Bolshiyanov D.Yu., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Goutev I., Burke E.J., Kutzbach L.* A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and permafrost models // *Earth System Science Data*. 2019. V. 11 (1). P. 261–299. <https://doi.org/10.5194/essd-11-261-2019>
- García-García A., Cuesta-Valero F.J., Beltrami H., Smerdon J.E.* Characterization of air and ground temperature relationships within the CMIP5 historical and future climate simulations // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019. V. 124. P. 3903–3929.
- Hu G., Zhao L., Wu X., Li R., Wu T., Xie C., Qiao Y., Shi J., Li W., Cheng G.* New Fourier-series-based analytical solution to the conduction–convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux // *Intern. J. Heat Mass Transf.* 2016. V. 95. P. 815–823.
- Langer M., Westermann S., Muster S., Piel K., Boike J.* The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia – Part 2: Winter // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 509–524. <https://doi.org/10.5194/tc-5-509-2011>
- Quante L., Willner S.N., Middelani R., Levermann A.* Regions of intensification of extreme snowfall under future warming // *Scientific Reports*. 2021. V. 11 (1). 16621. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95979-4>
- Soden B.J., Held I.M.* An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models // *J. Climate*. 2006. V. 19. P. 3354–3360.
- studfiles // Электронный ресурс. URL: <https://studfile.net> (Дата обращения: 08.05.2025).

Citation: Fadeeva I.I., Duchkov A.A., Ayunov D.E. Thermal regime of permafrost in the borehole depending on the snow cover thickness in the area of the polar station “Samoilovsky Island” (Lena River delta). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 432–446. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030066

Thermal Regime of Permafrost in the Borehole Depending on the Snow Cover Thickness in the Area of the Polar Station “Samoilovsky Island” (Lena River Delta)

© 2025 I. I. Fadeeva[#], A. A. Duchkov, D. E. Ayunov

Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

[#]*e-mail: FadeevaII@ipgg.sbras.ru*

Received January 28, 2025; Revised May 11, 2025; Accepted June 26, 2025

The paper analyzes long-term temperature monitoring data in a borehole at the station “Samoylov Island” in the Lena River delta. Temperature measurements over 12 years (from late 2006 to early 2019) show a warming of permafrost at a depth of 26.5 m by 1.3 °C. At the same time, air temperature does not show a noticeable rise during this period. To identify the factors influencing the temperature in the borehole, a numerical simulation of the soil temperature changes was carried out. The simulation was performed taking into account the warming effect of snow cover on the the freezing/thawing processes of the upper active layer. Based on the modeling results, it was concluded that the warming of the borehole is associated with increasing in the thickness of the snow cover due to the construction of buildings that accumulate snow around the borehole area. The thermal diffusivity of soils near the borehole at different depths (from 10 down to 21 meters) is amounted within a range of $(0.88–1.18) \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ that was determined using the 12-year temperature records (from 2006 to 2019) of seasonal temperature fluctuations at different depths. The time necessary for the borehole to reach a new thermal regime under conditions of an increasing snow thickness accumulating near the borehole was estimated. A new steady-state regime of the borehole was determined, in which the average temperature values at depths of 15.75, 20.75 and 26.75 meters may reach by 2062 are as -4.8 , -5.1 , -5.5 °C, respectively; in 2018, these temperatures were equal to: -6.81 , -7.42 , -7.86 °C.

Keywords: permafrost, temperature monitoring, snow cover, thermal diffusivity, thermal conductivity, numerical modeling

REFERENCES

- Adamenko M.M., Gutak Y.M., Trenkov I.P. Changes in the intra-annual distribution of precipitation and the dynamics of snowfall in the Kuznetsk Alatau Mountains. *Geosfernye issledovaniya*. Geosphere Research. 2021, 2: 101–109. <https://doi.org/10.17223/25421379/19/9> [In Russian].
- Dubrov V.A., Brushkov A.V., Drozdov D.S., Zheleznyak M.N. Study, current state, prospects and problems of development of the Arctic cryolithozone. *Mineralnye resursy Rossii*. Mineral resources of Russia. 2019, 3: 55–64 [In Russian].
- Karlsru G., Eger D. *Teploprovodnost' tverdykh tel*. Conduction of heat in solids. Moscow: Nauka, 1964: 488 p. [In Russian].
- Milankovitch M. *Matematicheskaya klimatologiya i astronomicheskaya teoriya kolebanij klimata* Mathematical climatology and astronomical theory of climate oscillations. Moscow, Leningrad: State Scientific and Technical Publishing House, 1939: 208 p. [In Russian].
- Mokhov I.I., Eliseev A.V., Guryanov V.V. Model estimates of global and regional climate changes in the Holocene. *Doklady Rossijskoj akademii nauk. Nauki o Zemle*. Doklady Earth Sciences. 2020, 490 (1): 27–32 [In Russian].
- Mokhov I.I. Climate change: causes, risks, consequences, problems of adaptation and regulation. *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2022, 92 (1): 3–14 [In Russian].
- Pavlov A.V. *Teploobmen pochvy s atmosferoj v severnykh i umerennykh shirotakh territorii SSSR*. Heat exchange of soil with the atmosphere in the northern and temperate latitudes of the USSR. Yakutsk: Yakutsk book house, 1975: 301 p. [In Russian].

- Popov A.I., Tushinskij G.K. *Merzlotovedenie i glyaciologiya*. Permafrost studies and glaciology. Moscow: Higher school, 1973: 271 p. [In Russian].
- Samarsky A.A., Moiseenko B.D. Economic scheme of end-to-end accounting for the multidimensional Stefan problem. *Zhurnal vychislitel'noj matematiki i matematicheskoy fiziki*. Computational Mathematics and Mathematical Physics. 1965, 5 (5): 816–827. [In Russian].
- Fadeeva I.I., Ayunov D.E. Model analysis of snow thickness influence on the temperature state of permafrost on Samoilovsky Island based on temperature monitoring data. *Interexpo GEO-Sibir – XX Mezhdunarodnyj nauchnyj congress. SGUGi T*. Interexpo GEO-Siberia – XX International Scientific Congress. Novosibirsk: SSUGT, 2024, 2 (4): 140–146 [In Russian].
- Chuvilin E.M., Sokolova N.S., Bukhanov B.A., Istomin V.A., Mingareeva G.R. Determination of the freezing point of soils based on measurements of pore water potential. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2020, 24 (6): 11–20 [In Russian].
- earth.google: official site. Retrieved from: URL: <https://earth.google.com/> (Last access: May 10, 2025).
- ipgg.sbras: official site. Retrieved from: URL: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/projects/fwzz-2022-0031-geologo-geofizicheskie-issledovaniya-2022> (Last access: May 10, 2025).
- retromap: official site. Retrieved from: URL: <http://retromap.ru/> (Last access: May 10, 2025).
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H., Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmüller B., Grosse G., Guglielmin M., Ingeman-Nielsen T., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johannsson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kröger T., Lambiel C., Lanckman J. P., Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Vasiliev A., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H. Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*. 2019, 10 (1): 264 p.
- Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischniewski K., Wille C., Hubberten H.-W. Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011). *Biogeosciences*. 2013, 10: 2105–2128.
- Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M.N., Bolshyanov D.Yu., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E.J., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and permafrost models. *Earth System Science Data*. 2019, 11 (1): 261–299. <https://doi.org/10.5194/essd-11-261-2019>
- García-García A., Cuesta-Valero F.J., Beltrami H., Smerdon J.E. Characterization of air and ground temperature relationships within the CMIP5 historical and future climate simulations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019, 124: 3903–3929.
- Hu G., Zhao L., Wu X., Li R., Wu T., Xie C., Qiao Y., Shi J., Li W., Cheng G. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction–convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux. *Intern. J. Heat Mass Transf.* 2016, 95: 815–823.
- Langer M., Westermann S., Muster S., Piel K., Boike J. The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia – Part 2: Winter. *The Cryosphere*. 2011, 5: 509–524. <https://doi.org/10.5194/tc-5-509-2011>.
- Quante L., Willner S.N., Middelani R., Levermann A. Regions of intensification of extreme snowfall under future warming. *Scientific Reports*. 2021, 11 (1): 16621. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95979-4>
- Soden B.J., Held I.M. An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models. *Jorn. Climate*. 2006, 19: 3354–3360.
- Studfiles: official site: Electronic data. Retrieved from: <https://studfile.net/> (Last access: May 8, 2025).

ОСОБЕННОСТИ МИКРОВОЛНОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ КРИОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА

© 2025 г. А. А. Гурулев*, В. А. Казанцев, А. К. Козлов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

**e-mail: lgc255@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.04.2025 г.

После доработки 28.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Радиометрические измерения криосферных образований в микроволновом диапазоне с использованием радиометров, установленных на борт БПЛА, — уникальное средство для диагностики их состояний, особенно в труднодоступных местах. При этом следует непрерывно регистрировать угол наблюдения, а также учитывать рельеф местности. Выполнены измерения разнообразных криосферных образований на частоте 34 ГГц.

Ключевые слова: микроволновый диапазон, пресный ледяной покров, криосферные образования, БПЛА, радиояркостьная температура

DOI: 10.7868/S2412376525030073

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что на 20% всей площади Земли температура приземного слоя атмосферы имеет значение ниже температуры фазового перехода лёд–вода (Хромов, Петросянц, 2012). Очевидно, что при дистанционном зондировании земной поверхности необходимо исследовать диэлектрические характеристики криосферных образований в широком частотном диапазоне. Эти знания позволяют получать информацию о средах, находящихся при отрицательной температуре. Так, например, с использованием зондирующей аппаратуры, установленной на различных космических аппаратах, можно определять площадь арктических льдов, которая активно сокращается (Матвеева и др., 2020), определять сплочённость льда (Алексеева и др., 2021), выявлять области загрязнения снежного покрова (Пасько и др., 2020), следить за состоянием горных ледников (Хромова и др., 2021), выявлять особенности пресных ледяных покровов (Хвостов и др., 2017) и т.д. Для этих целей используют не только видимый и инфракрасный диапазоны, но и микроволновый.

Однако имеется ряд задач, связанных с диагностикой криосферных сред, которые требуют оперативного принятия решений. Одна из таких

задач — мониторинг автомобильных дорог, которые расположены на ледяных покровах. К сожалению, существуют случаи с печальными последствиями при переправах из-за некачественного (или полного его отсутствия) мониторинга трассы по ледяному покрову. Практически ежегодно под ледяной покров проваливаются транспортные средства (Шавлов, 1997). Поэтому необходим мониторинг подобных маршрутов. К одному из таких методов относится георадарный метод измерений (Топольский и др., 2012). Георадары работают в частотном интервале от 20 до 1500 МГц. Ввиду особенностей диэлектрических свойств льда и воды в данном диапазоне можно выявлять внутренние особенности мёрзлых объектов, например толщину пресного ледяного покрова. Излучение в мегагерцовом диапазоне проникает в ледяной покров на несколько десятков метров. Данная величина зависит от частоты, температуры и внутренних особенностей криосферного объекта. Этот метод имеет ряд недостатков, например, если в ледяном покрове имеются различные примеси, то уже невозможно с достаточной высокой точностью определить толщину ледяного и снежного покровов (Котляков и др., 2017). Имеются работы, в которых георадары устанавливаются на беспилотные летательные аппараты (Цепелев, 2023) с целью мониторинга

ледяных покровов. Однако при этом методе исследования также имеются недостатки. Во-первых, стоит отметить малое полётное время данных БПЛА. Во-вторых, георадары, установленные на БПЛА, имеют небольшую высоту полёта (не более 1 м) над исследуемой территорией, что приводит к затруднению их применения в гористой местности. По данным причинам использование георадаров для изучения состояния криосферных объектов в труднодоступных местах, например для изучения состояния горных ледников, затруднительно.

Более широкий круг задач можно решать при зондировании криосферных образований с использованием приборов на частотах выше, чем у георадаров, например в микроволновом диапазоне. Это связано не только с уменьшением длины волны, но и с микроволновыми свойствами среды, которые зависят от многих факторов. Например, у льда при увеличении длины волны мнимая часть относительной комплексной диэлектрической проницаемости уменьшается, из-за счёта скин-слоя для пресного льда (с солёностью 2 мг/кг) при его температуре -5°C на длине волны 1 мм составляет ~ 4 см, на длине волны 1 см — ~ 2.5 м, на длине волны 5 см — ~ 40 м. Наличие примесей во льду, даже в малых количествах, резко снижает это значение, что связывается с увеличением значений мнимой части относительной комплексной диэлектрической проницаемости (Бордонский, Гурулев, 2008). Также на диэлектрические характеристики льда оказывает влияние и температура среды (Глазовский, Мачерет, 2014). Используя эти данные, по радиотепловому излучению можно выявлять ряд внутренних особенностей исследуемых криосферных образований.

Для измерения радиояркостной температуры используют микроволновые радиометры, которые принимают тепловое излучение на определённой длине волны (Кутуза и др., 2016). Радиометры устанавливают на различные носители: ИСЗ, водные суда, автомобили, самолёты. Однако в последнее время широкое распространение получили БПЛА, которые позволяют решать ряд практических задач, например для сельскохозяйственных нужд (Романец, Мудриченко, 2024) или для работ с целью измерения характеристик прибрежной части морей как во время ледостава, так и в свободной ото льда прибрежной зоне в видимом и инфракрасном диапазонах (Кубряков и др., 2021; Жук и др., 2022). Микроволновый радиометр также устанавливают на борт БПЛА с целью выявления внутренних

особенностей излучаемых объектов. Так, в работе (Сидоров и др., 2022) авторам удалось обнаружить возможные протечки земляных дамб по увеличению влажности почв верхнего слоя тела дамбы по изменению радиояркостной температуры ($T_{\text{я}}$) таких участков, используя радиометрический приёмник, работающий на частоте 5.5 ГГц, установленный на беспилотный вертолёт.

Рассмотрение особенностей использования микроволновой радиометрии криосферных образований с борта БПЛА и является целью настоящей работы. Данный вопрос исследован на недостаточно высоком научном уровне, практически отсутствуют научные работы по данной тематике. Актуальность нашей работы вытекает из практической необходимости оперативного мониторинга труднодоступных криосферных объектов, в частности для мониторинга ледовых переправ, исследований состояний пульсирующих ледников, обнаружения наледных образований, которые формируются под снежным покровом.

МИКРОВОЛНОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬДА

Проникающая способность электромагнитного излучения в среду зависит от её мнимой (ϵ'') и действительной (ϵ') частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости. На рис. 1 приведены диэлектрические характеристики пресной воды и льда без примесей в зависимости от длины волны излучения. Эти значения вычислены по формулам, приведённым в работах (Бордонский, 1995; Бордонский и др., 2022). При расчёте диэлектрических параметров воды использовались новые данные о её физико-химических свойствах, а именно: учитывалось сосуществование в ней двух кластеров воды — высокой (HDL) и низкой (LDL) плотностей, которые взаимодействуют друг с другом на пикосекундных временах (Holtan et al., 2013).

Как видно из приведённых графиков (см рис. 1), ϵ'' и ϵ' отличаются для двух типов веществ, что приводит к существенным различиям значений мощности радиотеплового излучения в микроволновом диапазоне при пассивной радиолокации для льда и воды; соответственно, и для активной радиолокации (проникающая способность электромагнитного излучения выше, когда ϵ'' ниже).

Отмечена зависимость мнимой и действительной частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости для льда от температуры и солёности. С понижением температуры

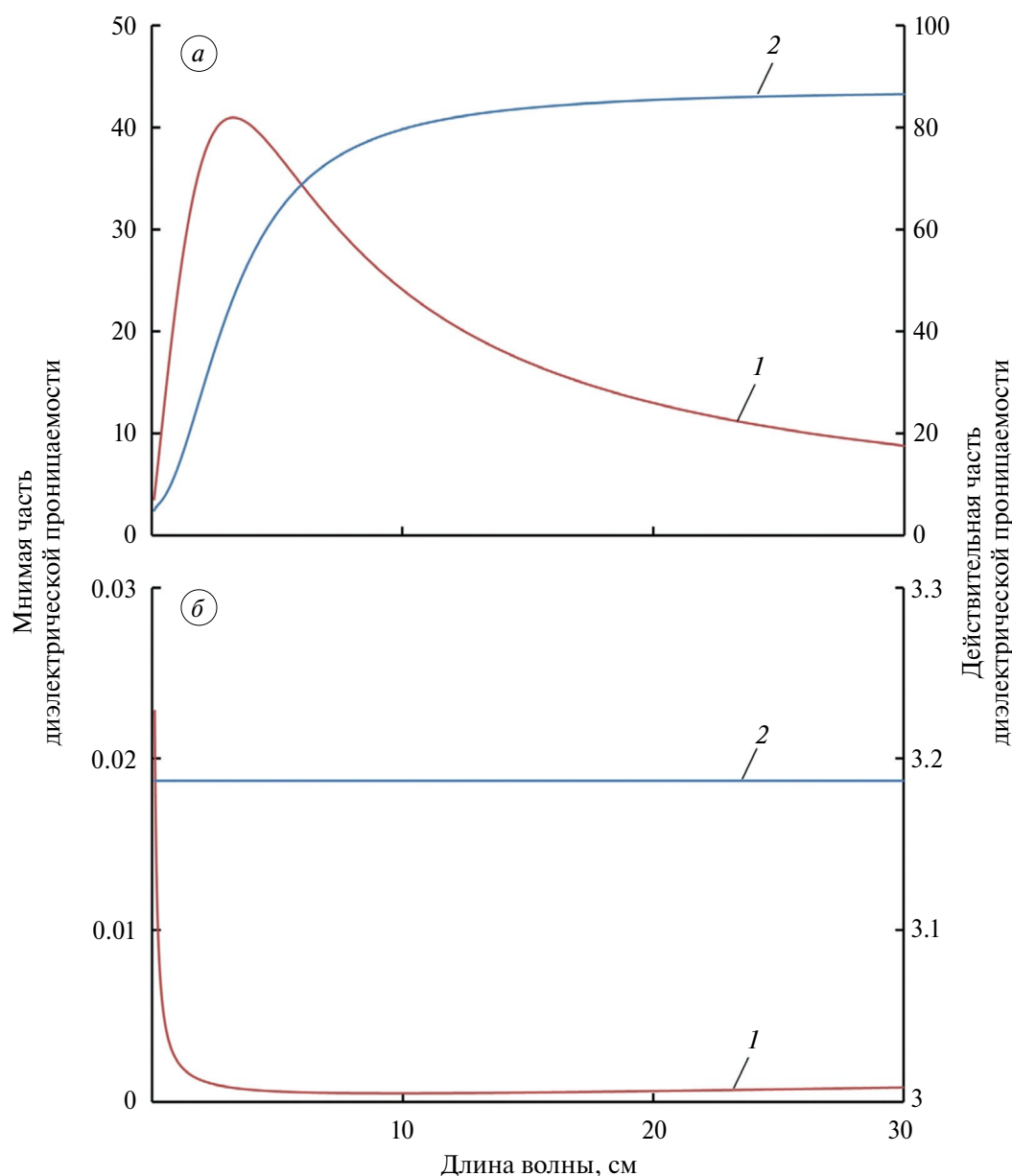


Рис. 1. Зависимости действительной и мнимой частей комплексной относительной диэлектрической проницаемости от длины волны для воды при температуре +1 °C (а), для пресного льда при температуре -1 °C (б): 1 – мнимая часть комплексной относительной диэлектрической проницаемости, 2 – действительная часть комплексной относительной диэлектрической проницаемости

Fig. 1. Dependences of the real and imaginary parts of the complex relative permittivity on the wavelength for water at a temperature of +1 °C (a), for fresh ice at a temperature of -1 °C (b): 1 – imaginary part of the complex relative permittivity, 2 – real part of the complex relative permittivity

значение ϵ'' понижается, а с повышением концентрации солей — повышается. Для льда без примесей на длине волны 0.88 см значение мнимой части относительной комплексной диэлектрической проницаемости 0.0029 при температуре -1 °C, причём с понижением температуры её величина практически не изменяется. При увеличении концентрации солей во льду до 50 мг/кг

при температуре -1 °C значение мнимой части относительной комплексной диэлектрической проницаемости для длины волны 0.88 см увеличивается на 10%, а при температуре -15 °C — всего на 4%. Отмечено, что данные изменения значений ϵ'' существенно влияют на излучательные и отражательные свойства криосферных объектов, содержащих солевые включения. Расчёты

выполнены по формуле, приведённой в работе (Бордонский, Гурулев, 2008).

Также следует учитывать и концентрацию различных примесей во льду, которые захватываются в момент его становления, в виде минеральных частиц, пузырей и растительности, которые тоже влияют на значение ϵ' и ϵ'' (Бордонский и др., 1994).

Пристальное внимание при радиолокационных исследованиях криосферных объектов следует обращать на обнаруженные особые температурные точки для холодной воды, описанные в работе (Гурулев, Бордонский, 2024). Вышеуказанные температуры имеют значения: 0°C (температура фазового перехода лед–вода), -23°C (температура образования льда 0 из переохлаждённой воды), -41°C (температура гомогенной нуклеации), -45°C (температура на линии Видома при нормальном атмосферном давлении, в области которой возможно некоторое возрастание электромагнитного затухания). Жидкая объёмная вода при данных температурах может наблюдаться в поровом пространстве (растительность, грунты и т.п.).

В связи с вышесказанным при выполнении активных или пассивных радиолокационных измерений криосферных структур необходимо учитывать физико-химические характеристики среды для правильной интерпретации получаемой информации с радиолокационной аппаратуры.

ИЗЛУЧАТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА КРИОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Пассивные методы радиолокации позволяют определять мощность собственного теплового излучения, подчиняющегося закону излучения Планка (в микроволновом диапазоне закон Рэлея–Джинса). Данное излучение, как было сказано выше, зависит от диэлектрических характеристик среды (для немагнитных сред) и термодинамической температуры. Мерой данного излучения служит радиояркость температура, которая определяется для полубесконечных плоскостных сред по формуле $T_{\text{я}} = T_0(1 - |R|^2)$, где $T_{\text{я}}$ – радиояркость температура, T_0 – термодинамическая температура, R – коэффициент Френеля, зависящий от диэлектрических свойств излучающей среды и угла наблюдения.

Выполнены измерения и расчёты радиояркости температуры для длины волны 0.88 см в свободном пространстве. Расчёты $T_{\text{я}}$

выполнялись для плоскостной, неизотермической среды, представляющей из себя ледяной покров, лежащий на водной поверхности пресного водоёма. Теория расчёта приведена в работах (Клепиков, Шарков, 1992; Репина и др., 2012). Наличие снежного покрова при расчётах не учитывалось. Обоснование длины волны 0.88 см связано с тем, что для более длинноволновой части (сантиметрового или дециметрового диапазонов) растущий ледяной покров не показывает больших вариаций радиояркости температуры, связанной с интерференционными явлениями, происходящими в плоских слоистых структурах.

Мы использовали изготовленный в Институте природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН радиометрический приёмник на частоту 34 ГГц, с шириной полосы 2.3 ГГц. Флуктуационная чувствительность радиометра составляла 0.05 К при постоянном времени 1 с. Для уменьшения влияния уровня боковых лепестков антенны мы использовали узконаправленную скалярную гофрированную рупорную антенну с диаметром апертуры 45 мм, диаграммой направленности 10° . Эта рупорная антенна имеет небольшие геометрические размеры, а соответственно, и массу, что является существенным фактором для установки микроволнового радиометра на квадрокоптер. Измерения выполняли на вертикальной поляризации.

При использовании радиометрического приёмника на борту БПЛА необходимо учитывать вариации угла наблюдения. Это связано с тем, что $T_{\text{я}}$ подстилающей поверхности существенно зависит от него. Так, на рис. 2, а приведена зависимость радиояркости температуры от угла наблюдения при минерализации льда 1 мг/кг и толщинах 30, 60 и 120 см. На рис. 2, б показаны разность между вертикальной и горизонтальной поляризациями. Как видно из приведённых графиков, минимальная разность $T_{\text{я}}$ наблюдается для углов, близких к надирному. Для углов, близких к 20 градусам, разность достигает значений около 5 К. По этой причине при исследовании теплового излучения ледяного покрова и других криосферных объектов необходимо производить зондирование на углах, близких к надиру, но не в надир. Это позволит минимизировать ошибки, связанные с изменением угла крена беспилотного летательного аппарата.

При радиометрических измерениях также следует учитывать интерференцию волн, которая возникает в результате переотражений излучения на границах вода–лёд и воздух–лёд. Так, на

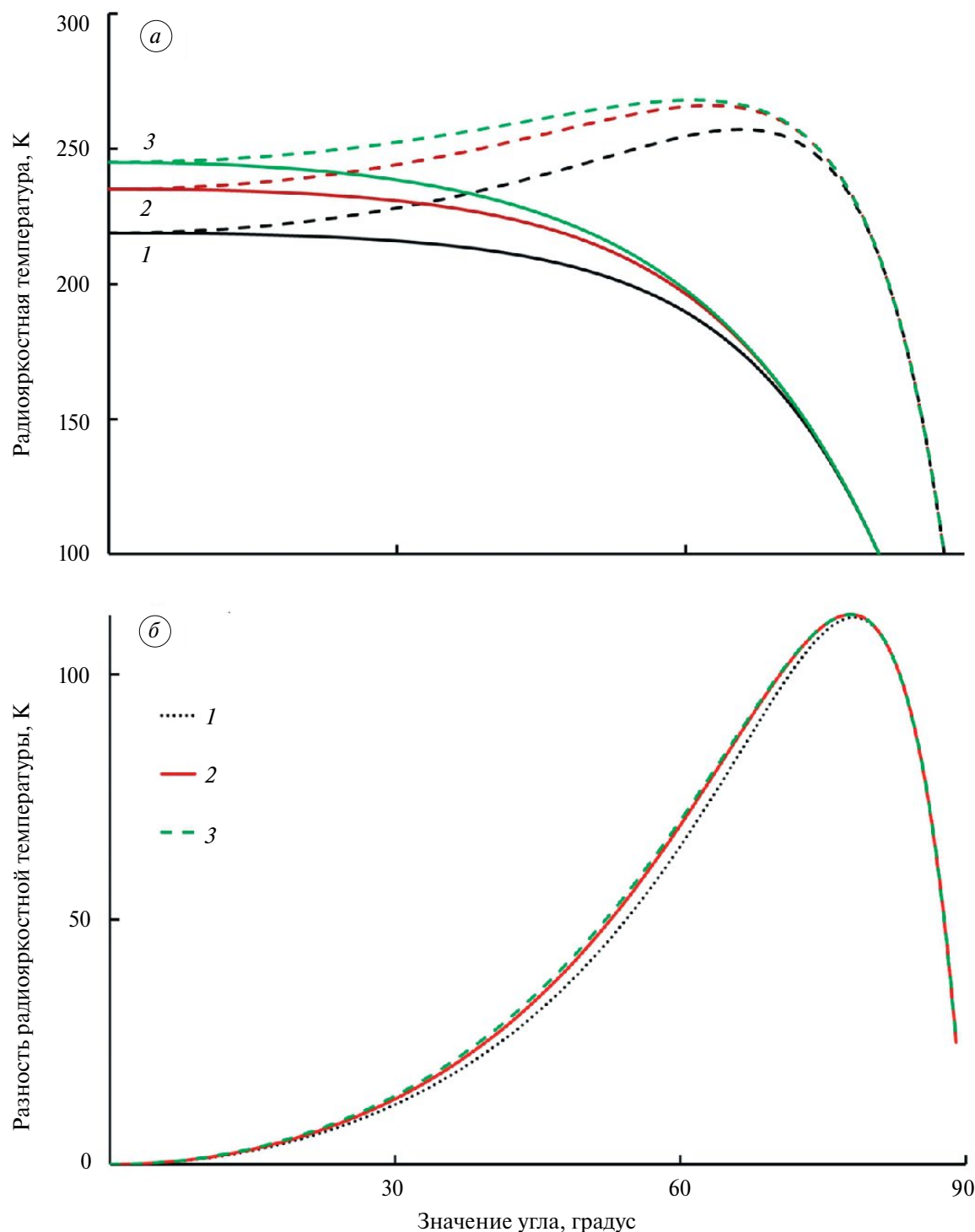


Рис. 2. Зависимости радиояркой температуры ледяного покрова на длине волны 0.88 см от значения угла наблюдения (φ) для горизонтальной (сплошная линия) и вертикальной (пунктирная линия) поляризаций (а), разность радиояркой температуры между вертикальной и горизонтальной поляризациями в зависимости от значения угла наблюдения (б). Минерализация льда – 1 мг/кг. 1 – толщина ледяного покрова (h) 30 см, 2 – $h = 60$ см, 3 – $h = 120$ см

Fig. 2. Dependence of the brightness temperature of the ice cover at a wavelength of 0.88 cm on the value of the observation angle (φ) for horizontal (solid line) and vertical (dashed line) polarizations (a), the difference in brightness temperature between vertical and horizontal polarizations depending on the value of the observation angle (b). Ice mineralization – 1 mg/kg. 1 – ice cover thickness (h) 30 cm, 2 – $h = 60$ cm, 3 – $h = 120$ cm

рис. 3 приведены расчётные значения радиояростной температуры ледяного покрова в зависимости от его толщины. Расчёты выполнены на горизонтальной и вертикальной поляризациях для углов наблюдения 10 и 20°. При расчётах солёность льда была принята 30 мг/кг. Относительно большая величина количества солей обосновывается тем, что, как показывают натурные измерения, при быстром становлении ледяного покрова в пресном водоёме концентрация солей во льду может достигать 30% от исходной минерализации воды. Затем при длительном существовании пресного ледяного покрова его минерализация понижается и достигает значений около 1 мг/кг. Эффект опреснения ледяного покрова также описан и для морского льда (Нагурный и др., 2005).

Как видно из приведённых графиков, наблюдаются вариации радиояростной температуры, связанные с интерференцией излучения. По мере роста льда интерференция затухает и практически прекращается при толщине ледяного покрова 10 см. Однако следует учесть, что при меньших концентрациях солей данная интерференция прекратится при больших толщинах ледяного покрова, как показано в работе (Гурулев и др., 2011), где рассматриваются вопросы вариаций мощности радиотеплового излучения для пресных ледяных покровов. Существенная разница $T_{\text{я}}$ для значений углов наблюдений 10 и 20° достигается при толщинах около 5 см и имеет значение ~30 К. Учтено, что по мере увеличения диаграммы направленности антенны, а также увеличения ширины полосы

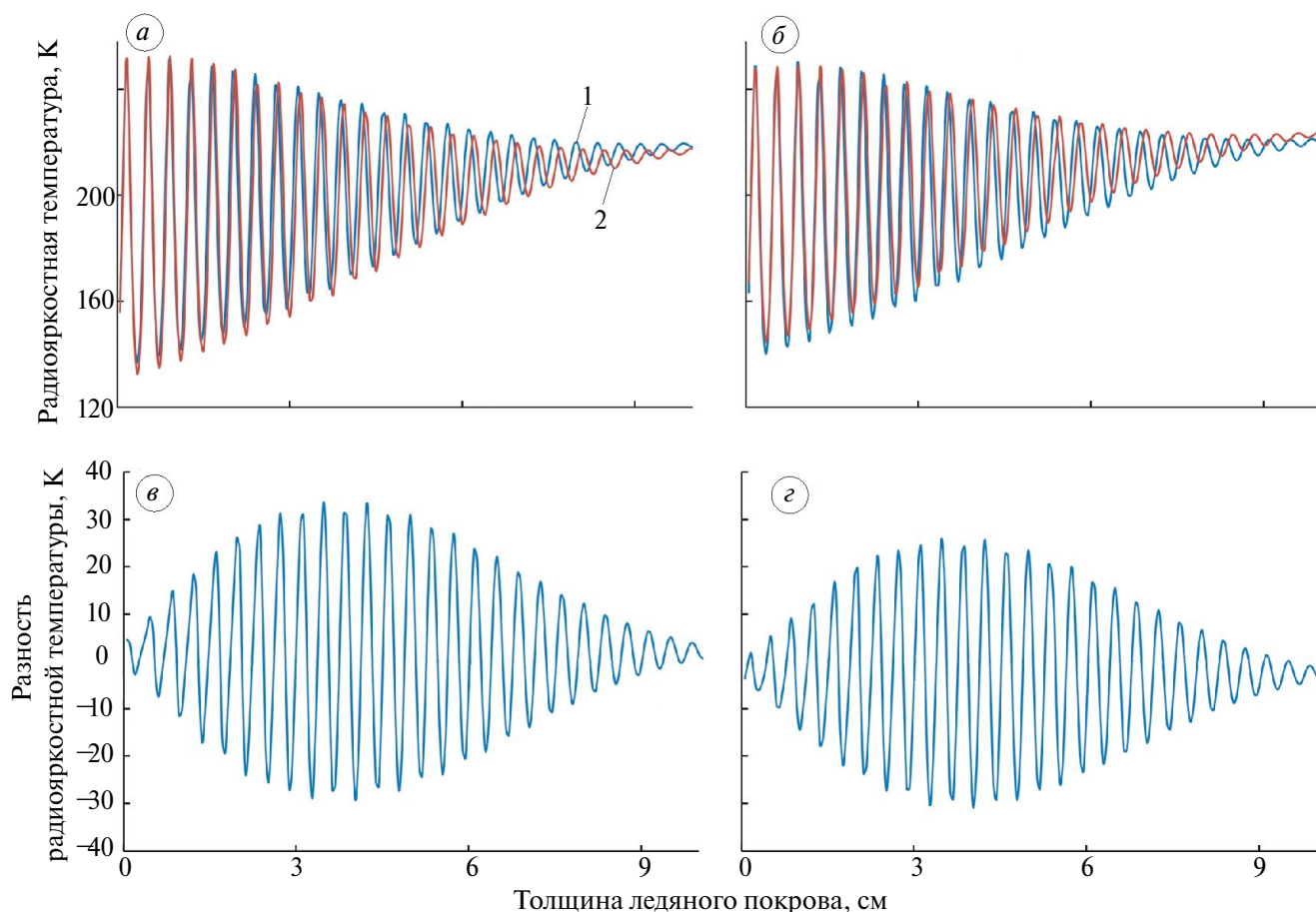


Рис. 3. Зависимости радиояростной температуры растущего ледяного покрова на длине волны 0.88 см при различных углах наблюдения для горизонтальной поляризации (а), для вертикальной поляризации (б), разность радиояростной температуры ($T_{\text{я}}(10^\circ) - T_{\text{я}}(20^\circ)$) для горизонтальной поляризации (в), разность радиояростной температуры ($T_{\text{я}}(10^\circ) - T_{\text{я}}(20^\circ)$) для вертикальной поляризации (г). 1 – угол наблюдения 10°, 2 – угол наблюдения 20°

Fig. 3. Dependences of the brightness temperature of the growing ice cover at a wavelength of 0.88 cm at different observation angles for horizontal polarization (a), for vertical polarization (б), the difference in the brightness temperature ($T_{\text{я}}(10^\circ) - T_{\text{я}}(20^\circ)$) for horizontal polarization (в), the difference in the brightness temperature ($T_{\text{я}}(10^\circ) - T_{\text{я}}(20^\circ)$) for vertical polarization (г). 1 – observation angle 10°, 2 – observation angle 20°

пропускания радиометрической аппаратуры вариации $T_{\text{я}}$ уменьшаются.

Для определения влияния угла зондирования на мощность теплового излучения выполнены натурные измерения, связанные с определением излучательных характеристик относительно тонкого слоя пресного льда (до 10 см) в миллиметровом диапазоне. Для этих целей в пресном ледяном покрове озера была изготовлена ниша с размерами 110×120 см и глубиной 40 см, которая заполнялась водой с минерализацией ~100 мг/л. Под действием отрицательных температур воздуха на водной поверхности происходил рост льда. На высоте 210 см от водной поверхности был размещён микроволновый радиометр. Угол наблюдения составлял 20°. Периодически угол изменяли до 15°. Измерения выполнялись на горизонтальной поляризации. Фотография измерительной установки показана на рис. 4.

В результате трёх суток измерений были получены данные, представленные на рис. 5. Как видно из приведённого графика, наблюдаются осцилляции радиояркостной температуры, характеризующей мощность радиотеплового излучения среды. Эти осцилляции являются результатом интерференции электромагнитного излучения от верхней и нижней границ ледяного покрова. Это связано с увеличением толщины слоя ледяного покрова, что подтверждает расчётное значение радиояркостной температуры. В конце эксперимента толщина свежееобразованного льда составила 85 мм. Цифрой 1 отмечено время, когда на растущий ледяной покров естественным путём выпал влажный снег толщиной до 5 см. Фотография со снегом показана на рисунке выше (см. рис. 4, б). Высокая концентрация воды в снеге связана с тем, что температура окружающей среды была выше 0 °С. Затем снег был с поверхности льда удалён. Красными

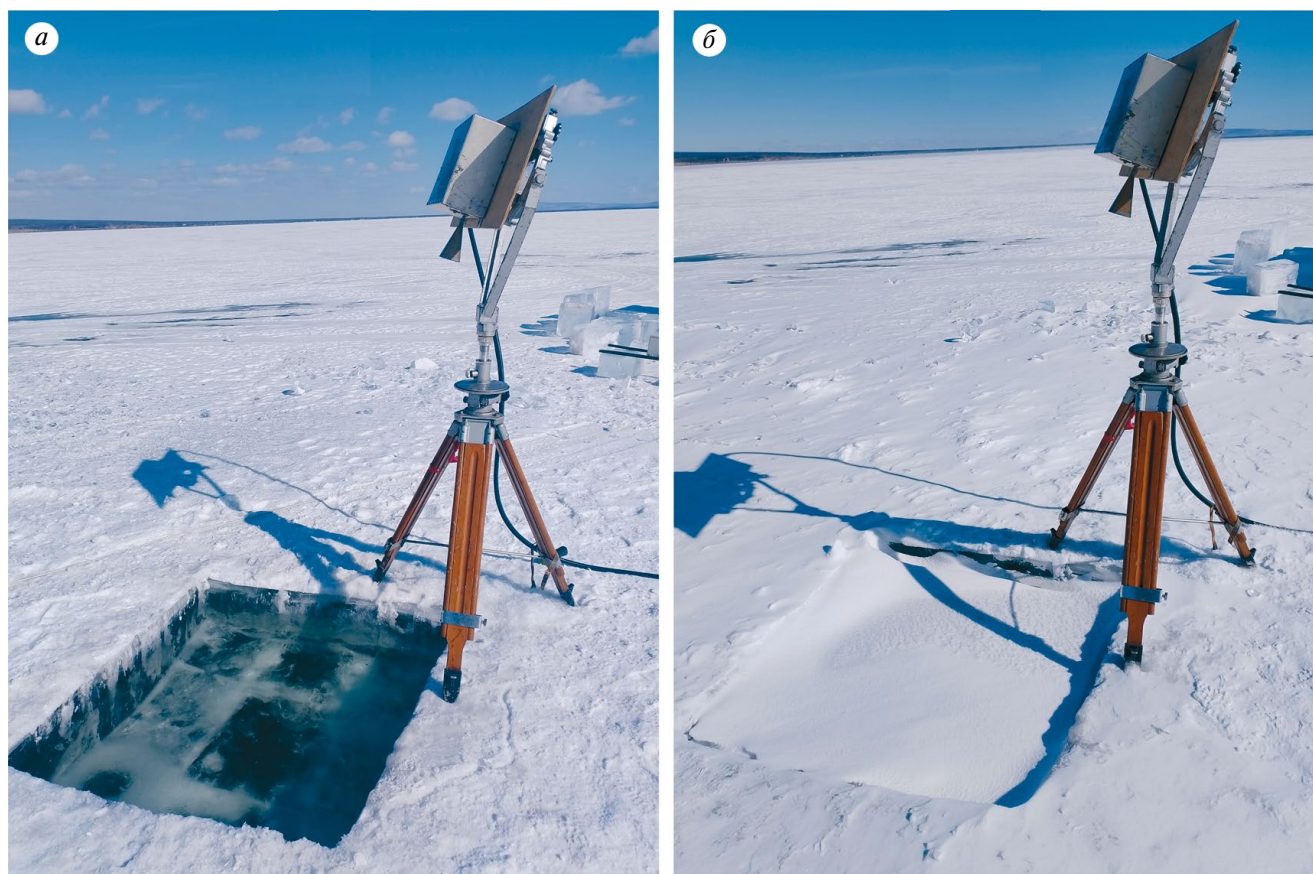


Рис. 4. Фотографии измерения радиояркостной температуры растущего пресного ледяного покрова на частоте 34 ГГц. Ледяной покров без снега (а), ледяной покров со свежесыпавшим снегом (б). Фото А.А. Гурулева, март 2024 г.

Fig. 4. Photographs of brightness temperature measurements of growing freshwater ice cover at a frequency of 34 GHz. Ice cover without snow (a), ice cover with freshly fallen snow (b). Photo by A.A. Gurulev, March 2024

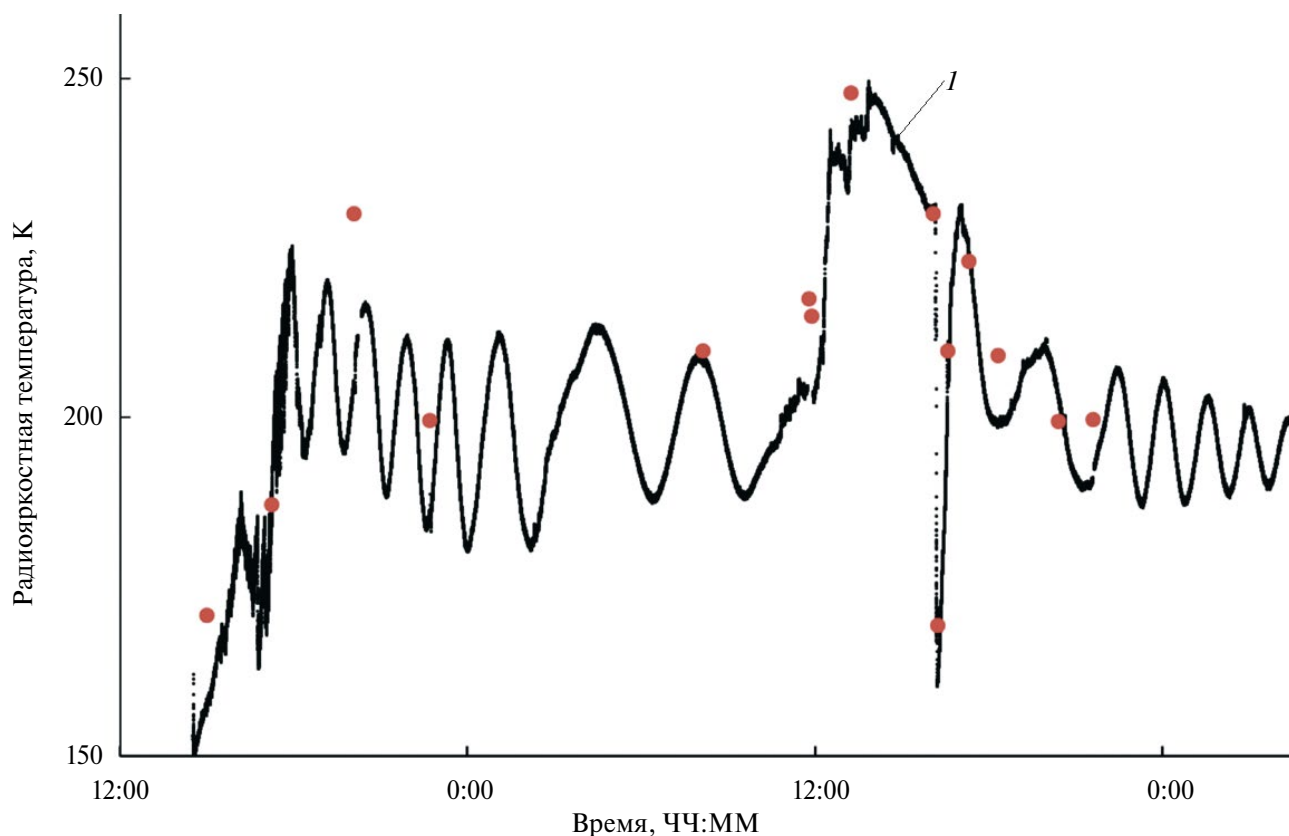


Рис. 5. Радиояркостьная температура растущего пресного ледяного покрова на частоте 34 ГГц. Угол наблюдения 20°. Красными точками отмечено значение $T_{\text{я}}$ на угле наблюдения 15°. Дата: 12–14 марта 2024 г. *I* – свежесыпавший снег на поверхности ледяного покрова

Fig. 5. Brightness temperature of growing fresh ice cover at 34 GHz. Observation angle 20°. Red dots indicate the $T_{\text{я}}$ value at an observation angle of 15°. Date: March 12–14, 2024. *I* – freshly fallen snow on the surface of the ice cover

точками на графике выделены участки времени, когда происходили измерения при угле наблюдения 15°. Как видно по этим точкам, значение радиояркостьной температуры существенно отличается от значений, полученных при наблюдении под углом в 20°.

Лёд представляет собой динамический объект, физические свойства которого могут меняться с течением времени, что связывается с изменением внешних факторов воздействия на данную среду. К ним можно отнести ветровые нагрузки, температурные изменения, внешнее давление, освещённость и т.п. Ниже рассмотрены некоторые из них.

При исследовании пластической деформации металлов были обнаружены волны течения, скорость которых составляет всего 0.01 мм/с и имеет характерную длину волны около 1 см (Зуев и др., 2008). Такие волны также могут существовать и в пресных ледяных покровах за счёт

термических напряжений. Они перемещаются в среде с малой скоростью. Следовательно, исследуемый объект будет представлять собой ледяной покров с внедрённой в него дифракционной решёткой с периодом, приблизительно равным одному сантиметру, что было обнаружено в работе (Гурулев и др., 2023). Данные волны могут влиять на мощность теплового излучения, что также необходимо учитывать при радиометрических исследованиях криосферных образований.

Перед началом таяния льда обнаружено резкое уменьшение ϵ'' как в видимом, так и в микроволновом диапазоне (Бордонский и др., 2023). Данный факт может приводить к уменьшению мощности радиотеплового излучения, а соответственно, и к неправильной интерпретации получаемых данных. Например, в работе (Казанцев, Бордонский, 2025) представлены расчётные значения радиояркостьной температуры ледяного покрова при моделировании этого эффекта, и было показано, что понижение $T_{\text{я}}$

может достигать значений ~ 30 К. С другой стороны, во время деструкции льда в нём наблюдается повышение концентрации влаги, вследствие чего диэлектрическая проницаемость льда возрастает, что приводит к повышению $T_{\text{я}}$. Следовательно, высокое значение $T_{\text{я}}$ может быть интерпретировано как значение $T_{\text{я}}$ относительно толстого и прочного льда, как и значение $T_{\text{я}}$ тонкого увлажнённого льда. Приведённые результаты исследования по пассивным методам дистанционного зондирования криосферных образований в микроволновом диапазоне применимы и для активных радиолокационных измерений на больших длинах волн.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА

Выполнены лётные испытания изготовленного радиометрического приёмника, установленного на БПЛА (с грузоподъёмностью до 4 кг). По результатам испытаний получена трассовая запись радиояркостной температуры небольшого тестового участка вблизи автодороги, покрытого снежным покровом, фотография которого приведена на рис. 6, а. Температура воздуха во время лётных испытаний составляла -21°C , а температура грунта под снежным покровом составляла -16°C .

На рис. 6, б представлены значения радиояркостной температуры исследуемой трассы. Обнаруживается дорожное бетонное покрытие, на котором расположен сухой снежный покров толщиной до 25 см. На данном участке значение радиояркостной температуры выше на ~ 20 К, что связано с различными излучательными характеристиками грунта и бетонного покрытия. Ширина бетонного дорожного покрытия составляет ~ 3 м. Цифрой 4 (см. рис. 6, б) отмечено начало данного покрытия. Отмечен пологий переход от грунта к бетону, что связывается с его особенностью (неравномерный слой бетона по толщине), а также с трансформацией слоя грунта с осадками при его замерзании. В результате показано, что радиометрические исследования на длине волны 0.88 см с использованием БПЛА имеют практическое значение.

Также выполнены измерения радиотеплового излучения участка грунта с неровным рельефом. Исследуемый участок местности представлял собой холм насыпного грунта диаметром около 10 м и высотой до 5 м, также рядом находилось углубление до двух метров от горизонта. Обнаружено, что значение радиояркостной температуры увеличивается на 5–6 К при изменении угла рельефа относительно горизонта. Данный эффект связывается с увеличением угла наблюдения радиометрического приёмника.

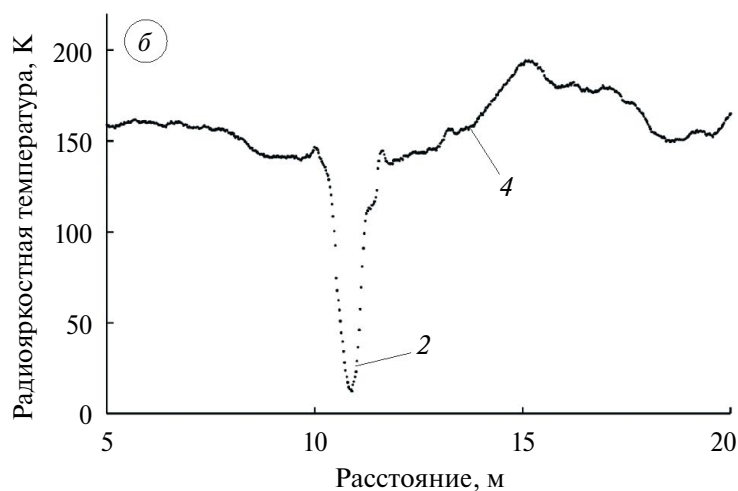
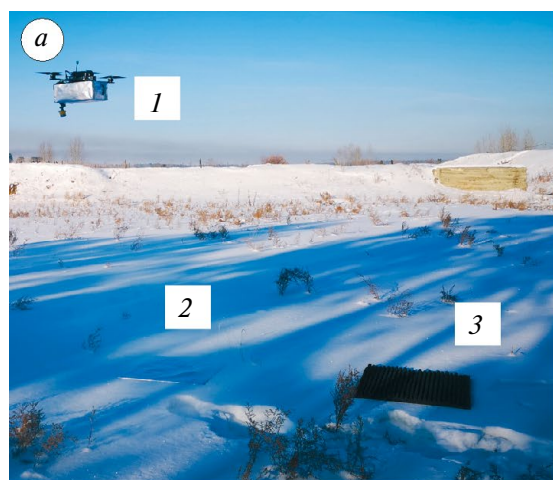


Рис. 6. Фотография лётных испытаний радиометра (а), трассовая запись радиояркостной температуры во время лётных испытаний радиометра на длине волны 0.88 см (б). Дата: 06.12.2024. Фото А.А. Гурулева, декабрь 2024 г. 1 – радиометр на длину волны 0.88 см, установленный на БПЛА, 2 – лист металла, 3 – эталон черного тела, 4 – дорожное бетонное покрытие

Fig. 6. Photograph of flight tests of the radiometer (а), track record of the brightness temperature during flight tests of the radiometer at a wavelength of 0.88 cm (б). Date: December 06, 2024. Photo by A.A. Gurulev, December 2024). 1 – radiometer for a wavelength of 0.88 cm, installed on the UAV, 2 – sheet of metal, 3 – black body standard, 4 – concrete road surface

При расположении БПЛА с радиометром над определённым участком горизонтальной заснеженной поверхности грунта наблюдались вариации значений радиояркостной температуры. Они были связаны с системой стабилизации квадрокоптера в пространстве, которая регулирует мощность двигателей, изменяя углы тангажа и крена БПЛА.

Таким образом, натурные измерения собственного теплового излучения мёрзлого грунта показали эффективность применения БПЛА с установленным на его борту радиометрическим приёмником на длину волны 0.88 см. При этом следует учитывать углы наклона местности и расположение радиометра в пространстве, вводя поправочные коэффициенты, для интерпретации полученных радиометрических данных с использованием зарегистрированных углов (квадрокоптера и карты рельефа).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходя из графиков (см. рис. 2–3, 5), необходимо производить фиксирование угловых характеристик радиометрического приёмника. Это связано с тем, что ошибка при измерениях подобных плоскостных сред может достигать 30 К, а это существенный показатель. Экспериментальные данные (см. рис. 6, б) показывают, что действительно имеются некоторые вариации $T_{\text{я}}$, которые могут быть связаны как с небольшим изменением угловых характеристик БПЛА, так и с особенностями подстилающей поверхности, а также с наклонными характеристиками зондируемой поверхности. В случае, когда производятся измерения $T_{\text{я}}$ подстилающей поверхности, которая расположена под некоторым углом к радиометрическому приёмнику, необходимо проводить коррекцию полученных данных, принимая во внимание изменения угловых характеристик.

ВЫВОДЫ

Таким образом, выполненное исследование по радиометрическим измерениям в миллиметровом диапазоне криосферных образований с использованием БПЛА показало следующие особенности.

Во-первых, при радиометрических измерениях необходимо учитывать угол наблюдения и постоянно вести его регистрацию; во-вторых, во время измерений радиояркостной температуры

криосферных объектов, расположенных на наклонных поверхностях, следует составлять карту рельефа, на которой будут указаны углы площадок поверхности относительно горизонта, для интерпретации получаемых сигналов с радиометра; в-третьих, измерения мощности радиотеплового излучения криосферных образований в микроволновом диапазоне с использованием радиометров, установленных на борт БПЛА, являются уникальным средством для диагностики их состояний, особенно в труднодоступных местах; и, наконец, в-четвёртых, следует учитывать вариации значений $T_{\text{я}}$ при измерениях плоскостных сред с малыми диэлектрическими потерями, которые связаны с интерференцией электромагнитного излучения слоистых сред с малым промежуточным слоем, например пресного ледяного покрова, расположенного на водной поверхности.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00278 “Разработка методики радиометрического исследования криосферных образований с использованием беспилотных летательных средств в миллиметровом диапазоне”.

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Science Foundation grant 24-27-00278 “Development of a methodology for radiometric research of cryospheric formations using unmanned aerial vehicles in millimeter terms”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Тихонов В.В., Смоляницкий В.М., Афанасьева Е.В., Раев М.Д., Шарков Е.А. Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, не определяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исследование Земли из космоса. 2021. № 6. С. 22–38.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421060026>
- Бордонский Г.С. Диэлектрические потери пресного льда на СВЧ // Радиотехника и электроника. 1995. Т. 40. № 11. С. 1620–1622.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А. Особенности радиотеплового излучения ледяных покровов водоемов с различной степенью минерализации // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 210–215.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Казанцев В.А., Середин Д.В. Экспериментальное обнаружение просветления пресного льда в оптическом диапазоне вблизи 0 °С // Оптика и спектроскопия. 2023. Т. 131. № 10. С. 1374–1379.
<https://doi.org/10.61011/OS.2023.10.56889.5302-23>

- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О. Диэлектрическая проницаемость глубоко переохлажденной воды по данным измерений на частотах 7.6 и 9.7 ГГц // Радиотехника и электроника. 2022. Т. 67. № 3. С. 259–267.
<https://doi.org/10.31857/S0033849422030044>
- Бордонский Г.С., Золотарева Л.Н., Крылов С.Д. Оценка пространственного распределения высшей водной растительности по радиотепловому излучению ледяного покрова в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 1994. № 3. С. 96–102.
- Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: Изд-во ГЕОС, 2014. 528 с.
- Гурулев А.А., Бордонский Г.С. Холодная вода и ее влияние на электромагнитные свойства криосферных объектов // Российская Арктика. 2024. Т. 6. № 1 (24). С. 62–70.
<https://doi.org/10.24412/2658-4255-2024-1-62-70>
- Гурулев А.А., Бордонский Г.С., Орлов А.О. Регистрация автоволн пластического течения в ледяных структурах при радиолокационных измерениях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 222–229.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-3-222-229>
- Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Тепловое излучение трехслойной среды с тонким промежуточным слоем // Исследование Земли из космоса. 2011. № 4. С. 5–11.
- Жук В.Р., Козлов И.Е., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б. Применение БПЛА-измерений для оценки динамики прикромочной ледовой зоны в Карском море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 5. С. 235–245.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-5-235-245>
- Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 328 с.
- Казанцев В.А., Бордонский Г.С. Оценка влияния “просветления” льда вблизи 0 °С на радиояркостную температуру снежных и ледяных покровов в длинноволновой части сантиметрового диапазона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. № 1. С. 259–267.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2025-22-1-259-267>
- Клепиков И.Н., Шарков Е.А. Теоретические исследования собственного излучения резконеоднородных неізотермических сред // Исследование Земли из космоса. 1992. № 6. С. 3–15.
- Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56>
- Кубряков А.А., Лишаев П.Н., Чепыженко А.И., Алексерова А.А., Кубрякова Е.А., Медведева А.В., Станичный С.В. Влияние субмезомасштабных вихрей на перенос взвешенного вещества в прибрежной зоне Крыма по данным БПЛА, спутниковых и контактных измерений // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 182–197.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-5-235-245>
- Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
- Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 134–148.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010029>
- Нагурный А.П., Алексеев Г.В., Коростелев В.Г. Изменение толщины морского льда в Северном Ледовитом океане зимой в 1970–1990 гг. // Метеорология и гидрология. 2005. № 7. С. 45–51.
- Пасько О.А., Токарева О.С., Ибрагимов Э.А. Анализ экологической опасности снежных отвалов на примере города Томска // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 135–144.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-135-144>
- Репина И.А., Тихонов В.В., Алексеева Т.А., Иванов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова для решения задач спутниковой микроволновой радиометрии // Исследование Земли из космоса. 2012. № 5. С. 29–36.
- Романец И.И., Мудриченко Н.М. Новые цифровые решения: использование дронов в сельском хозяйстве // Экономика и предпринимательство. 2024. № 5 (166). С. 582–586.
<https://doi.org/10.34925/EIP.2024.166.5.116>
- Сидоров И.А., Гудков А.Г., Шашиурин В.Д., Чижиков С.В., Новичихин Е.П., Хохлов Н.Ф., Порохов И.О., Пчелинцев В.Э., Агандеев Р.В. Дистанционное определение влажностного портрета дамбы СВЧ-радиометром с борта беспилотного летательного аппарата // Нанотехнологии: разработка, применение – XXI век. 2022. Т. 14. № 3. С. 5–13.
<https://doi.org/10.18127/j22250980-202203-01>
- Топольский Н.Г., Симаков В.В., Зеркаль А.Д., Серегин Г.М., Мокшанцев А.В., Агеев С.В. Многофункциональный портативный радар для измерения толщины льда // Технологии техносферной безопасности. 2012. № 1 (41). 20 с.
- Хвостов И.В., Романов А.Н., Тихонов В.В., Шарков Е.А. Некоторые особенности микроволнового радиотеплового излучения пресноводных водоемов с ледовым покровом // Современные проблемы

- дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 4. С. 149–154.
- Хромов С.П., Петросяниц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2012. 584 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- Целев В.Ю. О перспективных направлениях развития методов гидрометеорологических наблюдений за снежным и ледовым покровом // Гидрометеорология и экология. 2023. № 71. С. 335–343. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-71-335-343>
- Шавлов А.В. Свойства льда при высокой концентрации структурных дефектов // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 1. С. 78–86.
- Holten V., Limmer D.T., Molinero V., Anisimov M.A. Nature of the anomalies in the supercooled liquid state of the mW model of water // J. Chem. Phys. 2013. V. 138. № 17. P. 174501.

Citation: Gurulev A.A., Kazantsev V.A., Kozlov A.K. Features of microwave measurements of cryospheric formations using UAVs. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 447–460. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030073

Features of Microwave Measurements of Cryospheric Formations Using UAVs

© 2025 A. A. Gurulev[#], V. A. Kazantsev, A. K. Kozlov

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, SB RAS, Chita, Russia

[#]*e-mail: lgc255@mail.ru*

Received April 8, 2025; Revised May 28, 2025; Accepted June 26, 2025

The paper presents the results of remote studies of cryospheric formations in the microwave range using unmanned aerial vehicles (UAVs). For these purposes, a radiometric receiver with a frequency of 34 GHz with a bandwidth of 2.3 GHz with a fluctuation sensitivity of 0.05 K at a time constant of 1 s was installed on board the UAV. The directional pattern of the corrugated antenna was about 10°. It is shown that this method of monitoring in the millimeter range of media containing ice inclusions is an urgent task, especially in hard-to-reach places. There are a number of difficulties in interpreting the obtained brightness temperature of the radiating medium, which characterizes the power of thermal radiation. The first difficulty lies in the fact that the obtained value of this temperature depends on the angle of observation, therefore, at the time of radiometric studies of cryospheric formations, it is necessary to measure the position of the UAV in space (pitch and roll angles). In addition, it is necessary to take into account the terrain, namely the angles of its inclination relative to the horizon. The second difficulty in interpreting the data obtained from microwave measurements of thermal radiation power is the peculiarity of the medium under study. For example, for a plane-layered three-layer medium with a relatively thin intermediate layer, interference of the brightness temperature is observed, both on vertical and horizontal polarization. Inclusions in cryospheric formations with sharply different dielectric characteristics from the medium itself, for example, gas bubbles in ice, should also be taken into account. The work will be of interest to researchers involved in monitoring various cryospheric environments, both for practical (ice crossings) and scientific (glaciers) purposes.

Keywords: microwave range, freshwater ice cover, cryospheric formations, UAV, brightness temperature

REFERENCES

- Alekseeva T.A., Sokolova Yu.V., Tikhonov V.V., Smolyanitskii V.M., Afanas'eva E.V., Raev M.D., Sharkov E.A. Analysis of the Arctic Ocean sea ice area undetected by the ASI algorithm using satellite microwave radiometry data. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 2021, 6: 22–38. <https://doi.org/10.31857/S0205961421060026> [In Russian].
- Bordonskiy G.S. Dielectric losses of fresh ice at microwave frequencies. *Radiotekhnika i elektronika*. Radio

- engineering and electronics. 1995, 40 (11): 1620–1622 [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A. Features of radiothermal radiation of ice covers of reservoirs with different degrees of mineralization. *Vodnye resursy*. Water resources. 2008, 35 (2): 210–215 [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Kazantsev V.A., Seredin D.V. Experimental detection of clearing of fresh ice in the optical range near 0 °C. *Optika i spektroskopiya*. Optics and spectroscopy. 2023, 131 (10): 1374–1379. <https://doi.org/10.61011/OS.2023.10.56889.5302-23> [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Orlov A.O. Dielectric constant of deeply supercooled water according to measurements at frequencies of 7.6 and 9.7 GHz. *Radiotekhnika i elektronika*. Radio engineering and electronics. 2022, 67 (3): 259–267. <https://doi.org/10.31857/S0033849422030044> [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Zolotareva L.H., Krylov S.D. Assessment of the spatial distribution of higher aquatic vegetation based on the radiothermal radiation of the ice cover in the microwave range. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 1994, 3: 96–102 [In Russian].
- Glazovskii A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
- Gurulev A.A., Bordonskiy G.S. Cold water and its influence on the electromagnetic properties of cryospheric objects. *Rossiiskaya Arktika*. Russian Arctic. 2024, 6 (1): 62–70. <https://doi.org/10.24412/2658-4255-2024-1-62-70> [In Russian].
- Gurulev A.A., Bordonskiy G.S., Orlov A.O. Registration of autowaves of plastic flow in ice structures during radar measurements. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2023, 20 (3): 222–229. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-3-222-229> [In Russian].
- Gurulev A.A., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V. Thermal radiation of a three-layer medium with a thin intermediate layer. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Exploration of the Earth from space. 2011, 4: 5–11 [In Russian].
- Zhuk V.R., Kozlov I.E., Kubryakov A.A., Solov'ev D.M., Osadchiev A.A., Stepanova N.B. Application of UAV measurements to assess the dynamics of the marginal ice zone in the Kara Sea. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2022, 19 (5): 235–245. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-5-235-245> [In Russian].
- Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A. *Fizika makrokalizatsii plasticheskogo techeniya*. Physics of macrocalization of plastic flow. Novosibirsk: Science, 2008: 328 p. [In Russian].
- Kazantsev V.A., Bordonskii G.S. Assessment of the influence of ice “brightening” near 0 °C on the radio brightness temperature of snow and ice covers in the long-wave part of the centimeter range. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2025, 22 (1): 259–267. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2025-22-1-259-267> [In Russian].
- Klepikov I.N., Sharkov E.A. Theoretical studies of the self-radiation of sharply inhomogeneous non-isothermal media. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth exploration from space. 1992, 6: 3–15 [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovskii A.V., Glazovskii A.F. The speed of propagation of radio waves in dry and wet snow cover. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2017, 57 (1): 45–56. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56> [In Russian].
- Kubryakov A.A., Lishaev P.N., Chepyzhenko A.I., Alekserova A.A., Kubryakova E.A., Medvedeva A.V., Stanichnyi S.V. The influence of submesoscale eddies on the transport of suspended matter in the coastal zone of Crimea according to UAV, satellite and contact measurements. *Okeanologiya*. Oceanology. 2021, 61 (2): 182–197. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-5-235-245> [In Russian].
- Kutuza B.G., Danilychev M.V., Yakovlev O.I. *Sputnikovyi monitoring Zemli: Mikrovolnovaya radiometriya atmosfery i poverkhnosti*. Satellite monitoring of the Earth: Microwave radiometry of the atmosphere and surface. Moscow: LENAND, 2016: 336 p. [In Russian].
- Matveeva T.A., Semenov V.A., Astaf'eva E.S. Ice cover of the Arctic seas and its relationship with surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 134–148. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010029> [In Russian].
- Nagurnyi A.P., Alekseev G.V., Korostelev V.G. Changes in sea ice thickness in the Arctic Ocean in winter in 1970–1990. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2005, 7: 45–51. [In Russian].
- Pas'ko O.A., Tokareva O.S., Ibragimov E.A. Analysis of the environmental hazard of snow dumps using the city of Tomsk as an example. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2020, 17 (3): 135–144. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-135-144> [In Russian].

- Repina I.A., Tikhonov V.V., Alekseeva T.A., Ivanov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N. Yu. Electrodynamical model of Arctic ice cover radiation for solving problems of satellite microwave radiometry. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 2012, 5: 29. [In Russian].
- Romanets I.I., Mudrichenko N.M. New digital solutions: using drones in agriculture. *Ekonomika i predprinimatel'stvo*. Economy and entrepreneurship. 2024, 5 (166): 582–586.
<https://doi.org/10.34925/EIP.2024.166.5.116> [In Russian].
- Sidorov I.A., Gudkov A.G., Shashurin V.D., Chizhikov S.V., Novichikhin E.P., Khokhlov N.F., Porokhov I.O., Pchelintsev V.E., Agandeev R.V. Remote determination of the humidity portrait of a dam using a microwave radiometer from an unmanned aerial vehicle. *Nanotekhnologii: razrabotka, primeneniye – XXI vek*. Nanotechnology: development, application – 21st century. 2022, 14 (3): 5–13.
<https://doi.org/10.18127/j22250980-202203-01> [In Russian].
- Topol'skii N.G., Simakov V.V., Zerkal' A.D., Seregin G.M., Mokshantsev A.V., Ageev S.V. Multifunctional portable radar for measuring ice thickness. *Tekhnologii tekhnosfernoi bezopasnosti*. Technologies of technosphere safety. 2012, 1 (41): 20 [In Russian].
- Khvostov I.V., Romanov A.N., Tikhonov V.V., Sharkov E.A. Some features of microwave radiothermal radiation of freshwater bodies with ice cover. *Sovremennyye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (4): 149–154 [In Russian].
- Khromov S.P., Petrosyants M.A. *Meteorologiya i klimatologiya*. Meteorology and climatology. Moscow: Moscow University Press, 2012: 584 p. [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovskii A.F., Murav'ev A. Ya., Nikitin S.A., Lavrent'ev I.I. New catalog of Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian].
- Tsepelev V.Yu. On promising directions for the development of methods of hydrometeorological observations of snow and ice cover. *Gidrometeorologiya i ekologiya*. Hydrometeorology and Ecology. 2023, 71: 335–343.
<https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-71-335-343> [In Russian].
- Shavlov A.V. Properties of ice with a high concentration of structural defects. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 1997, 1 (1): 78–86 [In Russian].
- Holten V., Limmer D.T., Molinero V., Anisimov M.A. Nature of the anomalies in the supercooled liquid state of the mW model of water. *J. Chem. Phys.* 2013, 138 (17): 174501.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

© 2025 г. Н. Ю. Факашук^{1,*}, О. Л. Опокина¹, А. В. Хомутов¹, Ю. А. Дворников^{2,3}

¹Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия

²Научный центр “Смарт-технологии устойчивого развития городской среды в условиях глобальных изменений”, Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

³Лаборатория карбомониторинга наземных экосистем, Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

*e-mail: n.yu.fakashchuk@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.03.2025 г.

После доработки 24.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Исследован изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) снежного покрова на полуострове Ямал. Средние значения изотопного состава: $\delta^{18}\text{O} = -20.207 \pm 3.3\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -152.677 \pm 23.8\text{‰}$. Изотопный состав снежного покрова на полуострове имеет зависимость от высоты и плотности. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ямальском снеге растёт с глубиной. Изотопный состав снега, залегающего на поверхности озёр, тяжелее, чем на субстрате.

Ключевые слова: изотопный состав, снежный покров, полуостров Ямал, тундра

DOI: 10.7868/S2412376525030087

ВВЕДЕНИЕ

В условиях глобального изменения климата возрастает актуальность исследований, направленных на изучение преобразований естественных характеристик природных ландшафтов. Климатические флуктуации активно затрагивают арктические и субарктические территории, где наблюдаются интенсивные изменения среднегодовых значений температуры воздуха и количества атмосферных осадков (Previdi et al., 2021). Для исследования климатических изменений и их влияния на природные воды активно применяется изотопный метод (Васильчук и др., 2013). Изотопный состав воды меняется при её фракционировании, которое зависит от физических условий окружающей среды. Знание коэффициентов изотопного фракционирования даёт возможность определить условия её формирования. Изотопный метод широко используется для исследования арктических ландшафтов: генезиса подземных льдов (Васильчук, 1992), водного баланса арктических водоёмов (Ala-año et al., 2018; Лепокурова и др., 2023), циркуляции воздушных масс (Папина и др., 2017; Малыгина и др., 2020).

Основным источником питания поверхностных вод тундровых ландшафтов являются талые воды снежного покрова. Формирование изотопного состава снега происходит на этапе формирования снежных кристаллов в атмосфере и после выпадения на земную поверхность. На изотопный состав атмосферных осадков влияют физические процессы внутри воздушной массы, которые зависят от траектории её движения. После выпадения снега на земную поверхность в нём происходят процессы перекристаллизации снежных зёрен, которые также сопровождаются изотопным фракционированием (Котляков, Гордиенко, 1982; Hughes et al., 2021).

Исследованием изотопного состава снежного покрова в России занимались сотрудники МГУ во главе с Ю.К. Васильчуком, изучавшие территории севера Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, Забайкальского края (Васильчук и др., 2005; Чижова и др., 2015; Васильчук и др., 2016). Сотрудники Института водных и экологических проблем СО РАН исследовали Алтайский регион, центральную Якутию, Надымский регион (Малыгина и др., 2017; Папина

и др., 2017; Малыгина и др., 2020;). Другие научные группы изучали изотопный состав снега в полярных и приполярных областях России (Kiruta et al., 2005; Лисицын и др., 2017; Бородулина и др., 2021). Целью большинства работ служит накопление современных эмпирических данных, изучение влияния условий окружающей среды (температура воздуха) на формирование изотопных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, палеореконструкции условий формирования природных вод.

В Российской Арктике много территорий, где изотопный состав снежного покрова не изучен или изучен слабо. Одна из таких территорий — полуостров Ямал. Авторам удалось найти обобщённые данные по содержанию $\delta^{18}\text{O}$ в лежалом снеге в работе Л.Н. Крицук (2010) для полуостровов Ямал и Гыданский, но без какой-либо информации о местоположении точек отбора проб. Также существуют единичные данные по снежнику в районе метеостанции (далее — м.с.) Марре-Сале (Слагода и др., 2012). Таким образом, изучение изотопного состава снежного покрова полуострова актуально и представляет интерес для фундаментальной науки. Цель данного исследования — сбор информации об изотопном составе снежного покрова полуострова Ямал и изучение влияния на него естественных факторов.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Территория Ямала относится к западно-арктическому климатическому району (Криосфера нефтегазоконденсатных..., 2006). Климат суровый: лето короткое и прохладное, зима долгая (до 9.5 месяцев) и малоснежная с частыми метелями (до 140 дней в году). Главная особенность климата — смешанный характер циркуляции атмосферы: летом преобладают воздушные массы, идущие с Атлантического океана, а зимой — с материка на океан. Это приводит к большому разбросу температур и разнообразию направлений ветра. В результате столкновения различных воздушных масс может выпадать относительно большое количество осадков за недолгий период. Имеют место снежные бураны и оледенения береговой зоны (Имшенецкий, 2005).

Изменения климата полуострова сопровождаются волнами потепления и похолодания (1910–1945 гг. — потепление, 1945–1975 гг. — похолодание, с 1975 г. — потепление (Оценочный доклад..., 2008)) и вписываются в глобальную тенденцию потепления атмосферы, но

изменение температуры приземного слоя воздуха происходит в различных регионах по-разному. В связи с глобальными изменениями климата прогнозируется значительное увеличение среднегодовой температуры ($0.3\text{--}0.4^\circ\text{C}$ за десятилетие) и годового количества осадков на $50\text{--}100$ мм за тот же период (Сампсонов, 2010). Согласно метеоданным, на территории полуострова Ямал (Бабкина и др., 2019) есть тенденция к увеличению среднегодовой температуры воздуха и количества атмосферных осадков.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Сотрудниками ИКЗ ТюмНЦ СО РАН совершены два экспедиционных выезда на территорию полуострова Ямал в конце марта — начале апреля в 2017 и 2019 гг. В первой экспедиции отобрано 42 пробы снега для изотопного анализа в 24 точках по меридиональной трансекте через полуостров и в районе научного геокриологического стационара (н.с.) “Васькины Дачи”. Карта-схема района работ 2017 г. представлена на рис. 1. В районе н.с. пробы снежного покрова отбирались в характерных точках рельефа и на озёрном льду. Для отслеживания различий в изотопном составе внутри снежной толщи отбор проб проводился в двух горизонтах: в верхнем, с округлым зернистым снегом различного размера, и в нижнем горизонте глубинной изморози. В 2019 г. отобрано 18 проб в 11 точках (№ 25–35) с заложением снежного разреза с погоризонтным отбором проб в точке № 29 (см. рис. 1).

Пробы снега отбирались пластиковой лопаткой и упаковывались в zip-пакеты объёмом 2.5 дм^3 . После расплавки снега снежную воду ($\approx 0.6\text{ дм}^3$) переливали в пластиковые флаконы объёмом 10 мл. Охлаждённые пробы анализировались в лаборатории “ЛИКОС” ААНИИ (Санкт-Петербург), где определяли содержание $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ методом масс-спектрометрии по стандарту V-SMOW-2 на анализаторе Picarro.

Статистический анализ данных производился в программном комплексе Statistica 10.0. Корреляционные зависимости были определены с помощью метода Чарльза Спирмена с уровнем достоверности $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Обзор авторских данных. Общее количество интегральных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в расплавах снежного покрова за два года — 35. Статистические параметры значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc}

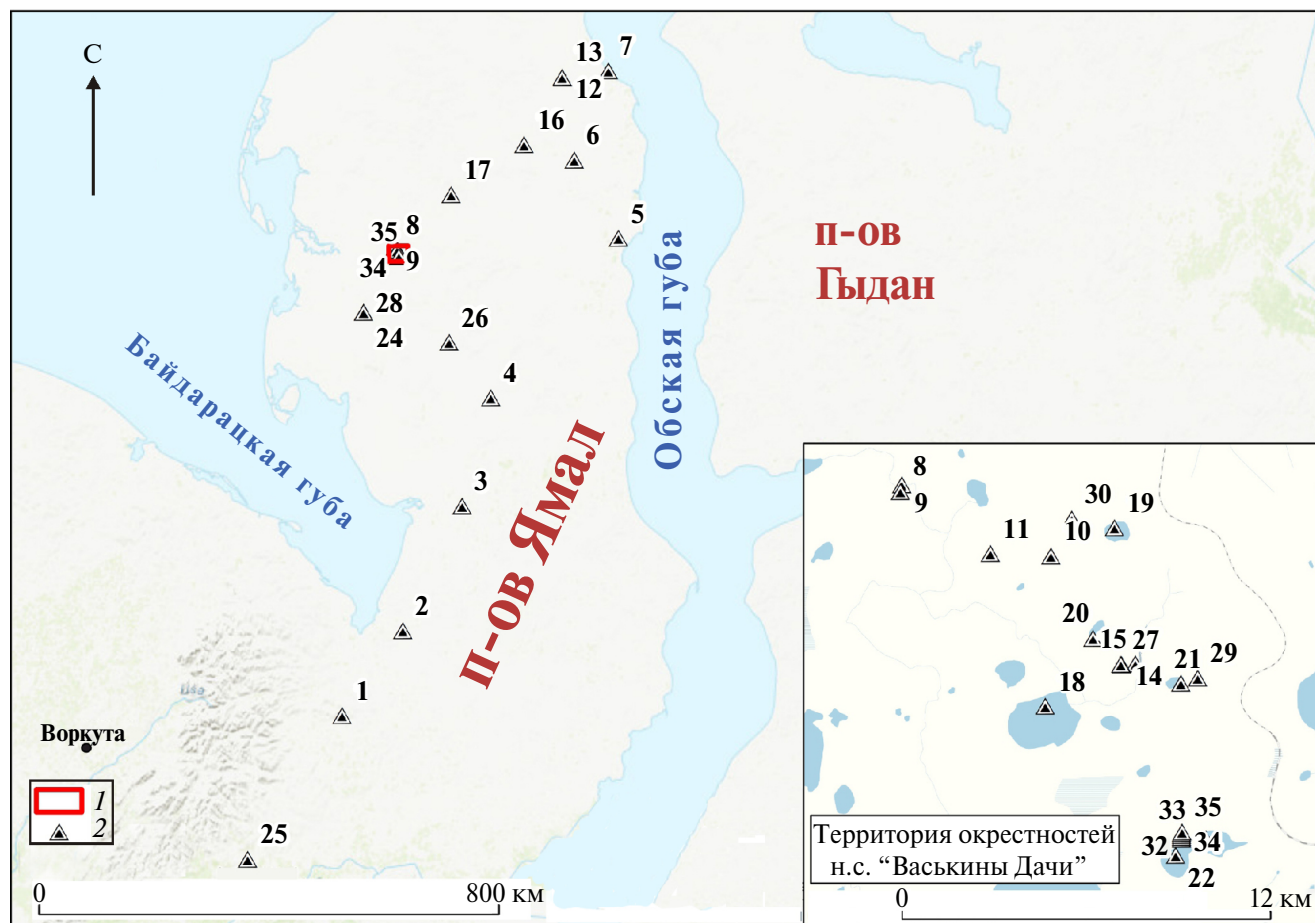


Рис. 1. Карта-схема точек отбора проб снежного покрова. На карте-врезке представлена территория окрестностей научного стационара "Васькины Дачи". 1 – границы карты-врезки; 2 – точки отбора проб снежного покрова

Fig. 1. Scheme of snow cover sampling points. The inset map shows the area around research station "Vaskiny Dachi". 1 – boundaries of the inset map; 2 – snow cover sampling points

представлены в табл. 1. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ (-19.87‰) и $\delta^2\text{H}$ (-149.33‰) относительно низкие, что характерно для атмосферных осадков высоких широт благодаря существованию широтного эффекта. При движении воздушных масс к полюсам за счёт конденсации и выпадения осадков происходит обеднение атмосферных паров тяжёлыми изотопами. Максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ зафиксированы в самой восточной точке № 9 на поверхности термокарстового озера. Минимальный показатель $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ обнаружен в глубоком шурфе (275 см) в пойме притока р. Панзананаяха (точка № 11).

Для оценки протекания процессов метаморфизма (и постдепозиционных процессов) в снежной толще используется дейтериевый эксцесс. Его среднее значение равно 9.6‰ . Минимум (-10.8‰) находится в точке № 9;

максимум в 16.7‰ зафиксирован в точке № 13 на водораздельной поверхности в долине р. Сабетта-Яха.

Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выделяются большой амплитудой (размахом) значений в 15‰ для $\delta^{18}\text{O}$, 110‰ для $\delta^2\text{H}$ и 27.5‰ для d_{exc} . Это говорит о том, что изотопный состав осадков и условия его формирования сильно различаются от точки к точке. Особенно это характерно для дейтерия, который имеет высокие значения дисперсии и стандартного отклонения (см. табл. 1). Такая специфика в распределении изотопов связана с широким разнообразием условий снегонакопления в тундровых ландшафтах Ямала, где большая расчленённость рельефа и отсутствует древесная растительность (в отличие от территорий, лежащих южнее), что способствует активному ветровому перераспределению снега.

Таблица 1. Численные характеристики изотопного состава снежного покрова полуострова Ямал за 2017 и 2019 гг.

Параметр	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exc}	Количество наблюдений
<i>Интегральные пробы за весь период</i>				
Среднее	–19.87	–149.33	9.60	35
Минимум	–27.94	–209.04	–10.78	35
Максимум	–12.09	–98.43	16.71	35
Размах	15.85	110.60	27.49	35
Дисперсия	11.07	565.43	24.98	35
Стандартное отклонение	3.33	23.78	–	35
<i>По горизонтам</i>				
Верхние горизонты	–22.04	–165.22	11.13	18
Нижние горизонты	–19.21	–145.05	8.58	18
Средняя разница между горизонтами	2.83	20.17	2.55	18
<i>На различных подстилающих поверхностях</i>				
Тип поверхности:	Для всего профиля			
Озёрный лёд	–19.82	–151.24	7.30	8
Почвенный покров	–20.74	–155.81	10.11	16
Разница	0.92	4.57	2.81	–
<i>Для нижних горизонтов</i>				
Озёрный лёд	–15.48	–124.78	–0.92	5
Почвенный покров	–20.64	–152.84	12.24	13
Разница	+5.16	+28.06	–13.16	–

Чтобы отследить линейную зависимость между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, построена локальная линия тренда, представленная на рис. 2. Линейное уравнение соотношения изотопов в снежном покрове имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.05\delta^{18}\text{O} - 9.7$. Наклон линии равен 7.05, что характерно для снежных атмосферных осадков этих широт (Васильчук и др., 2005; Чижова, Васильчук, 2017). Это говорит также о метаморфизации снежных кристаллов с преобладанием процессов испарения и сублимации. Такой вывод подтверждает линейное уравнение регрессии для $d_{\text{exc}} - \delta^2\text{H}$, которое имеет вид $d_{\text{exc}} = -0.11\delta^2\text{H} - 6.03$ с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.25$.

Сравнительная характеристика авторских данных. Выполнен сравнительный анализ изотопного состава снега полуострова Ямал со снегом близлежащих территорий на основе информации из табл. 2. Относительное содержание

изотопов в лежалом снеге в среднем больше, чем в свежес выпавшем: $-24.2 < -19.1$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-184.5 < -144.4$ для $\delta^2\text{H}$. Такая разница является результатом процессов метаморфизации снега со временем, с преобладанием процессов испарения/сублимации (Friedman et al., 1991). Дейтериевый эксцесс различен для обоих типов снега. Этот параметр зависит от условий образования снежных кристаллов в атмосфере, которые могут значительно меняться в зависимости от погодных условий в момент выпадения и траекторий движения воздушной массы. Внешний вид уравнений линейной регрессии между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ также различается для лежалого и свежес выпавшего снега. Величина линейного коэффициента в среднем больше в уравнениях регрессии свежес выпавшего снега ($7.7 > 6.9$). В уравнениях регрессии свежес выпавшего снега свободный член положителен (см. табл. 2). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$

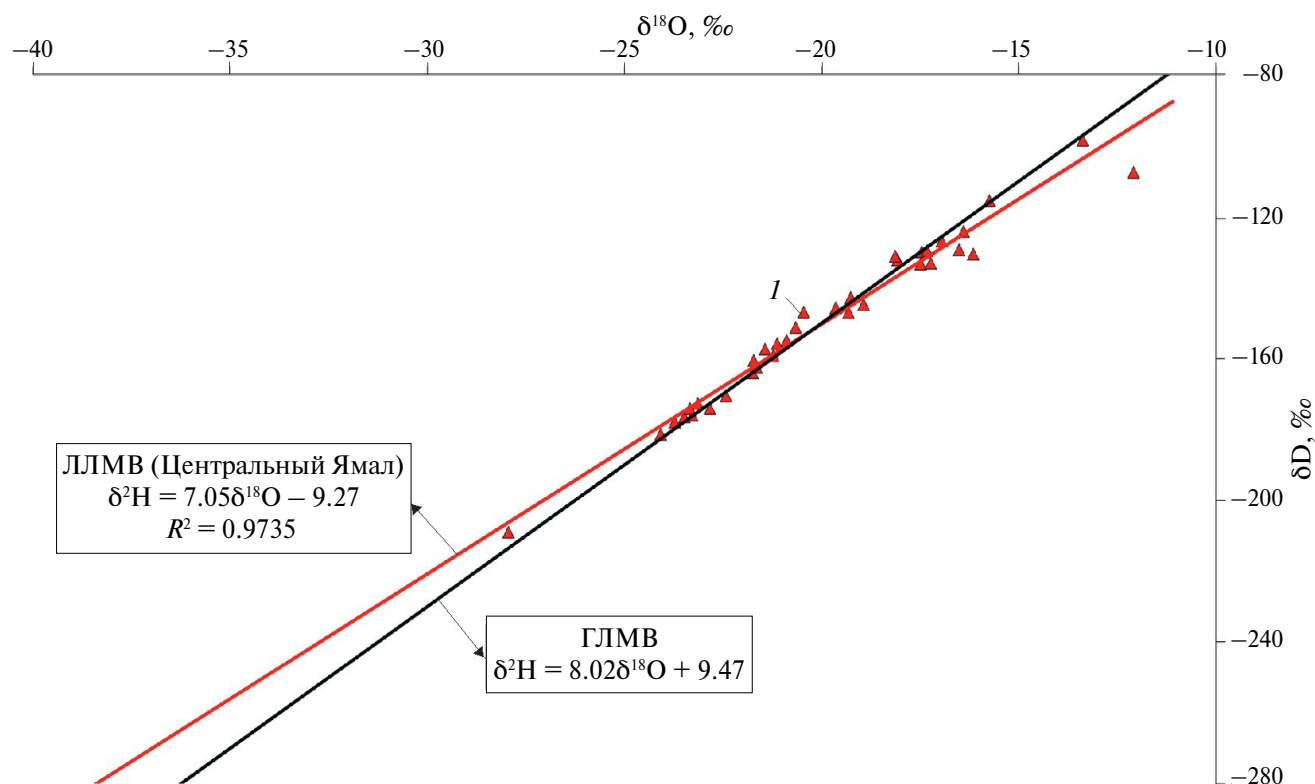


Рис. 2. График соотношения изотопов в снежном покрове полуострова Ямал. Красная линия — авторские данные (локальная линия метеорных вод); чёрная линия — глобальная линия метеорных вод. *I* — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в точках отбора проб снежного покрова

Fig. 2. Scatterplot of isotope ratio in snow cover of the Yamal Peninsula. Red line — author's data (local line of meteoric waters); black line — global line of meteoric waters. *I* — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values at snow cover sampling points

лежалого снега выше, чем свежавывающего из-за происходящих в снежной толще процессов метаморфизма.

Данные метеостанции Салехарда. Была также проанализирована информация об изотопном составе твёрдых атмосферных осадков из базы данных глобальной системы мониторинга — GNIP. На севере Западной Сибири находятся несколько метеорологических станций, ближайшая из которых расположена в г. Салехарде. Атмосферные осадки отбирались один раз в месяц в период наблюдений с 1996 по 2000 г. Для зимних атмосферных осадков в г. Салехарде (на основе базы данных WISER) уравнение линейной регрессии имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.81\delta^{18}\text{O} - 0.264$ (см. табл. 2). Распределение средних значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по месяцам за указанный период представлено на рис. 3.

Имеющиеся среднеемесячные значения расходятся с предполагаемыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, полученными путём компьютерного моделирования в программе IsoMAP (www.waterisotopes.org).

Модель использует реальные значения изотопного состава атмосферных осадков со станций мониторинга GNIP и данные об атмосферной циркуляции. По данным моделирования, наименьшие значения изотопов на м/с в Салехарде ожидаются в декабре (см. рис. 3). У изотопных значений с метеостанции такие значения соответствуют январю, который обладает самой низкой средней температурой воздуха (aisori-m.meteo.ru). Такие различия обусловлены: 1) другим периодом сбора данных, используемых в IsoMAP (2000-ые гг.); 2) малым объёмом данных с метеостанции изучаемого региона; 3) несовершенством самой модели. Результаты этого исследования могут быть использованы для уточнения и корректировки прогнозируемых значений в проекте IsoMAP и его аналогах.

Статистический анализ. Корреляционные зависимости между значениями $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ и местоположением точек отбора проб (координаты), а также физическими характеристиками снежного покрова представлены в табл. 3 и на рис. 4.

Таблица 2. Изотопные характеристики снежного покрова близлежащих к исследуемой территорий

Автор	Территория	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exs} , ‰	Уравнение	Примечание
<i>Свежевыпавший снег</i>						
Чицова и др., 2017	Предгорье Полярного Урала	—	—	—	$\delta^2\text{H} = 7.56\delta^{18}\text{O} + 7.15$	—
GNIP 1996–2000 гг.	Метеостанция в г. Салехарде	–21.9	–172.3	3.5	$\delta^2\text{H} = 7.81\delta^{18}\text{O} - 0.264$	—
Васильчук и др., 2005	Север Восточно-Европейской равнины	–22.8	–169.4	13.3	$\delta^2\text{H} = 7.58\delta^{18}\text{O} + 5.66$	Данные по свежевыпавшему снегу в 9 точках
Васильчук и др., 2016	Тазовский п-ов и южнее	–29.6	–223.8	12.7	$\delta^2\text{H} = 7.76\delta^{18}\text{O} + 5.71$	Частично, данные представлены верхним горизонтом отложенного снега
Малыгина и др., 2021	Надымская низменность в районе местной м.с.	–22.3	–172.6	5.6	$\delta\text{D} = 7.86\delta^{18}\text{O} + 2.4$	Свежевыпавший снег за зиму 2016/17 г.
<i>Лежалый снег</i>						
Чицова и др., 2017	Предгорье Полярного Урала	–27.2... –19.6	–198... –139.7	16.9	—	—
Авторские данные 2017 г.	п-ов Ямал	–19.8	–149.3	9.6	$\delta^2\text{H} = 7.05\delta^{18}\text{O} - 9.7$	18 проб из 35 отобраны в центральной части п-ова
Бородулина и др., 2021	Республика Карелия	–18.5	–139.5	8.7	$\delta^2\text{H} = 6.7\delta^{18}\text{O} - 14.5$	—

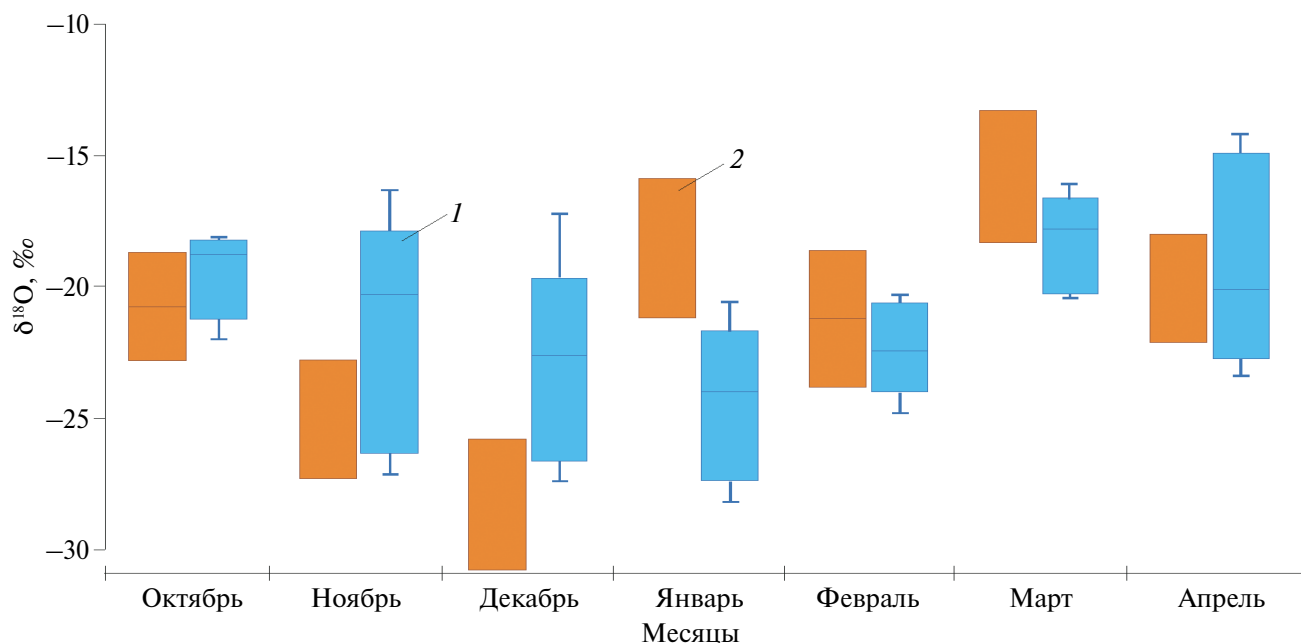
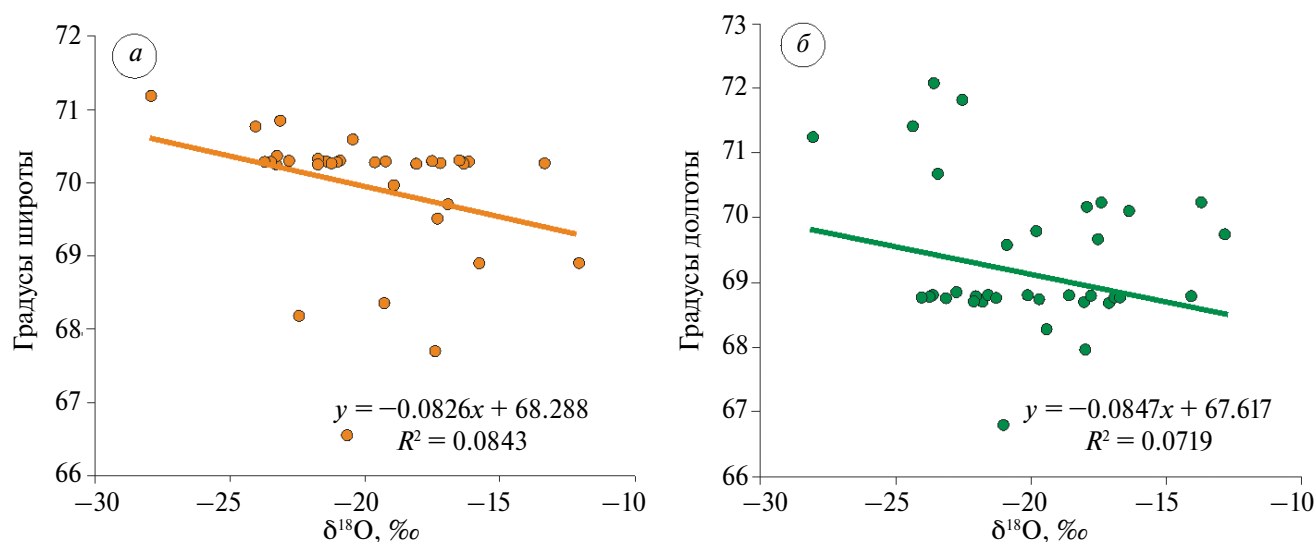
**Рис. 3.** Диаграмма размаха значений $\delta^{18}\text{O}$ по месяцам по данным с метеостанции в г. Салехарде и расчётным данным ISOMap: 1 – данные ISOMap; 2 – данные с метеостанции г. Салехарда**Fig. 3.** Diagram of the range of $\delta^{18}\text{O}$ values by month in Salekhard based on values from the weather station and calculated data from ISOMap: 1 – ISOMap data; 2 – data from weather station in Salekhard

Таблица 3. Значения коэффициентов корреляции между значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в снеге и географическими характеристиками

Параметр корреляции	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d_{exc}
<i>Авторские данные (35 проб)</i>			
Расстояние до западного побережья	0.07	0.01	−0.28
Расстояние до ближайшего побережья	−0.11	−0.08	0.26
Высота снежного покрова	−0.47*	−0.49	0.29
Плотность снежного покрова	−0.46	−0.51	0.04
<i>Данные сети GNIP г. Салехарда за 1996–2000 гг.</i>			
Количество осадков	0.11	0.18	0.46
Температура воздуха	0.66	0.69	0.23

*Полужирным шрифтом отмечены значимые корреляции.

*Significant correlations are shown in bold.

**Рис. 4.** Графики зависимостей содержания $\delta^{18}\text{O}$ от широты (а) и долготы (б)**Fig. 4.** Scatterplot of the dependence between $\delta^{18}\text{O}$ content and latitude (a) and longitude (b)

Значимых корреляций между относительным содержанием изотопов и местоположением точек отбора проб не обнаружено. Выявлены статистически значимые обратные корреляции между значениями $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ и высотой/плотностью снежного покрова (см. табл. 3). Авторы предполагают, что в точках с меньшей высотой снега интенсивнее происходят процессы перекристаллизации снежных кристаллов, так как здесь отмечены большие значения температурного градиента. Более интенсивные процессы переноса массы обеспечивают образование большей толщины горизонта глубоинной изморози, которая обладает более тяжёлым изотопным составом и меньшей плотностью.

Также по данным с Салехардской метеостанции (1996–2000) выполнен корреляционный анализ между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и метеорологическими характеристиками (см. табл. 3). Значимые корреляции получены между содержанием изотопов в снежных осадках и температурой приповерхностного воздуха (66–69%). Подобные зависимости найдены для твёрдых атмосферных осадков других регионов (Васильчук и др., 2006; Екайкин и др., 2007; Steen-Larsen et al., 2013). Корреляция между содержанием изотопов и количеством осадков невелика (около 30%).

Изменение изотопного состава внутри снежной толщи. Нижние горизонты имеют более тяжёлый изотопный состав, чем верхние (см. табл. 1). Это обусловлено процессами снежного метаморфизма, при котором парообразная влага движется от нижних горизонтов к верхним, подчиняясь температурному градиенту (Friedman et al., 1991). Дейтериевый эксцесс больше у верхних горизонтов (см. табл. 1) как результат более интенсивного влагообмена с атмосферой и различий в траекториях воздушных масс с осадками. Средняя разница между горизонтами составила 2.83 для $\delta^{18}\text{O}$ и 20.17 для δD . На основе данных изотопного состава снега на разной глубине составлена диаграмма соотношения изотопов $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ в снежном покрове полуострова Ямал в различных горизонтах (рис. 5).

Различия между частями снежной толщи также отмечаются уравнениями линейной регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$. Нижние слои имеют меньший наклон линии тренда и отрицательное значение свободного члена. Подобные изменения изотопного состава внутри снежного профиля отмечалось многими исследователями (Sommerfield et al., 1991; Taylor et al., 2001; Ala-aho et al., 2021; Hughes et al., 2021).

В 2019 г. был заложен снежный шурф глубиной 76 см с погоризонтным отбором снега. Шурф располагался в низине, недалеко от термокарстового озера. В шурфе выделено девять горизонтов, в шести из которых отобраны пробы для химических анализов. Геохимические характеристики горизонтов представлены на рис. 6. Распределение $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ внутри снежной толщи по глубине имеет свои отличительные черты.

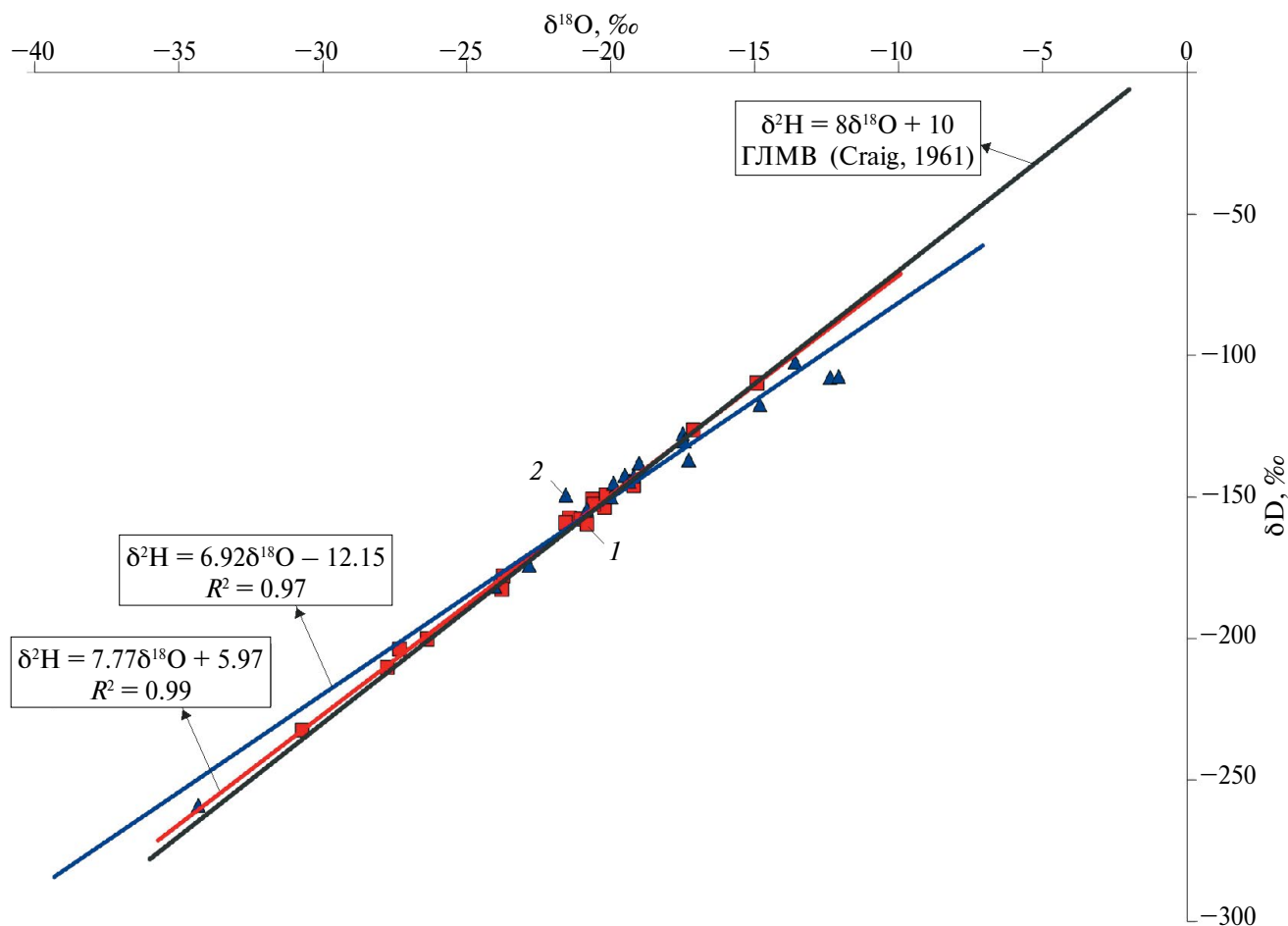


Рис. 5. Соотношения изотопов $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове Ямала в различных горизонтах: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в верхнем горизонте в точках отбора проб снежного покрова; 2 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в нижнем горизонте в точках отбора проб снежного покрова

Fig. 5. Ratios of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes in the snow cover of Yamal in different horizons: 1 – Values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the upper horizon at snow cover sampling points; 2 – Values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the lower horizon at snow cover sampling points

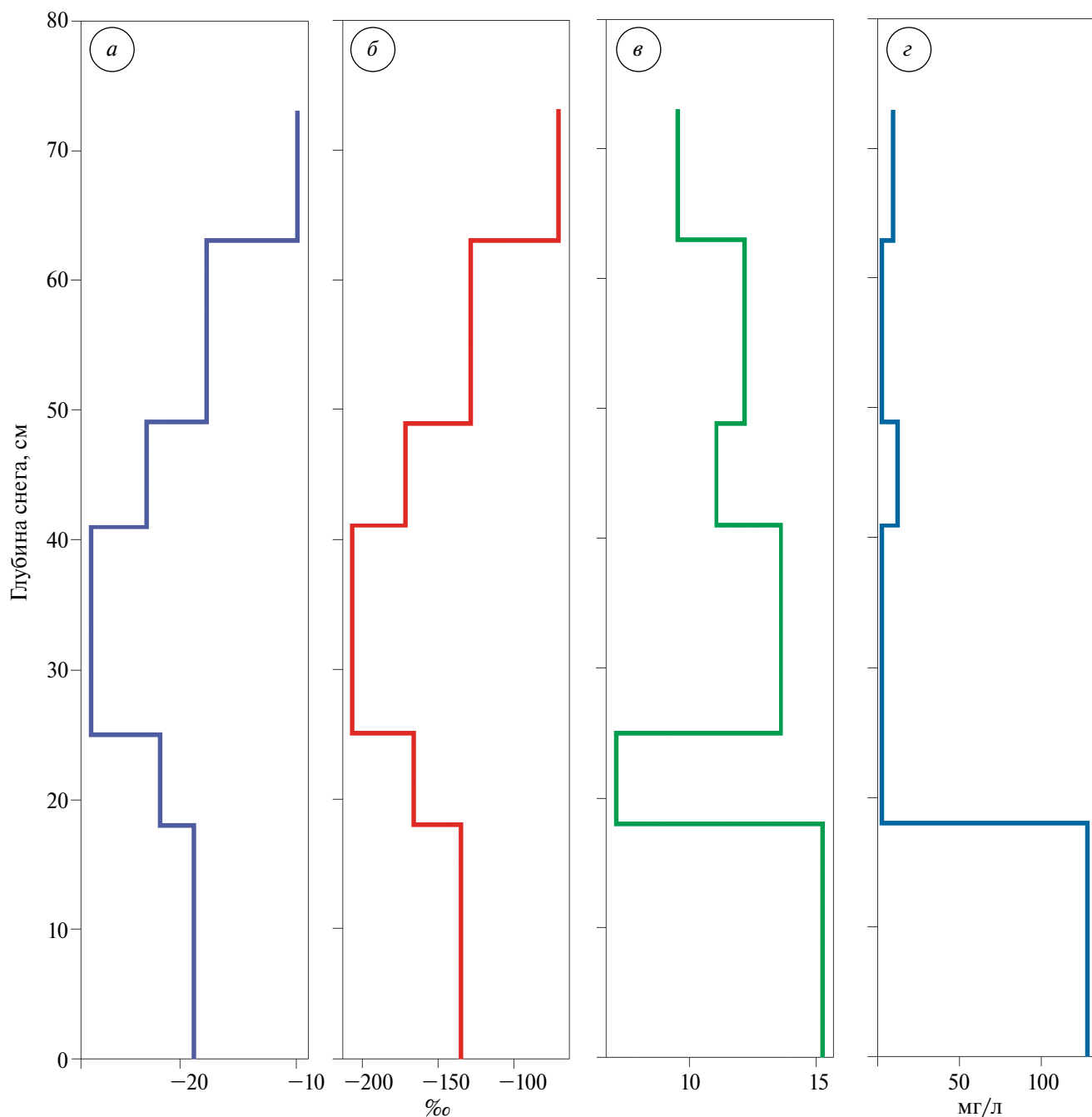


Рис. 6. Изменение геохимических характеристик в снежном шурфе на разной глубине: а – содержание $\delta^{18}\text{O}$ по горизонтам; б – содержание δD по горизонтам; в – содержание дейтериевого эксцесса по горизонтам; г – общая минерализация снежного расплава по горизонтам (мг/л)

Fig. 6. Changes in geochemical characteristics in a snow pit at different depth: а – $\delta^{18}\text{O}$ content by horizons; б – δD content by horizons; в – deuterium excess content by horizons; г – total mineralization of snow melt by horizons (mg/l)

Минимальное содержание $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ обнаружено в горизонте 25–41 см с мелкозернистым снегом и глубинной изморозью в нижней части (см. рис. 6, а–б). Этот горизонт имеет меньшую плотность, чем соседние. Горизонт 25–41 см образовался при более низких температурах, чем

первоначальные горизонты, и имел впоследствии влагообмен с вышележащими слоями, что сделало его изотопный состав наилегчайшим. Дейтериевый эксцесс вдоль профиля изменялся хаотично, и его значения расходятся с авторскими усреднёнными данными по верхним

и нижним горизонтам (см. табл. 1). Два наивысших значения эксцесса характерны для горизонтов с глубинной изморозью (25–41 см; 0–18 см), наименьшее — для разделяющего их горизонта (см. рис. 6, в). Предположительно, период существования данного горизонта как поверхностного был недолгим, а температурный градиент внутри снежной толщи невелик, что обусловило меньшие изменения изотопного состава. Общая минерализация имеет многократное увеличение в самом нижнем горизонте (0–18 см). Этот факт обусловлен заболоченностью подстилающей поверхности (см. рис. 6, г).

Влияние подстилающей поверхности. В связи с тем что часть проб отбиралась на поверхности озёрного льда, проведена проверка предположения о влиянии подстилающей поверхности на формирование изотопного состава снега, в частности нижних горизонтов. Для этого вычислены средние значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по профилю и в нижних слоях снега, отобранном с поверхности озера и с остальных точек (см. табл. 1). Как видно из таблицы, существует разница между значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ снежного покрова, расположенного на поверхности льда и почвы. В снеге, залегающем на поверхности льда озера, интегральные значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ больше, чем на почве на величину 0.92‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 4.57‰ для $\delta^2\text{H}$. Эта разница становится ещё больше в нижних горизонтах профиля — 5.16‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 28.06‰ для $\delta^2\text{H}$. Такие результаты обусловлены двумя факторами. Первый фактор — это мощность залегающей снежной толщи, которая в отобранных на озёрах пробах составила в среднем 29.6 см. В остальных точках средняя толщина снега равна 55.2 см. Обратная зависимость между высотой снега и его изотопным составом, как результат снежного метаморфизма, была рассмотрена выше (см. табл. 3). Второй фактор — поступление воды на лёд как результат неравномерного промерзания озёрной поверхности по площади. Такая вода будет иметь более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем свежеснежный снег, а именно, в среднем: –11.5‰ $\delta^{18}\text{O}$ и –92.6‰ $\delta^2\text{H}$ (данные Ю.А. Дворникова по 16 озёрам исследуемой области (октябрь, 2016 г.)). Таким образом, характер подстилающей поверхности оказывает влияние на формирование изотопного состава снежного покрова в тундровых ландшафтах полуострова Ямал.

ВЫВОДЫ

Средние значения изотопного состава снежного покрова полуострова Ямал составляют: $\delta^{18}\text{O} = -20.207 \pm 3.3\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -152.677 \pm 23.8\text{‰}$. Уравнение линейной регрессии для снежного покрова имеет вид $\delta^2\text{H} = 6.8\delta^{18}\text{O} - 15.5$. Дейтериевый эксцесс имеет среднее значение в 9.6‰ с размахом 27.5‰.

Изотопный состав свежеснежного и лежалого снега высокоширотных территорий различается. Лежалый снег имеет большие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-24.2 < -19.1$) и $\delta^2\text{H}$ ($-184.5 < -144.4$) и меньшие значения наклона ($7.7 > 6.9$) и свободного члена в уравнении линейной регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$.

Изотопный состав снежного покрова не зависит от местоположения точек отбора проб на территории полуострова и имеет зависимость от высоты и плотности снежной пачки. Подтверждены зависимости изотопного состава свежеснежного снега от погодных характеристик по данным GNIP с м.с. г. Салехарда за период 1996–2000 гг.

Нижние части снежных профилей ямальского снега имеют более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем верхние. Средняя разница между горизонтами составила 2.83‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 20.17‰ для $\delta^2\text{H}$. В уравнении линейной регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для нижних горизонтов меньшие значения наклона и свободного члена связаны с протеканием процессов метаморфизма в снежной толще.

Изотопный состав снега, залегающего на поверхности озёр, тяжелее, чем на почве, из-за его меньшей высоты и влияния озёрной воды при неравномерном замерзании водной поверхности.

Благодарности. Работа выполнена Институтом криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ–2021–0012). Экспедиции организованы при поддержке НП “МЭЦ Арктика” (2017 г.) и НП “Российский центр освоения Арктики” (2019 г.). Авторы признательны сотрудникам Института криологии Земли Тюменского научного центра СО РАН Е.М. Бабкину и Е.А. Бабкиной за помощь в проведении полевых исследований, а также сотрудникам Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААН ИИ за проведение лабораторных анализов. Работа Ю.А. Дворникова выполнена в рамках

Программы стратегического академического лидерства РУДН им. Патриса Лумумбы.

Acknowledgments. The work was carried out by the Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences within the framework of the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (topic No. FWRZ–2021–0012). The expeditions were organized with the support of the NC “MEC Arctic” (2014–2017) and the NC “Russian Arctic Development Center” (2018–2019). The authors are grateful to the staff of the Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences E.M. Babkina and E.A. Babkina for their assistance in conducting field research, as well as to the staff members of Climate and Environmental Research Laboratory (AARI) for laboratory analytics. Work of Yu.A. Dvornikov is supported by RUDN University Strategic Academic Leadership Programme.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факашук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. Вып. 44. № 4. С. 283–290.
- Бородулина Г.С., Токарев И.В., Левичев М.А. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии // Лёд и Снег. 2021. Т. 61 № 4. С. 521–532. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040105>
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М.: Изд-во РАН, 1992. Т. 1. 420 с.
- Васильчук Ю.К., Чиждова Ю.Н., Панеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 3. С. 81–87.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чиждова Ю.Н. Изотопные методы в географии. Ч. 3: Геохимия стабильных изотопов атмосферы и гидросферы. Учебное пособие / Под ред. Ю.К. Васильчука. М.: Географический факультет МГУ, 2013. 216 с.
- Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Буданцева Н.А., Воробьёв С.Н., Кирпотин С.Н., Крицков И.В., Манасыпов Р.М., Покровский О.С., Чиждова Ю.Н. Изотопно-кислородный и дейтериевый состав снежного покрова Западной Сибири на профиле от Томска до Обской губы // Доклады Академии наук. 2016. Т. 471. № 5. С. 770–775.
- Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 63 с.
- Имшенецкий В.В., Орлов Ю.Н. Технология СПГ – перспективный вариант освоения ресурсов газа п-ова Ямал. М., 2005.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Т. 1: Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения / Под общ. ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е. Подборного. Тюмень: ООО “ТюменьНИИгазпрогаз”; СПб.: Недра, 2006. 347 с.
- Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
- Лепокурова О.Е., Иванова И.С., Пыряев А.Н. Использование стабильных изотопов водорода, кислорода и углерода при интерпретации условий формирования поверхностных водных объектов Ямало-Ненецкого автономного округа // Изв. Томского политехнич. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 6. С. 7–19.
- Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Буданцева Н.А., Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Филипов А.С., Чиждова Ю.Н. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 4. С. 467–473.
- Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–68. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-57-68>
- Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Агбалян Е.В., Папина Т.С. Изотопный состав и регионы-источники зимних осадков в Надымской низменности // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 98–108.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2008. 91 с.
- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. С. 60–69.
- Сампионов Р.О., Илатовский Ю.В., Пыстина Н.Б., Баранов А.В. Климат п-ова Ямал и последствия его изменения, осложняющие добычу и транспорт углеводородов // Газовая промышленность. 2010. № 2. С. 82–84.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Рогов В.В. Строение и разновидности подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях

- Западного Ямала (мыс Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 9–22.
- Специализированные массивы для климатических исследований // Электронный ресурс. URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (Дата обращения: 17.03.2025).
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Дейтериевый эксцесс в снеге и ледниках Полярного Урала и ледовых льдах юга Ямала и побережья Байдарцкой губы // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 100–111.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Д.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3 С. 55–66.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-55-66>
- Ala-aho P., Soulsby C., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N., Manasyrov R.M., Loiko S., Tetzlaff D. Using stable isotopes to assess surface water source dynamics and hydrological connectivity in a high-latitude wetland and permafrost influenced landscape // J. Hydrol. 2018. V. 556. P. 279–293.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.024>
- Ala-aho P., Welker J.M., Bailey H., Højlund Pedersen S., Kopec B., Klein E., Mellat M., Mustonen K.-R., Noor K., Marttila H. Arctic Snow Isotope Hydrology: A Comparative Snow-Water Vapor Study // Atmosphere. 2021. V. 12. № 2. 150.
<https://doi.org/10.3390/atmos12020150>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133 P. 1702–1703
<https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology // Meddelelser om Grønland. 1973. V. 197. № 2. P. 49–53.
- IsoMAP – Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction // Электронный ресурс. URL: <https://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html> (Дата обращения: 17.03.2025).
- Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication No. 3 / Eds. H.P. Taylor, Jr., J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. San Antonio: The Geochemical Society, 1991. P. 211–221.
- Hughes A.G., Wahl S., Jones T.R., Zuhr A., Hörhold M., White J.W.C., Steen-Larsen H.C. The role of sublimation as a driver of climate signals in the water isotope content of surface snow: laboratory and field experimental results // The Cryosphere. 2021. V. 15 P. 4949–4974.
<https://doi.org/10.5194/tc-2021-87>
- Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyanagi K., Numaguti A., Yoshida N. Isotopic composition and origin of snow over Siberia // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D13102.
<https://doi.org/10.1029/2004JD005053>
- Previdi M., Smith K.L., Polvani L.M. Arctic amplification of climate change: are view of underlying mechanisms // Environment Research Letters. 2021. V. 16. 093003.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- Lepokurova O.E., Ivanova I.S., Pyryaev A.N. Use of stable isotopes of hydrogen, oxygen and carbon in interpreting the conditions of formation of surface water bodies of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug // Bulletin of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering. 2023. V. 334. № 6. P. 7–19.
- Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication No. 3 / Eds. H.P. Taylor, Jr., J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. San Antonio: The Geochemical Society, 1991. P. 205–210.
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? // Climate Past. 2014. № 10. P. 377–392.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // Water Resources Research. 2001. V. 37. № 3. P. 759–769.
- Water Isotope System for Electronic Retrieval (WISER), its central data hub for isotope and geochemical data in hydrology // Электронный ресурс. URL: <https://nucleus.iaea.org/wiser/explore/> (Дата обращения: 17.03.2025).

Citation: *Fakashchuk N.Yu., Opokina O.L., Khomutov A.V., Dvornikov Yu.A. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of snow cover on the Yamal Peninsula. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 461–475. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030087*

Isotopic Composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of Snow Cover on the Yamal Peninsula

© 2025 N.Yu. Fakashchuk^{a,#}, O.L. Opokina^a, A.V. Khomutov^a, Yu.A. Dvornikov^{b,c}

^aEarth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

^bSmart Urban Nature laboratory, RUDN University, Moscow, Russia

^cLaboratory of carbon monitoring in terrestrial ecosystems, Institute of physicochemical and biological problems of soil science, RAS, Pushchino, Russia

[#]e-mail: n.yu.fakashchuk@yandex.ru

Received March 17, 2024; Revised May 24, 2025; Accepted June 26, 2025

Two field campaigns to study snow cover on the territory of the Yamal Peninsula were undertaken in the spring of 2017–2019 by the scientists of the Earth Cryosphere Institute. One of the study topics was isotopic composition of snow cover and its changes under the influence of external factors. The average values of the snow water isotopes are $\delta^{18}\text{O} = -20.207 \pm 3.3\text{‰}$ and $\delta\text{D} = -152.677 \pm 23.8\text{‰}$. The linear regression equation for snow cover of the study area is $\delta^2\text{H} = 6.8\delta^{18}\text{O} - 15.5$. Deuterium excess has an average value of 9.6‰ with a range of 27.5‰. The isotopic composition of fresh and old snow in high-latitude areas has clear differences. Old snow has higher values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$; lower values of slope of the regression line and intercept. The isotopic composition of the snow cover does not depend on the location of the sampling points on the peninsula and depends rather on the height and density of the snow cover. The dependencies of the isotopic composition of fresh snow on weather characteristics were confirmed according to weather station data in Salekhard in 1996–2000. The deeper parts of the snow profiles have higher $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values than the upper ones. The average difference between the horizons was 2.83‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 20.17‰ for δD . The equation of the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the deeper horizons has a lower slope and intercept values, as a result of deep hoar horizon metamorphism. The isotopic composition of snow lying on the lake ice surface is heavier than on the soil surface due to its lower height and the influence of lake water during uneven freezing of the water.

Keywords: water isotopes, snow cover, Yamal Peninsula, tundra

REFERENCES

- Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Yu.A., Fakashchuk N.Yu., Khairullin R.R., Khomutov A.V.* Activation of cryogenic processes in Central Yamal because of Regional and Local change in climate and thermal state of permafrost. *Meteorologia i Gidrologia*. Russian Meteorology and Hydrology. 2019, 44 (4): 283–290. <https://doi.org/10.3103/S1068373919040083> [In Russian].
- Borodulina G.S., Tokarev I.V., Levichev M.A.* Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of the snow cover of Karelia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 521–532. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040105> [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K.* Isotopno-kislorodny sostav podzemnykh ldov (opyt paleogeocriologicheskikh reconstructsii) Isotope-oxygen composition of underground ice (experience of paleogeocryologic reconstructions). Moscow: Publishing House of the Russian Academy of Sciences, 1992, 1: 420 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Papesh V.* Trend of isotopic composition of individual winter snowfall in northeastern Europe. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2005, 9 (3): 81–87 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K., Chizhova Ju.N.* Izotopnye metody v geografii. Ch. 3. Geokhimiya stabil'nykh izotopov atmosfery i gidrosfery. Isotope ratios in the environment. Pt. 3. Geochemistry of stable isotopes in the atmosphere and hydrosphere. Moscow: MSU, 2013: 216 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Budantseva N.A., Vorobyov S.N., Kirpotin S.N., Kritskov I.V.*

- Manasypov P.M., Pokrovsky O.S., Chizhova Yu.N. Isotope-oxygen and deuterium composition of the snow cover of Western Siberia on a profile from Tomsk to the Ob Bay. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2016, 471 (5): 770–775 [In Russian].
- Ekaikin A.A. *Stabilie isotopy vody v gliyatsiologii I paleogeographii*. Stable isotopes of water in glaciology and paleogeography. Saint Petersburg: AARI, 2016: 63 p. [In Russian].
- Imshenetskiy V.V., Orlov Yu.N. *SPG tehnologii perspektivnie variant razrabotki gazovykh mestorogdenii na poluostrove Jamal*. LNG technology is a promising option for developing gas resources of the Yamal Peninsula. Moscow, 2005 [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Gordienko F.G. *Isotopnaia i geokhimicheskaya gliatsiologia*. Isotope and geochemical glaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Ju.K., Krylov G.V. (Eds). *Criosfera neftegazovykh mestorogdenii na poluostrove Jamal. Ch. I: Criosfera Kharasaveiskogo mestorogdenia*. Cryosphere of oil and gas condensate fields of the Yamal Peninsula: V. 1: Cryosphere of the Kharasaveyskoye gas condensate field. Tyumen: OOO "TyumenNIIgiprogaz"; Saint Petersburg: Nedra, 2006: 347 p. [In Russian].
- Kritsuk L.N. *Podzemniy led Zapadnoy Sibiri*. Underground Ice of Western Siberia. Moscow: Scientific World, 2010: 352 p. [In Russian].
- Lepokurova O.E., Ivanova I.S., Pyryaev A.N. Using Stable Isotopes of Hydrogen, Oxygen, and Carbon in Interpreting the Conditions of Formation of Surface Water Bodies in the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. *Bulleten' Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta*. Bulletin of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering. 2023, 334 (6): 7–19 [In Russian].
- Lisitsyn A.P., Vasilchuk Yu.K., Shevchenko V.P., Budantseva N.A., Krasnova E.D., Pantyulin A.N., Filippov A.S., Chizhova Yu.N. Isotope-oxygen composition of water and snow-ice cover of separating reservoirs at different stages of isolation from the White Sea. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2013, 449 (4): 467–473 [In Russian].
- Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Yu., Papina T.S. Isotopic composition of winter precipitation and snow cover in the Altai foothills. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 57–68. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-57-68> [In Russian].
- Malygina N.S., Eirikh A.N., Agbalyan E.V., Papina T.S. Isotopic composition and source regions of winter precipitation in the Nadym Lowland. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 98–108 [In Russian].
- Otsenochinii doklad klimaticheskikh izmenenii i ikh posledstviy na territorii Rossii. Assessment report on climate change and its consequences in the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2008: 91 p. [In Russian].
- Papina T.S., Malygina N.S., Eirich A.N., Galanin A.A., Zheleznyak M.N. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, 21 (2): 60–69 [In Russian].
- Sampsonov R.O., Ilatovsky Yu.V., Pystina N.B., Baranov A.V. Climate of the Yamal Peninsula and the consequences of its change, complicating the production and transportation of hydrocarbons. *Gazovaya promyshlennost'*. Gas Industry. 2010, 2: 82–84 [In Russian].
- Slagoda E.A., Opokina O.L., Kurchatova A.N., Rogov V.V. Structure and varieties of underground ice in the Upper Neopleistocene-Holocene deposits of Western Yamal (Cape Marre-Sale). *Criosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2012, 16 (2): 9–22 [In Russian].
- Spetsializirovannyye massivy dlya klimaticheskikh issledovaniy. Specialized arrays for climate research: Electronic data. Retrieved from: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (Last access: March 17, 2025) [In Russian].
- Chizhova Yu.N., Vasilchuk Yu.K. Deuterium excess in snow and glaciers of the Polar Urals and massive ice in the south of Yamal and the coast of Baydaratskaya Bay. *Arctica i Antarctica*. Arctic and Antarctic. 2017, 2: 100–111 [In Russian].
- Chizhova J.N., Vasilchuk J.Y., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Golovanov D.L., Sorokina O.I., Stanilovskaya J.V., Vasil'chuk Yu.K. Isotope composition of snow cover in the Lake Baikal area. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 55–66. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-55-66> [In Russian].
- Ala-aho P., Soulsby C., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N., Manasypov R.M., Loiko S., Tetzlaff D. Using stable isotopes to assess surface water source dynamics and hydrological connectivity in a high-latitude wetland and permafrost influenced landscape. *J. Hydrol.* 2018, 556: 279–293 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.024>
- Ala-aho P., Welker J.M., Bailey H., Højland Pedersen S., Kopeck B., Klein E., Mellat M., Mustonen K.-R., Noor K., Marttila H. Arctic Snow Isotope Hydrology: A Comparative Snow-Water Vapor Study. *Atmosphere*. 2021, 2: 150. <https://doi.org/10.3390/atmos12020150>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703 <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology // *Meddelelser om Gronland*. 1973, 197 (2): 49–53.
- IsoMAP – Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction: Electronic data. Retrieved from: <https://wateriso.utah.edu>

- edu/waterisotopes/index.html (Last access: March 17, 2025).
- Friedman I., Benson C., Gleason J.* Isotopic changes during snow metamorphism. In: H.P. Taylor, Jr., J.R. O'Neil, I.R. Kaplan (Eds). *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publication No. 3. San Antonio: The Geochemical Society, 1991: 211–221.
- Hughes A.G., Wahl S., Jones T.R., Zuhr A., Hörhold M., White J.W.C., Steen-Larsen H.C.* The role of sublimation as a driver of climate signals in the water isotope content of surface snow: laboratory and field experimental results. *The Cryosphere*. 2021, 15: 4949–4974. <https://doi.org/10.5194/tc-2021-87>
- Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyangi K., Numaguti A., Yoshida N.* Isotopic composition and origin of snow over Siberia. *J. Geophys. Res.* 2005, 110: D13102. <https://doi.org/10.1029/2004JD005053>
- Previdi M., Smith K.L., Polvani L.M.* Arctic amplification of climate change: are view of underlying mechanisms. *Environ. Res. Lett.* 2021, 16: 093003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- Lepokurova O.E., Ivanova I.S., Pyryaev A.N.* Use of stable isotopes of hydrogen, oxygen and carbon in interpreting the conditions of formation of surface water bodies of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. *Bulletin of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering*. 2023, 334 (6): 7–19.
- Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I.* Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks. In: H.P. Taylor, J.R. O'Neil and I.R. Kaplan (Eds). *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publication No. 3. San Antonio: The Geochemical Society, 1991: 205–210.
- Steen-Larsen H.C., Masson-Delmotte V., Hirabayashi M., Winkler R., Satow K., Prié F., Bayou N., Brun E., Cuffey K.M., Dahl-Jensen D., Dumont M., Guillevic M., Kipfstuhl S., Landais A., Popp T., Risi C., Steffen K., Stenni B., Sveinbjörnsdóttir A.E.* What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? *Clim. Past*. 2014, 10: 377–392. <https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E.* Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*. 2001, 37(3): 759–769.
- Water Isotope System for Electronic Retrieval (WISER), its central data hub for isotope and geochemical data in hydrology: Electronic data. Retrieved from: <https://nucleus.iaea.org/wiser/explore/> (Last access: March 17, 2025).

ИЗМЕНЕНИЕ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В XXI ВЕКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОЕКТА CMIP6

© 2025 г. С. В. Цедрик^{1,2,*}, Р. И. Май^{2,3}

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Крыловский научный центр, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sofikotse@gmail.com

Поступила в редакцию 19.03.2025 г.

После доработки 17.06.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Проводится расчёт приведённой ледовитости морей Российской Арктики на основе спутниковых данных, а также результатов моделей проекта CMIP6 MPI-ESM1-2-HR и AWI-CM-1-1-MR. На основании сопоставления основных статистических характеристик полученных рядов за 2015–2023 годы оцениваются различия между данными моделирования и дистанционного зондирования, предлагается выбор оптимального сценария для исследования возможных изменений ледовитости.

Ключевые слова: приведённая ледовитость, MPI-ESM1-2-HR, AWI-CM-1-1-MR, CMIP6

DOI: 10.7868/S2412376525030092

ВВЕДЕНИЕ

Динамика состояния морского льда в настоящее время вызывает существенный научный интерес, особенно на фоне отмечающихся в последние десятилетия отрицательных трендов для целого ряда параметров, характеризующих состояние ледяного покрова, таких как площадь, толщина, объём морского льда и др. (см., например, Шапкин и др., 2021).

Кроме того, понимание возможных сценариев изменения состояния ледяного покрова на протяжении XXI века критически важно для определения траектории развития транспортного и ледокольного судостроения и навигации по Северному морскому пути. Данные о сплочённости и толщине льда, служащие основой для исследования возможности прохода, навигационных окон и скорости судов при заданных условиях, могут быть получены с использованием аппроксимации эволюции ледяного покрова линейным или полиномиальным трендом либо стохастическим генератором. Однако в настоящее время, при широком развитии климатических моделей,

их ресурсы могут быть применены для получения более подробных данных о ледяном покрове за большие временные отрезки, вплоть до конца XXI века, что представляет значительный интерес для долгосрочного планирования.

Создаваемые климатические модели — общепланетарные, поэтому оценке их соответствия реальным данным в полярных областях должно быть уделено особое внимание. Данные и результаты моделирования определяются как характеристиками модели, так и сценарием — начальными данными и форсингом, поэтому представляется рациональным сфокусироваться на выборе их оптимальной комбинации.

Одним из показателей, позволяющих оценить состояние и изменчивость ледяного покрова в целом, является ледовитость, которая определяется как отношение занятой льдом площади к общей площади акватории. Простота расчёта показателя и возможность оценить его с использованием данных из различных источников обуславливает активное использование ледовитости в исследовательской работе.

В статье (Холопцев, Кононова, 2017) рассматривается соотношение изменений ледовитости и вариаций атмосферного давления в Арктике с выявлением районов, где повышение или снижение ледовитости статистически значимо связано с перемещением элементарных циркуляционных механизмов и соответствующим изменением преобладающих направлений ветра и дрейфа льда. Аналогичная работа проведена в статье (Mouél et al., 2021) с использованием данных серии микроволновых радиометров (Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) (F8, F11, F13, F15 Special Sensor Microwave Imagers (SSM/I), F17 Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSM/I/S)) и применением гармонического анализа, где изучена связь атмосферного давления с колебаниями ледовитости и выявлена обратная связь. В статье (Chen et al., 2021) это сделано для различных метеорологических и океанологических параметров. Влияние атмосферного давления и температуры на ледовитость исследовано с применением корреляционного анализа в работе (Sorteberg, Kvingedal, 2006).

В исследованиях ледовитости применяются спутниковые данные, что решает ряд имеющихся проблем: охват данными значительных территорий, равномерный временной охват, высокая точность привязки местоположения, возможность оперативного использования. Однако дистанционное зондирование Земли (далее — ДЗЗ) связано с появлением новых типов ошибок. В работе (Wernecke et al., 2024) оценены неопределённости спутникового пакета ESA Sea Ice Climate Change Initiative Sea Ice Concentration Climate Data, основанного на данных AMSR-E и AMSR-2 с разрешением 50 км (версия 2.1). В статье (Романюк, Журавлёв, 2013) проводятся аналогичные работы для Охотского и Японского морей. Для оценки точности значений ледовитости, полученных по неконтактным измерениям, составляется единый ряд данных ледовых авиаразведок и зондирования спутниками серий NOAA, “Метеор”, “Космос” за период совместного выполнения (1970–1992).

Отмечено, что спутниковые данные имеют значительные отличия от данных авиаразведок, особенно в сезоны сильных штормов. Корреляционный анализ показал, что ряды ледовитости, рассчитанные по двум источникам данных, слабо скоррелированы в Японском море и хорошо — в Охотском. Выяснено, что при использовании продолжительных рядов наблюдений,

выполненных разными методами, для корректного анализа необходимо рассчитать и ввести поправочные коэффициенты. Исследование с применением ДЗЗ также проведено в работе (Шапкин и др., 2021), где использовались данные многоканальных микроволновых радиометров SSMR-SSM/I-SSM/I-SSM/I/S Национального центра данных по льду и снегу США. Авторы подтверждают общий отрицательный тренд ледовитости в Арктике, выделяют циклические колебания ледовитости с периодом в несколько лет и отмечают значительное усиление межгодовых колебаний с 2004 по 2006 г. Аналогичные данные использовались в статье (Lopes et al., 2023), где с применением преобразования Фурье и SSA-анализа определяется связь ледовитости с астрономическими параметрами и индексом АМО (Atlantic multidecadal oscillation, Северо-атлантическая осцилляция). В работе (Вязигина и др., 2021) с помощью расчёта спектральной плотности и кросскорреляционных матриц оценивается вклад различных предикторов в изменение ледовитости, а в (Лис и др., 2023) аналогичная работа выполняется с помощью построения линейной регрессии.

Ещё один источник данных о ледовитости различных регионов — разные климатические модели, в частности модели пятой и шестой фаз проекта CMIP. Работа (Крашенинников, Крашенинникова, 2019) посвящена корреляционному сравнению расчётов ледовитости по данным моделей GFDL-CM3, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-MR, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-LR и HadGEM2-AO CMIP5 с данными контактных наблюдений за период с 1900 по 2014 г., а также сравнению их полиномиальных трендов пятого порядка. Выяснено, что смоделированные значения значительно отличаются от реальных данных. Например, по модельным данным, в начале 2000-х годов наблюдалось увеличение ледовитости Баренцева моря, в то время как в реальности происходило её сокращение. Модели GFDL-CM3, MPI-ESM-LR и MPI-ESM-MR оказались наиболее точными и могут быть применены для дальнейших исследований.

Дополнительно оценены связи температуры поверхности и ледовитости Баренцева моря с АМО. В статье (Song, 2016) исследуется сентябрьская ледовитость по данным 30 моделей проекта CMIP5 и соотношение её вариативности с изменчивостью объёма морского льда. Один из основных результатов — выявление отрицательного тренда, интенсифицирующегося в последние двадцать лет.

Отмечено, что в некоторых публикациях понятие “ледовитость” используется не в строгом соответствии с терминологией, а как синоним к площади ледяного покрова или ледовым условиям, как, например, в (Матвеева и др., 2020), где проанализирована связь площади арктических льдов с рядами температур на полярных станциях.

Основная задача работы – верификация данных моделей проекта CMIP6 (MPI-ESM1-2-HR и AWI-CM-1-1-MR) по спутниковым данным, выбор оптимальных реализаций для заданных регионов и оценка возможных изменений ледовитости в течение XXI века.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для расчёта ледовитости выбраны модели из шестой фазы проекта CMIP, спутниковые данные NSIDC и OSISAF.

Проект CMIP6. Международный проект для сравнения объединённых моделей атмосферы, океана и морского льда CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) был создан в 1995 г. рабочей группой по моделированию WGCM (Working Group on Coupled Modelling) Всемирной программы климатических исследований WCRP (World Climate Research Programme) для калибровки, сравнения и усовершенствования создаваемых моделей. Возможность сравнения обеспечивается созданием реализаций моделей в соответствии с обязательными экспериментами с фиксированными граничными условиями. В настоящее время самая современная (шестая) фаза проекта объединяет более 60 моделей, включая разные версии одной модели, и продолжает развиваться. Данные моделирования, как отдельно для каждого источника, так и в составе ансамблей, активно используются в климатологии, гидрологии, океанологии, экологии и социальной географии.

Основной набор данных по ледовым условиям, предоставляемый большинством моделей проекта CMIP, составляют сплочённость и толщина льда, толщина снега на льду и составляющие скорости дрейфа. Однако только две модели, MPI-ESM1-2-HR и AWI-CM-1-1-MR, дают суточные данные с пространственным разрешением не хуже 50×50 км. Выбор ограничений для временной и пространственной дискретности основан на характерном времени изменения характеристик ледяного покрова порядка трёх дней и необходимостью использовать данные

с максимально подробной пространственной сеткой для разрешения отдельных участков судоходных трасс, в частности проливов.

Модель MPI-ESM1-2-HR (далее – MPI) предоставляет данные по 135 вертикальным горизонтам – 95 атмосферным и 40 океаническим, представляя собой объединение атмосферной модели ECHAM6.3 и модели океана и морского льда MPIOM. Модель создана в 2013 г. институтом Макса Планка (Германия) с разрешением для ледовых данных 50 км.

AWI-CM-1-1-MR (далее – AWI) выпущена в 2018 г. немецким институтом Альфреда Вегенера. Модель включает 141 горизонт (95 океанических и 46 атмосферных), объединяя атмосферную модель ECHAM6.3.04p1 и модель океана и морского льда FESOM1.4. Разрешение для ледовых данных составляет 25 км.

Реализация моделей происходит по нескольким основным траекториям SSP (Shared Socioeconomic Pathways), которые представляют собой прогноз социально-экономических трансформаций общества к 2100 г. Они варьируются от перехода к малой энерго- и ресурсоёмкости (SSP1) до стремительного экономического роста, основанного на эксплуатации богатых, прежде всего топливных, месторождений (SSP5) (Riahi et al., 2017). Их основная идея – прогнозирование концентрации парниковых газов и климатических изменений, вызванных трансформациями в экономике и социуме. В наименовании отдельных сценариев применяется значение радиационного форсинга, показывающее, насколько увеличится количество энергии на единицу земной площади при соответствующих условиях. Для реализации большинства моделей применяются четыре сценария: SSP1-2.6, в котором предполагается изменение технологий производства для перехода к меньшему потреблению энергии и ресурсов (к 2100 г. радиационный форсинг составит 2.6 Вт/м^2); SSP2-4.5 – характеризуется стремлением к достижению целей устойчивого развития, однако менее удачным, чем в предыдущем сценарии; SSP3-7.0 – отличается усилением регионального неравенства и проблемами с экологической ситуацией в отдельных регионах; SSP5-8.5 – предполагает переход к экономическому благосостоянию за счёт разработки богатых сырьевых, в основном топливных, месторождений. Радиационный форсинг, достигаемый в этих сценариях к концу XXI века, составляет 4.5, 7.0 и 8.5 Вт/м^2 . В дальнейшем сценарии пронумерованы как 126, 245, 370 и 585 соответственно.

Спутниковые данные. NSIDC. Архив Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center, далее NSIDC) содержит пакеты данных по различным ледовым характеристикам — сплочённости, возрасту и дрейфу льда. Самые ранние из предоставляемых данных датируются 1978 г.

Применяемый пакет данных содержит информацию о сплочённости льда за период с 26.10.1978 по 31.06.2023 г. Пространственная дискретность — 25×25 км, временная — 1 сутки. Данные собраны сенсорами SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), SSMI/S (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) на спутниках программы DMSP (Defense Meteorological Satellite Program), а также на спутнике Nimbus-7.

Спутниковые данные. OSISAF. Этот архив Системы спутникового наблюдения за океаном и морским льдом Европейского метеорологического агентства (Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility, далее OSISAF) содержит пакеты данных по сплочённости, возрасту и дрейфу льда, положению ледовой кромки, по такому комплексному параметру, как ледовый индекс, начиная с 1978 г.

Используемый пакет данных (код продукта OSI-401-d) предоставляет информацию о сплочённости льда за период с 1 марта 2005 г. по настоящее время. Пространственная дискретность — 10×10 км, временная — 1 сутки. Данные собраны сенсором SSMI/S на спутниках программы DMSP.

Методика расчёта ледовитости. На основе имеющегося массива данных рассчитывались ряды ледовитости (учитывалась площадь льда, сплочённого до 10 баллов, т.е. суммарная площадь всех льдин без водного пространства между ними) для морей российской Арктики. Для задания полигонов, оконтуривающих исследуемый район, использовались границы соответствующих морей, принятые Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом. Западный сектор включает Баренцево и Карское моря, восточный — море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Таким образом, получено десять рядов ледовитости — спутниковые ряды NSIDC (26.10.1978–31.06.2023), OSISAF (19.09.2016–19.10.2023) и модельные ряды AWI и MPI (01.01.2015–31.12.2021) по каждому сценарию для каждого из морей. Промежуток времени с совместным представлением данных всех источников — 19.09.2016–31.06.2023.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Проведение сравнения путём линейного корреляционного анализа представляется неинформативным в связи с возможным формированием ложной корреляции, обусловленной сезонным ходом. Поэтому для сравнения рядов данных применялись основные статистические характеристики (среднее, среднееквадратическое отклонение (СКО), размах) и автокорреляционный анализ. Дополнительно рассчитывалась среднееквадратическая ошибка модельных рядов относительно ряда NSIDC, выбранного как более близкий по пространственному разрешению к модельным данным.

В целом, климатические модели воспроизводят сезонный ход ледовитости и ежемесячные средние значения, наибольшее расхождение рядов наблюдается в зимний период и составляет не более 10%. Модели завышают значения среднееквадратического отклонения, в особенности в периоды таяния и нарастания льда, месяцы максимального отклонения для спутниковых и модельных рядов не совпадают между собой (рис. 1). Остальные рассчитанные характеристики представлены в табл. 1 и 2.

Отмечено, что коэффициенты тренда большей частью невелики и не являются статистически значимыми (см. табл. 2, значимые коэффициенты отмечены звёздочкой). Таким образом, выбор сценариев по коэффициентам тренда затруднён. При расчётах близкие сценарии определялись как сценарии с минимальной взвешенной суммой отклонений коэффициентов трендов от соответствующих им по натурным данным, причём разности коэффициентов в случае совпадения значимый/значимый или незначимый/незначимый коэффициент тренда имели больший вес. Для всей Российской Арктики наиболее предпочтительным выбраны сценарии AWI126, AWI585 и MPI585 как более близкие по значениям коэффициентов. Однако и они имеют серьёзные отличия, в частности статистически значимые тренды, не зафиксированные по спутниковым данным.

Для оценки близости средних значений и дисперсий дополнительно использовалась проверка гипотез с помощью t -критерия Стьюдента и f -критерия Фишера соответственно, показывающих, являются ли статистически значимыми различия между характеристиками для сравниваемых рядов. В обоих случаях в качестве нулевой гипотезы устанавливалось утверждение о статистической незначимости различий между

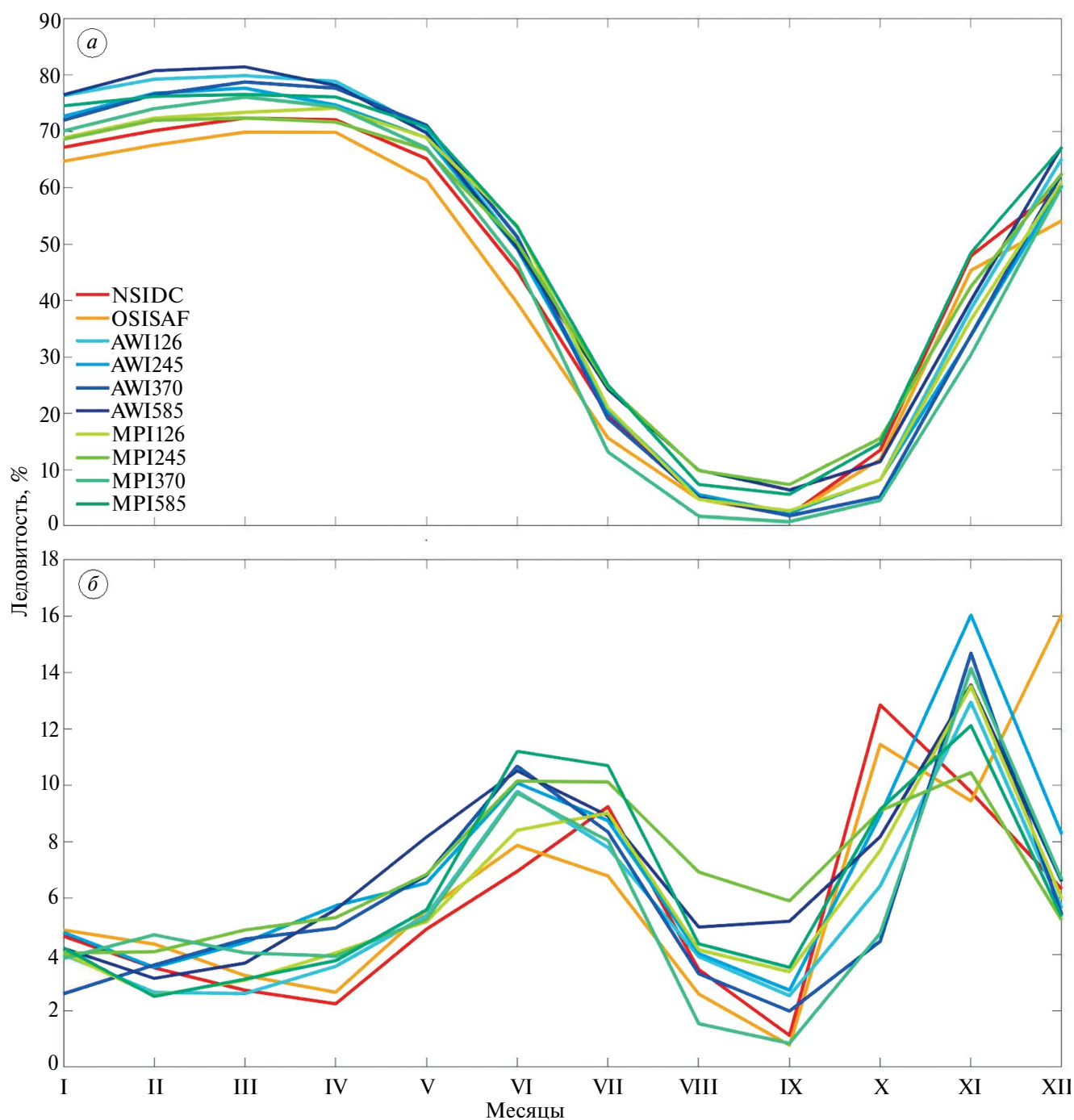


Рис. 1. Среднее (а) и среднее квадратическое отклонение (б) приведённой ледовитости по спутниковым и модельным данным по различным сценариям

Fig. 1. Mean (a) and standard deviation (б) of the reduced iciness according to satellite and model data for various scenarios

исследуемой характеристикой ряда NSIDC (выбранного для оценки за счёт близости пространственного разрешения к моделям) и модельного ряда, уровень значимости 0.95. Отобранные сценарии для этого и остальных способов оценки указаны в табл. 3. Расчёты, описанные для общей

акватории Российской Арктики, выполнены для каждого из морей в отдельности и для западного, и восточного секторов. Значительный объём полученных таблиц не позволяет привести их полностью, поэтому в статье вынесены исключительно выбранные сценарии (см. табл. 3).

Таблица 1. Рассчитанные статистические характеристики ледовитости за период пересечения данных

Показатели	NSIDC	OSI SAF	AWI 126	AWI 245	AWI 370	AWI 585	MPI 126	MPI 245	MPI 370	MPI 585
Минимум, %	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Максимум, %	78	77	87	85	86	90	84	82	83	82
Среднее, %	46	43	49	47	47	50	46	48	44	51
СКО, %	27	26	30	30	30	29	28	26	30	28
Интервал корреляции, сут.	40	39	42	43	42	41	41	41	42	40
Среднеквадратическая ошибка, %	—	—	9.1	10.0	9.9	10.7	8.3	8.4	9.8	9.1

Таблица 2. Коэффициенты тренда по всей российской Арктике, %/год

Месяцы	NSIDC	OSI SAF	AWI126	AWI245	AWI370	AWI585	MPI126	MPI245	MPI370	MPI585
Январь	0.8*	0.9*	0.8*	−1.7	0.4	0.6	−1.6	−1.6	−1.4	1.3
Февраль	0.4	0.6	0.9*	−1.5	0.8*	−0.2	−0.6	−1.8	−1.7	0.9*
Март	0.1	0.4	0.8*	−1.7	1.4	−0.8*	−0.9*	−1.8	−1.1	1.3
Апрель	0	0	1.2	−1.9	1.5	−1.5	−1.5	−2.0	−1.2	1.0
Май	−0.1	−0.4	0.9*	−1.2	2.0	−1.9	−1.8	−2.6	−1.2	1.7
Июнь	−0.3	−0.3	0.8*	−1.0	1.6	−2.1	−0.3	−3.2	−0.4	0.6
Июль	−2.3	−1.7	−2.6	−2.4	−2.1	−3.1	−2.5	−4.4	−1.4	−2.8
Август	−0.4	−0.4	−1.5	−0.3	−0.8*	−1.2	−0.3	−2.3	−0.1	−1.3
Сентябрь	0	0	−1.1	−0.4	−0.5	0.3	0.3	−1.5	−0.1	−0.6
Октябрь	0.6	0.6	−1.5	−2.0	−1.0	0.4	0.3	−2.3	−0.5	−1.0
Ноябрь	1.9	1.6	−0.4	−4.2	−2.2	0.2	−2.4	−2.0	−2.3	0.3
Декабрь	1.2	4.1	0.2	−2.7	−0.1	0.4	−1.9	−1.4	−1.5	1.7

С использованием подборки сценариев (см. табл. 3) обобщены полученные результаты. Отмечено более качественное отображение и меньший разброс характеристик, в особенности среднеквадратического отклонения, для морей восточного сектора, менее подверженных синоптической изменчивости. В целом, за исключением отдельных сценариев, климатические модели достаточно точно отображают изменения ледовитости. Наиболее сложными в воспроизведении для моделей являются тренды, большей частью малые по абсолютной величине и незначимые. Они практически не воспроизводятся в расчётах; более того, моделирование по отдельным сценариям даёт дополнительные значимые тренды там, где они не прослеживаются по спутниковым данным. Это, однако, может быть связано с короткой длиной сравниваемых рядов.

Обе модели, особенно модель AWI, имеют тенденцию к завышению интервала корреляции (временного лага, при котором значение автокорреляционной функции равно 0.7), что указывает на менее выраженную изменчивость ледовитости по сравнению со спутниковыми данными. Средние значения и дисперсия отображены моделями достаточно точно, однако в ряде сценариев различия со спутниковыми данными статистически значимы.

Подборка сценариев также указывает, что значительной разницы между качеством обеих моделей нет. На основании частоты встречаемости сценариев (см. табл. 3) были выбраны сценарии, представляющие наиболее предпочтительными для каждой из рассматриваемых акваторий. Эти сценарии приводятся в табл. 4.

Таблица 3. Выбранные сценарии климатических моделей проекта CMIP-6 для разных акваторий

Акватории	Основные статистические характеристики рядов	Интервал корреляции	Тест Стьюдента	Тест Фишера	Тренд	Ошибки
Все моря	MPI126 MPI245	AWI585 MPI126 MPI245 MPI585	AWI126 MPI370	AWI126 AWI370 AWI585 MPI	AWI126 AWI585 MPI585	MPI126 MPI245
Западный сектор	MPI370	AWI370	AWI245	AWI126 MPI370	AWI370	AWI370 MPI126
Восточный сектор	MPI585	AWI126	AWI370 MPI126	MPI126	AWI370	MPI245
Море Лаптевых	AWI126 MPI585	MPI126 MPI245	AWI126 AWI370	AWI245 AWI370 AWI585 MPI370	AWI126 AWI370 MPI585	MPI585
Восточно-Сибирское море	MPI245 MPI370 MPI585	MPI585	AWI370 MPI585	AWI126 AWI245 AWI370 MPI126 MPI245 MPI370	MPI126 MPI585	AWI370 MPI126 MPI585
Чукотское море	MPI126 MPI245	MPI245	AWI126 AWI585	MPI126 MPI370	AWI370 MPI126 MPI370 MPI585	MPI126 MPI245 MPI585

Таблица 4. Выбранные сценарии для различных акваторий

Все моря	MPI26 MPI245
Западный сектор	AWI370 MPI370
Восточный сектор	AWI370 MPI126
Баренцево море	MPI370
Карское море	AWI126 MPI245
Море Лаптевых	AWI126 AWI370 MPI585
Восточно-Сибирское море	MPI585
Чукотское море	MPI126 MPI245 MPI585

В ходе работы выполнен прогноз изменения ледовитости на протяжении XXI века по различным сценариям, представленный на рис. 2.

Выполненный прогноз показывает, что практически по всем сценариям наблюдается сокращение ледовитости к концу XXI века с различными темпами, большими у сценариев модели AWI, нежели у соответствующих им сценариев MPI, вплоть до падения ледовитости более чем

в два раза. Существенное сокращение прослеживается для сценариев 370 и 585 обеих моделей, для сценариев 245 и 126 разница между состояниями на начало и конец века составила порядка 10% и первых процентов соответственно. Различия между сценариями модели AWI невелики до 2050-х годов, размах сценариев не превышает 10% и накапливается во второй половине века. В модели MPI наблюдаются большие колебания ледовитости внутри одного сценария и, соответственно, больший размах между сценариями уже в начале века. Выбранные наиболее оптимальными сценарии демонстрируют относительно небольшое уменьшение ледовитости арктических морей и существенный размах межгодовых колебаний ледовитости, уменьшающийся к концу века. В марте по обоим сценариям ледовитость будет не ниже 60% до конца XXI века, но в то же время не превысит 90%. В сентябре, в период минимального развития ледяного покрова, по модели AWI по всем сценариям нулевая ледовитость устойчиво достигается уже к 2040-м годам, исключение в отдельные периоды составляет реализация AWI126. По данным модели MPI нулевая ледовитость устойчиво достигается в сентябре

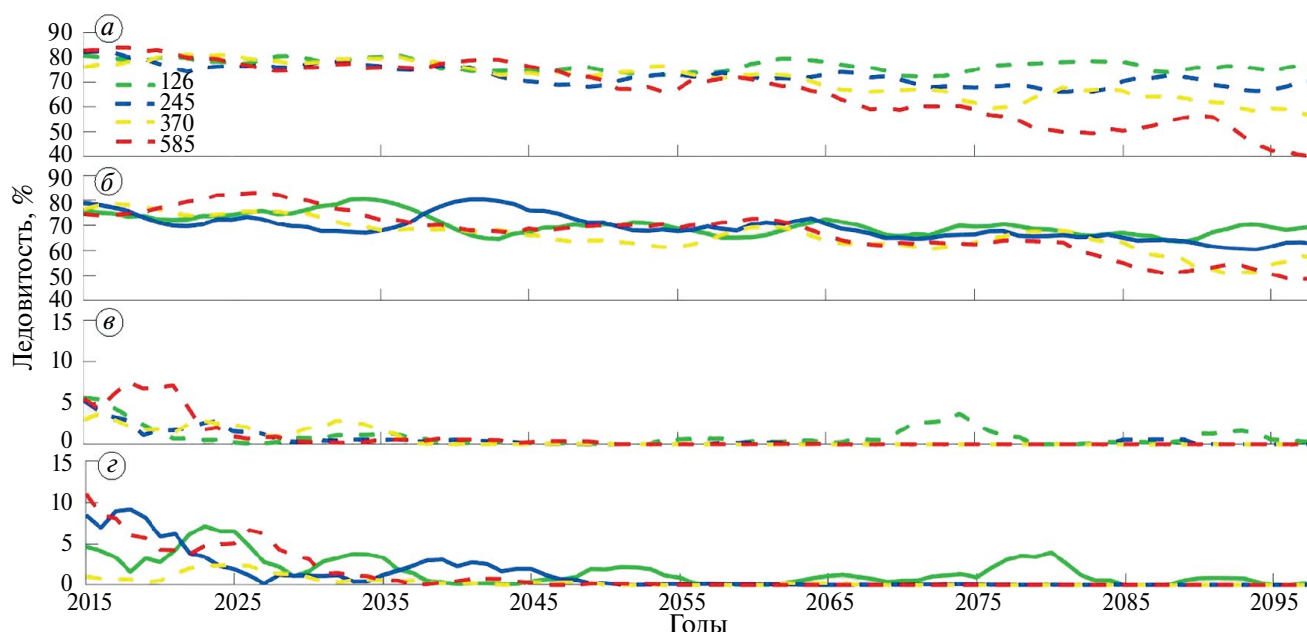


Рис. 2. Прогноз средней ледовитости в российской Арктике в марте (а, б) и сентябре (в, г) по различным сценариям моделей AWI (а, в) и MPI (б, г) (выбранные сценарии выделены сплошной линией)

Fig. 2. Forecast of average ice cover in the Russian Arctic in March (a, б) and September (в, г) according to various scenarios of the AWI (a, в) and MPI (б, г) models (selected scenarios are highlighted with a solid line)

по сценариям 370 и 585, по одному из выбранных сценариев (245) нулевая ледовитость устойчиво достигается к 2050-м годам, по сценарию 126 нулевая ледовитость достигается только на промежутках в несколько лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существующие на данный момент статистические закономерности изменения ледовитости, основанные, например, на полиномиальной аппроксимации диагностических данных (Макаров и др., 2022), не могут удовлетворительно применяться для моделирования климатических изменений. Для таких задач наиболее подходящими оказываются результаты численного математического моделирования климата при заданных сценариях изменения естественных и антропогенных факторов. Результаты таких моделей представлены в рамках международного проекта CMIP6, которые часто используются при изучении климатической изменчивости различных метеорологических параметров (Latonin et al., 2024). При этом ледяной покров, воспроизведённый климатическими моделями, как правило, выпадает из круга интересов исследователей.

В статье восполнен пробел в оценке качества воспроизведения состояния ледяного покрова на основе сравнения перекрывающихся спутниковых и модельных рядов ледовитости. Из проекта CMIP6 выбраны две модели — MPI-ESM1-2-HR и AWI-CM-1-1-MR, предоставляющие ежесуточные данные с пространственным разрешением не хуже 50×50 км, что позволит впоследствии использовать данные при исследовании проходимости морских путей. Получены статистические оценки натурных и модельных рядов ледовитости, позволяющие выявить реализации моделей, наиболее точно воспроизводящие определённое свойство ряда натурных данных.

Результаты показали, что на степень соответствия с данными наблюдений влияет не только сценарий (траектория SSP), но и особенности реализации климатической модели. В частности, на начало века выбранные реализации MPI26, MPI245 имеют значения ледовитости на 3–7% ниже, а сокращение относительно начального положения примерно в два раза большее, чем в соответствующих им сценариях модели AWI. Это свидетельствует о том, что для каждой прикладной задачи оценки изменчивости навигационных условий следует выбирать не сценарий, а конкретную реализацию климатической модели.

На основании совместной оценки рассчитанных статистических характеристик выявлены реализации, в целом наиболее точно отображающие спутниковые данные: реализации МР126 и МР1245 для всех морей Российской Арктики.

По этим реализациям, выбранным как наиболее близкие к натурным данным, значения ледовитости испытывают колебания с размахом до 10% в первые несколько десятилетий, после чего выравниваются. Ледовитость в период наибольшего развития ледяного покрова сократится на 5% по реализации МР126 и на 16% по реализации МР1245. В сентябре, согласно одной из выбранных реализаций, можно предполагать очищение морей Российской Арктики ото льда к середине века (МР1245), согласно другой — освобождение ото льда в отдельные годы.

Физически обоснованные и верифицированные результаты климатического моделирования характеристик ледяного покрова необходимы для различных прикладных задач, в том числе для стратегического планирования развития транспортных систем на трассах Северного морского пути. Например, при моделировании методом Монте-Карло изменения окон навигации между Обь-Енисейским районом и незамерзающей частью Баренцева моря в работе (Май и др., 2022) применялся стохастический генератор ледяного покрова с типами условий, основанными на параметрах ледовитости. Выбранные в рамках этой работы комбинации климатической модели и сценария позволят выполнить подобные расчёты до конца XXI века, спрогнозировать климатические изменения, риски для навигации и интенсивность судоходства в Арктике.

Благодарности. Данное исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 23-19-00039.

Acknowledgments. This research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation as part of the scientific project No. 23-19-00039.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вязигина Н.А., Тимохов Л.А., Егоров Е.С., Юлин А.В. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 3. С. 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099>
- Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А. Причины и особенности многолетней изменчивости ледовитости Баренцева моря // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 112–122. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-112-122>
- Лис Н.А., Чернявская Е.А., Миронов Е.У., Тимохов Л.А., Егорова Е.С. Информативность факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости отдельных районов Баренцева моря // *Российская Арктика*. 2023. Т. 5. № 2. С. 17–32.
- Май Р.И., Гузенко Р.Б., Таровик О.В., Топаж А.Г., Юлин А.В. Стохастическое моделирование полей сплочённости ледяного покрова для оценки условий плавания по трассе Северного морского пути // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 1. С. 125–140.
- Макаров А.С., Миронов Е.У., Иванов В.В., Юлин А.В. Ледовые условия морей Российской Арктики в связи с происходящими климатическими изменениями и особенности эволюции ледяного покрова в 2021 году // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 6. С. 845–856. <https://doi.org/10.31857/S0030157422050124>
- Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 134–148. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010029>
- Романюк В.А., Журавлев Г.Г. Сравнительная оценка и сопоставимость спутниковых и авиационных данных по ледовитости Охотского моря // *Лёд и Снег*. 2013. Т. 53. № 4. С. 113–118. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-113-118>
- Холопцев А.В., Кононова Н.К. Изменение ледовитости зимой и вариации поля атмосферного давления в Арктике // *Сложные системы*. 2017. Т. 22. № 1. С. 15–35.
- Шапкин Б.С., Рубчя А.В., Иванов Б.В., Ревина А.Д., Богрянцев М.В. Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 128–136. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010076>
- Chen R., Dai G., Liu R., Wang L. Seasonal influence of the atmosphere and ocean on the fall sea ice extent in the Barents-Kara Seas // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. № 126. e2021JD035144. <https://doi.org/10.1029/2021JD035144>
- Latonin M., Bashmachnikov I., Radchenko I., Gnatiuk N., Bobylev L., Pettersson L. Meridional Oceanic and Atmospheric Heat Fluxes at the Entrance to the Atlantic Sector of the Arctic: Verification of CMIP6 Models and Climate Projections Based on the Selected Sub-Ensembles // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024. № 24. ES4007. <https://doi.org/10.2205/2024es000917>
- Lopes F., Courtillot V., Gibert D., Mouël J. On the annual and semi-annual components of variations in extent

- of Arctic and Antarctic sea-ice // *Geosciences*. 2023. V. 13. № 1. 21.
<https://doi.org/10.3390/geosciences13010021>
- Mouël J., Lopes F., Courtillot V. A strong link between variations in sea-ice extent and global atmospheric pressure? // *The Cryosphere Discussions*. 2021. P. 1–28.
- Riahi K., Vuuren D., Kriegler E., Edmonds J., O'Neill B.C., Fujimori S., Bauer N., Calvin K., Delink R., Fricko O., Lutz W., Popp A., Cuaresma J.C., Samir K.C., Leimbach M., Jiang L., Kram T., Rao S., Emmerling S., Ebi K., Hasegawa T., Havlik P., Humenöder F., Da Silva L.A., Smith S., Stehfest E., Bosetti V., Eom J., Gernaat D., Masui T., Rogel J., Strefler J., Drouet L., Krey V., Luderer G., Harmsen M., Takahashi K., Baumstark L., Doelman J.C., Kainuma M., Klimont Z., Marangoni G., Lotze-Campen H., Obersteiner M., Tabeau A., Tavoni M. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview // *Global Environmental Change*. 2017. V. 42. P. 153–168.
- Song M. Change of Arctic sea-ice volume and its relationship with sea-ice extent in CMIP5 simulations // *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2016. V. 9. № 1. P. 22–30.
<https://doi.org/10.1080/16742834.2015.1126153>
- Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. P. 4772–4784.
- Wernecke A., Notz D., Kern S., Lavergne T. Estimating the uncertainty of sea-ice area and sea-ice extent from satellite retrievals // *The Cryosphere*. 2024. № 18. P. 2473–2486.
<https://doi.org/10.5194/tc-18-2473-2024>

Citation: Tsedrik S.V., May R.I. Changes in the ice cover of the Russian Arctic seas in the 21st century based on the results of climate models of the CMIP6 project. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 476–486. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030092

Changes in the Ice Cover of the Russian Arctic Seas in the 21st Century Based on the Results of Climate Models of the CMIP6 Project

© 2025 S. V. Tsedrik^{a,b,#}, R. I. May^{b,c}

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bSaint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

^cKrylov Scientific Center, Saint Petersburg, Russia

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

Received March 19, 2025; Revised June 17, 2025; Accepted June 26, 2025

Ice cover is one of the main parameters describing the state of the ice cover of various water areas. The simplicity of calculation determines the frequency of using the indicator in research work both for reading the seasonal course and interannual changes in the state of the ice cover, and for verifying model data or reanalysis data. In this paper, ice cover is calculated based on five data sources. The comparison is based on satellite data from the NSIDC DAAC archives October 26, 1978 – March 31, 2023; spatial resolution is 25×25 km, temporal resolution is 1 day; the data were collected by the SMMR, SSM/I, SSMI/S sensors on the DMSP program satellites, as well as the Nimbus-7 satellite) and OSISAF (product code OSI-401-d; March 1, 2005 – present; spatial resolution is 10×10 km, temporal resolution is 1 day; the data were collected by the SSMI/S sensor on the DMSP program satellites). Model data from the international CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) project are used for comparison and verification. Of the more than 40 models of the sixth phase of the project, two were selected that provided the necessary data and were suitable in terms of spatial and temporal resolution – MPI-ESM1-2-HR and AWI-CM-1-1-MR of the Max Planck Institute and the Alfred Wegener Institute, respectively. For all obtained ice coverage series, the mean, standard deviation, range, correlation intervals, trend coefficients and standard error were estimated relative to the NSIDC series for the data intersection period of 19.09.2016–31.06.2023 in each of the Russian Arctic seas, as well as for the water area as a whole. Using the calculated statistical characteristics, satellite data on ice cover were compared with the results of modeling in accordance with different socioeconomic trajectories (Shared Socioeconomic Pathways, SSP) for both models, the quality of ice cover modeling was assessed, and scenarios were

selected that most closely matched the satellite data for both the entire Russian Arctic water area and for individual seas. Based on the assumed optimal scenarios, possible changes in ice content were predicted.

Keywords: reduced sea ice cover, MPI-ESM1-2-HR, AWI-CM-1-1-MR, CMIP6

REFERENCES

- Vyazigina N.A., Timokhov L.A., Egorov E.S., Yulin A.V. The informativeness of hydrometeorological and astrophysical factors in the task of describing inter-annual fluctuations in the arctic of the Greenland Sea. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021; 61, 3: 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099> [In Russian].
- Krashenninnikova S.B., Krashenninnikova M.A. Causes and features of the long-term variability of the Barents Sea ice cover. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019; 59, 1: 112–122. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-112-122> [In Russian].
- Lis N.A., Chernyavskaya E.A., Mironov E.U., Timokhov L.A., Egorova E.S. Informativeness of factors forming long-period fluctuations in the arctic cover of certain areas of the Barents Sea. *Rossiyskaya Arktika. The Russian Arctic*. 2023; 5 (2): 17–32 [In Russian].
- May R.I., Guzenko R.B., Tarovik O.V., Topazh A.G., Yulin A.V. Stochastic modeling of ice cover cohesion fields for assessing navigation conditions along the Northern Sea Route. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022; 62 (1): 125–140 [In Russian].
- Makarov A.S., Mironov E.U., Ivanov V.V., Yulin A.V. Ice conditions of the seas of the Russian Arctic in connection with the ongoing climatic changes and features of the evolution of the ice cover in 2021. *Okeanologiya. Oceanology*. 2022, 62 (6): 845–856. <https://doi.org/10.31857/S0030157422050124> [In Russian].
- Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafieva E.S. The iciness of the Arctic seas and its relation to surface air temperature in the Northern hemisphere. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020; 60 (1): 134–148. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010029> [In Russian].
- Romanyuk V.A., Zhuravlev G.G. Comparative assessment and comparability of satellite and aviation data on the arctic Sea of Okhotsk. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013; 53 (4): 113–118. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-113-118> [In Russian].
- Kholoptsev A.V., Kononova N.K. Changes in ice cover in winter and variations in the atmospheric pressure field in the Arctic. *Slozhnye sistemy. Complex systems*. 2017; 22 (1): 15–35 [In Russian].
- Shapkin B.S., Rubchenya A.V., Ivanov B.V., Revina A.D., Bogryantsev M.V. Long-term changes in the ice cover in the area of the archipelagos of Svalbard and Franz Josef Land. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 128–136. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010076> [In Russian].
- Chen R., Dai G., Liu R., Wang L. Seasonal influence of the atmosphere and ocean on the fall sea ice extent in the Barents-Kara Seas. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 2021, 126: e2021JD035144. <https://doi.org/10.1029/2021JD035144>
- Latonin M., Bashmachnikov I., Radchenko I., Gnatiuk N., Bobylev L., Pettersson L. Meridional Oceanic and Atmospheric Heat Fluxes at the Entrance to the Atlantic Sector of the Arctic: Verification of CMIP6 Models and Climate Projections Based on the Selected Sub-Ensembles. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024, 24: ES4007. <https://doi.org/10.2205/2024es000917>
- Lopes F., Courtillot V., Gibert D., Mouël J. On the annual and semi-annual components of variations in extent of Arctic and Antarctic sea-ice. *Geosciences*. 2023, 13: 21. <https://doi.org/10.3390/geosciences13010021>
- Mouël J., Lopes F., Courtillot V. A strong link between variations in sea-ice extent and global atmospheric pressure? *The Cryosphere Discussions*. 2021: 1–28.
- Riahi K., Vuuren D., Kriegler E., Edmonds J., O'Neill B.C., Fujimori S., Bauer N., Calvin K., Delink R., Fricko O., Lutz W., Popp A., Cuaresma J.C., Samir K.C., Leimbach M., Jiang L., Kram T., Rao S., Emmerling S., Ebi K., Hasegawa T., Havlik P., Humenöder F., Da Silva L.A., Smith S., Stehfest E., Bosetti V., Eom J., Gernaat D., Masui T., Rogel J., Strefler J., Drouet L., Krey V., Luderer G., Harmsen M., Takahashi K., Baumstark L., Doelman J.C., Kainuma M., Klimont Z., Marangoni G., Lotze-Campen H., Obersteiner M., Tabeau A., Tavoni M. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*. 2017, 42: 153–168.
- Song M. Change of Arctic sea-ice volume and its relationship with sea-ice extent in CMIP5 simulations. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2016, 9 (1): 22–30. <https://doi.org/10.1080/16742834.2015.1126153>
- Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent. *Journal of Climate*. 2006, 19: 4772–4784.
- Wernecke A., Notz D., Kern S., Lavergne T. Estimating the uncertainty of sea-ice area and sea-ice extent from satellite retrievals. *The Cryosphere*. 2024, 18: 2473–2486. <https://doi.org/10.5194/tc-18-2473-2024>

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 551.46.062.7

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ И СВЯЗЬ ЕГО ПЛОЩАДИ СО СКОРОСТЬЮ ВЕТРА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И РЕАНАЛИЗА

© 2025 г. Е. В. Львова*, Е. В. Заболотских

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: Lvova317@gmail.com*

Поступила в редакцию 09.12.2024 г.

После доработки 19.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

В работе анализировалась изменчивость площади морского льда в Печорском море по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования, ветра по данным реанализа ERA5 и толщина морского льда по данным ICESat за 2002–2023 гг. Выявлена повышенная обратная корреляция между этими параметрами при использовании временного лага в 2 дня и высокой скорости ветра, дующего преимущественно в одном направлении.

Ключевые слова: морской лёд, ветер, Печорское море, статистический анализ, AMSR, ERA5, ICESat

DOI: 10.7868/S2412376525030103

ВВЕДЕНИЕ

Морской лёд — один из ключевых компонентов климатической системы Земли. В результате происходящих в последние годы изменений климата в Арктике наблюдается сокращение ледяного покрова и изменение ледового режима арктических морей (Иванов и др., 2013; Иванов и др., 2014; Шалина, Бобылев, 2017; Landrum, Holland, 2020). Основной причиной глобального потепления считается рост концентрации парниковых газов в атмосфере в результате деятельности человека (Stocker, 2013). К причинам происходящих изменений ледяного покрова исследователи относят повышение температуры океана (Dai et al., 2019), перенос тепла океаном (Beer et al., 2020), атмосферный перенос, влияние ветра и циклонов (Bintanja et al., 2011). Изучение и прогноз морского льда необходимы для обеспечения безопасности и эффективности народнохозяйственной деятельности в Арктике, включающей как добычу углеводородов в морях Северного Ледовитого океана, так и прокладку маршрутов судов. Без изучения факторов, влияющих на изменение состояния морского льда, невозможно получение краткосрочных и долгосрочных прогнозов ледяного покрова морей

Арктики с высокой оправдываемостью. Многие факторы, воздействующие на морской лёд, такие как температура поверхностного слоя океана, хорошо изучены для ряда регионов. Однако для Печорского моря таких исследований очень мало, а, например, воздействие ветра на площадь льда в этом море изучалось в очень небольшом количестве исследований (Дымов и др., 2012; Зеленько и др., 2016).

Юго-восточная часть Баренцева моря обладает уникальным набором параметров. В настоящей статье гидроним “Печорское море” применим к акватории юго-восточной части Баренцева моря согласно Постановлению ЦИК СССР от 28.11.1935. Площадь его акватории 81 263 км², наибольшая глубина 210 м. Из-за недостатка данных и повышенного внимания к Баренцеву, а не к Печорскому морю количество исследований, посвящённых изучению изменчивости ледяного покрова Печорского моря, крайне ограничено. Сведения о ледовых явлениях в Печорском море собраны в трудах, изданных Гидрометеоиздатом Ленинграда (Гидрометеорологические ..., 1990), а также в издательстве “Море” (Москва) (Печорское ..., 2003), где описаны различные статистические

характеристики ледовых процессов, происходящих в Печорском море, по материалам авиаразведок, судовых измерений, проводимых на береговых станциях и постах за период вплоть до 1985 г. Средние характеристики состояния ледяного покрова моря в последние десятилетия в зависимости от суровости зимних условий приведены в отчёте (Рябченко, 2020). Сезонная и региональная изменчивость сплочённости морского льда Печорского моря по данным радиолокаторов с синтезированной апертурой на спутниках Earth Resources Satellite с 1994 по 1998 г. была рассмотрена в работе (Lundhaug, 2002). Г.К. Зубакин (Зубакин и др., 2015) проводил исследования динамических характеристик дрейфа морского льда Печорского моря и течений на основании среднесуточных данных с буйковых автономных станций в 2001–2003 гг. В результате исследований обнаружена повышенная корреляция между течениями на горизонте 2 м, ветровым воздействием и дрейфом льда. Работа (Заболотских, Львова, 2023) описывает влияние температуры поверхности Баренцева моря на ледяной покров Печорского моря по данным AMSR2 и реанализа ERA5 за период с 2002 по 2022 г.

Пространственно-временная изменчивость морского льда определяется как термическими процессами нарастания и таяния, так и динамическими процессами, включая влияние ветра. Ветер воздействует на ледяной покров в зависимости от его скорости и направления, вызывая дрейф, разрушение, образование трещин и полыней. Особенно сильные ветры, сопровождающиеся циклонами, могут усиливать волнение, способствовать разрушению тонкого льда и ускорять процессы таяния, в том числе за счёт переноса тепла от открытых водных поверхностей и усиления теплообмена. В холодный период ветры могут, наоборот, усиливать рост льда за счёт охлаждения поверхности. Температура воды также играет ключевую роль: при положительном тепловом балансе она способствует таянию нижней части льда, особенно при наличии вертикального перемешивания и подлёдных течений. Температура воздуха влияет на термодинамику льда — отрицательные температуры способствуют его росту, тогда как тёплый воздух вызывает ускоренное таяние поверхности (Котляков, 2012).

Описание динамических процессов, влияющих на ледяной покров в Арктике, представлено во многих работах. Многие авторы подчёркивают роль атмосферных явлений в ледообразовании,

таких как циклоны (Sorteberg, Kvingedal, 2006) и ветер (Wang, 2021). В работе (Wang, 2021) рассматривается продолжительное влияние ветра на структуру морского льда в Арктике на основании численного моделирования. Авторы работы (Zhang, et al. 2008) анализируют влияние крупномасштабной циркуляции и циклонов на ледяной покров Арктики в зимний период. На основе электронной базы многолетних данных по ледовому режиму морей в работе (Жичкин, 2015) выделяются однородные периоды аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей и влияние различных параметров (в том числе и ветра) на ледяной покров. Арктические циклоны и их влияние на перенос влаги, ледяной покров рассмотрены в работе (Sorteberg, Kvingedal, 2006) по данным реанализа. Современный режим турбулентного теплообмена с атмосферой над Печорским, Баренцевым и Карским морями, а также его влияние на ледяной покров этих морей рассмотрены в работе (Суркова, Романенко, 2021). Работа (Заболотских, Балашова 2021) посвящена изучению динамики морского льда в Печорском море зимой 2019/20 г. на основе спутниковых данных по сплочённости морского льда и модельных данных по ветру. Динамика морского льда отслеживалась в зависимости от приводного ветра и других параметров. Проведённый в работе анализ позволил сделать вывод, что главной причиной нетипично молодого состава льдов к концу зимы 2019/20 г. и разрушения ледяного покрова на месяц раньше, чем традиционно в мягкие зимы, явились сильные североатлантические циклоны, сопровождающиеся развитием над Печорским морем штормовых ветров и положительными аномалиями температуры воздуха.

Автор работы (Koenigk, 2009) по результатам численного эксперимента сделал вывод, что межгодовая изменчивость площади льда Баренцева моря обусловлена главным образом импортом или экспортом льда под воздействием локального ветра, а перенос тепла течениями играет заметно меньшую роль. В работе (Pavlova et al., 2014) отмечается важная роль интенсивных ветров северных или южных направлений в перемещении льда в Печорском море. С. Schwarz и J. Schröder (2021) представили численную модель дрейфа морского льда в Южном океане, использующую данные о ветре из проекта ERA-5. Модель основана на методе наименьших квадратов и учитывает нелинейные зависимости вязкости от градиентов скорости, концентрации и толщины льда. Работа (Jacobson et al., 2019) посвящена

исследованию взаимосвязи между морским льдом и скоростью ветра над Северным Ледовитым океаном за период с 1979 по 2015 г. на основе данных реанализа NCEP CFSR. Был проведён корреляционный анализ, по результатам которого обнаружена обратная корреляция в осенне-зимний период (коэффициент корреляции в зависимости от различных параметров был от -0.32 до -0.65) и в периоды, когда скорость ветра на высоте 10 м превышала 5 м/с.

В данной работе проведён анализ ветрового режима на акватории Печорского моря, в том числе связанного с развитием интенсивных циклонов, а кроме того, анализировалось влияние ветрового режима на ледяной покров в зависимости от его характеристик. Исследование основывалось на использовании данных спутниковых наблюдений за морским льдом и данных реанализа по ветру. Для анализа площади морского льда использованы данные о среднесуточной сплочённости ледяного покрова Арктики, полученные в университете Бремена с помощью алгоритма ASI, применённого к измерениям спутниковых радиометров AMSR-E и AMSR2. Анализировалась пространственно-временная изменчивость площади морского льда Печорского моря с 2002 по 2023 г. Изучение изменчивости скорости и направления ветра проведено на основании данных, полученных из реанализа ERA5. В работе рассматривались только случаи, когда среднесуточное значение скорости ветра было выше 7 м/с. Поиск циклонов проводился с помощью визуального анализа; оценивались скорость и направление ветра, количество и сезонность циклонов, а также их влияние на ледяной покров. Толщина морского льда анализировалась на основании данных ICESat, ICESat-2. Корреляционный анализ проводился по методу Пирсона.

В задачи настоящей работы входила оценка влияния скорости ветра, особенно при прохождении циклонов, на площадь морского льда Печорского моря в зависимости от его толщины. Это влияние рассматривается отдельно, без учёта влияния других гидрометеорологических параметров. Данное исследование продолжает изучение факторов, влияющих на площадь морского льда Печорского моря, — исследование взаимосвязи между температурой поверхностного слоя Баренцева моря и площадью морского льда представлено в работе (Львова, Заболотских, 2023).

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использовались данные о среднесуточной сплочённости морского льда Арктики, полученные в университете Бремена с использованием алгоритма ASI, применённого к измерениям спутников AMSR-E и AMSR2 (Spreen et al., 2008). Пространственное разрешение данных составляет 6.25×6.25 км. Точность алгоритма зависит от атмосферной прозрачности и яркостных температур; при сплочённости выше 65% ошибка не превышает 10%. Данные доступны с июня 2002 по декабрь 2023 г., за исключением сезона 2011/12 г. из-за отсутствия измерений. Замена на данные других радиометров (SSM/I, SSMIS) не применялась из-за их низкого пространственного разрешения, что критично для сравнительно небольшой акватории Печорского моря ($81\,263$ км²). В анализ включались данные с октября по май; летние месяцы исключались из-за отсутствия льда. Площадь льда рассчитывалась как сумма произведений площади ячеек на их сплочённость, при этом ячейки со сплочённостью менее 15% не учитывались. Данные о толщине льда Печорского моря были получены из продукта ICESat, ICESat-2 Sea Ice Thickness (архив данных ICESat, ICESat-2), доступного с пространственным разрешением 25 на 25 км за период с 2003 по 2023 г. ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite), — это серия спутников NASA, предназначенных для изучения изменений ледяного покрова и других целей. Основная цель миссии — собрать данные о толщине льдов методом лазерной альтиметрии. Были использованы данные как спутника ICESat (работал с 2003 по 2009 г.), так и ICESat-2 (работает с 2018 г. по настоящее время).

Маска Печорского моря составлена на основании географического описания гидронима (постановление ЦИК от 28.11.1935). Границы Печорского моря проходят по линии от мыса Костин Нос (архипелаг Новая земля) по восточному побережью о. Колгуев, далее от мыса Святой Нос на восток по Тиманскому берегу континентальной России до Югорского полуострова и о. Вайгач.

Использовалась скорость ветра по данным реанализа ECMWF Reanalysis 5th Generation (ERA5), полученных в рамках проекта Copernicus (Copernicus Climate Change Service; Архив данных реанализа ERA5). Данные реанализа ERA-5 выбраны не случайно — на сегодняшний день этот реанализ считается одним из лучших благодаря своим преимуществам в сравнении

с другими. ERA-5 обладает высоким пространственным разрешением ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, то есть примерно 31 км, тогда как, например, реанализ JRA-25 имеет пространственное разрешение $1.25^\circ \times 1.25^\circ$) и временным разрешением (данные доступны каждый час, тогда как для других реанализов характерна доступность данных каждые 3 или 6 часов). ERA5 использует модель с 137 вертикальными уровнями, включая детализированную структуру пограничного слоя, где формируются турбулентные процессы, что важно при исследовании скорости ветра. В работе использовались среднесуточные данные реанализа ERA5 с июня 2002 по декабрь 2023 г., полученные путём усреднения почасовых данных.

Регион исследования включал в себя акваторию Печорского моря и области рядом с морем ($65\text{--}72^\circ$ с.ш., $42\text{--}66^\circ$ в.д.). В работе анализировались только те дни, когда скорость ветра на площади Печорского моря была выше 7 м/с, потому что при ветрах, превышающих 7 м/с и действующих достаточно длительное время, разрушаются льды толщиной до 60 см. Более высокие скорости ветра разрушают более толстые льды, но количество случаев с продолжительными ветрами больших скоростей одного направления недостаточно для статистического анализа. Поэтому 7 м/с было выбрано в качестве порогового значения. Скорость ветра рассчитывалась по формуле:

$$W = \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (1)$$

где W — скорость ветра, u и v — компоненты скорости ветра на высоте 10 м.

Влияние ветра на морской лёд в Печорском море зависит от его направления. Например, если над морем дует юго-западный или юго-восточный ветер, то он может разбивать молодые типы льда и относить его в незанятые льдом участки моря, в том числе в более тёплые воды Баренцева моря, где лёд вытаивает и исчезает (Заболотских, Балашова, 2021), в результате чего площадь льда в Печорском море уменьшается. Северо-западный и северо-восточный ветры прибивают лёд к берегу, не влияя существенно на его площадь, но зачастую изменяя свойства льда (сильные ветры ведут к сплачиванию льда и образованию торосов). Поэтому для анализа влияния ветра на площадь морского льда рассматривались только те случаи, когда различия в направлении ветра над всей областью Печорского моря были минимальными (не превышали 15°). Для расчёта направления скорости ветра использовалась формула:

$$\text{Angle} = \arctan(v/u), \quad (2)$$

где Angle — это направление скорости ветра, v и u — компоненты скорости ветра на высоте 10 м.

На рис. 1 представлены примеры среднесуточных полей ветра, когда на большей части акватории Печорского моря ветры дули преимущественно в одном направлении.

Циклоны диагностировались при помощи визуального анализа полей ветра, построенных по данным ERA5 за период с 2003 по 2023 г. Для анализа отбирались случаи, когда высокая (>7 м/с) скорость ветра сохранялась над всей областью моря в течение суток. В исследовании учитывались все циклоны, независимо от того, проходил ли их центр, часть или циклон

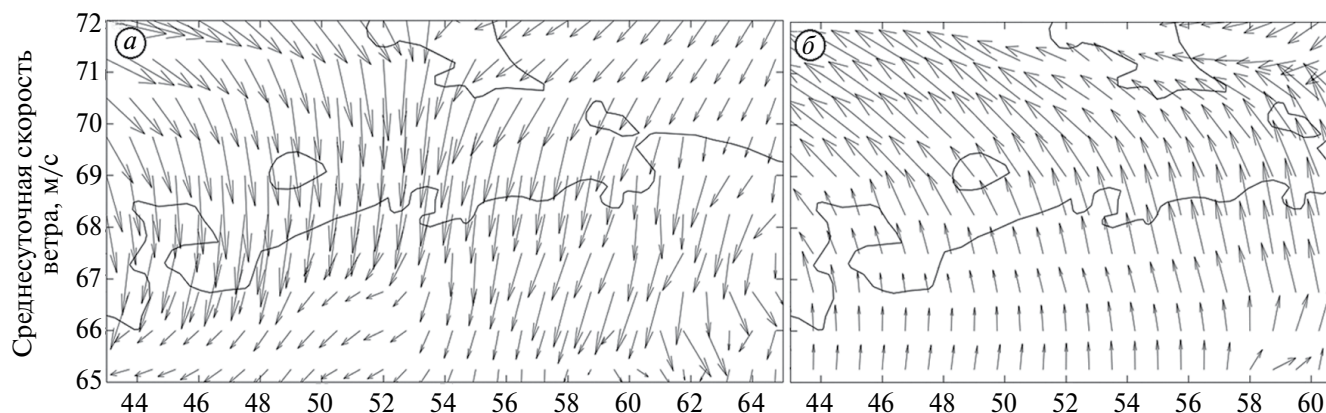


Рис. 1. Примеры полей ветра с одним направлением по всей области: 13.01.2003 (а); 26.11.2013 (б)

Fig. 1. Examples of wind fields with one direction over the entire region: January 13, 2003 (a); November 26, 2013 (b)

целиком через исследуемую область. Такой подход был выбран потому, что даже частичное прохождение циклона может существенно сказываться на ледяном покрове, особенно в период его нарастания. На рис. 2 показан пример циклона, наблюдаемого 5 и 6 января 2020 г. в районе Печорского моря.

Статистический анализ проводился для среднесуточных данных с ноября по июнь (исключая месяцы, когда морской лёд в Печорском море отсутствует). Данные были получены путём осреднения почасовых данных. Для расчёта коэффициентов корреляции между скоростью ветра и площадью морского льда Печорского моря была использована формула для линейной корреляции Пирсона, где коэффициенты корреляции колеблются от -1.00 до $+1.00$ (-1.00 означает строгую обратную корреляцию, $+1.00$ строгую положительную корреляцию, 0.00 говорит об отсутствии корреляции):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}. \quad (3)$$

Для определения уровня значимости коэффициента корреляции использовалась формула.

$$SL = P(T \geq |t|) + P(T \leq -|t|) = 2P(T \geq |t|), \quad (4)$$

где T подчиняется распределению Стьюдента с $n-2$ степенями свободы, а значение величины t вычисляется в соответствии с формулой.

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2} \sim t_{n-2}. \quad (5)$$

В анализе использовалось среднее по площади района значение скорости ветра Печорского моря. Изначально рассчитывались

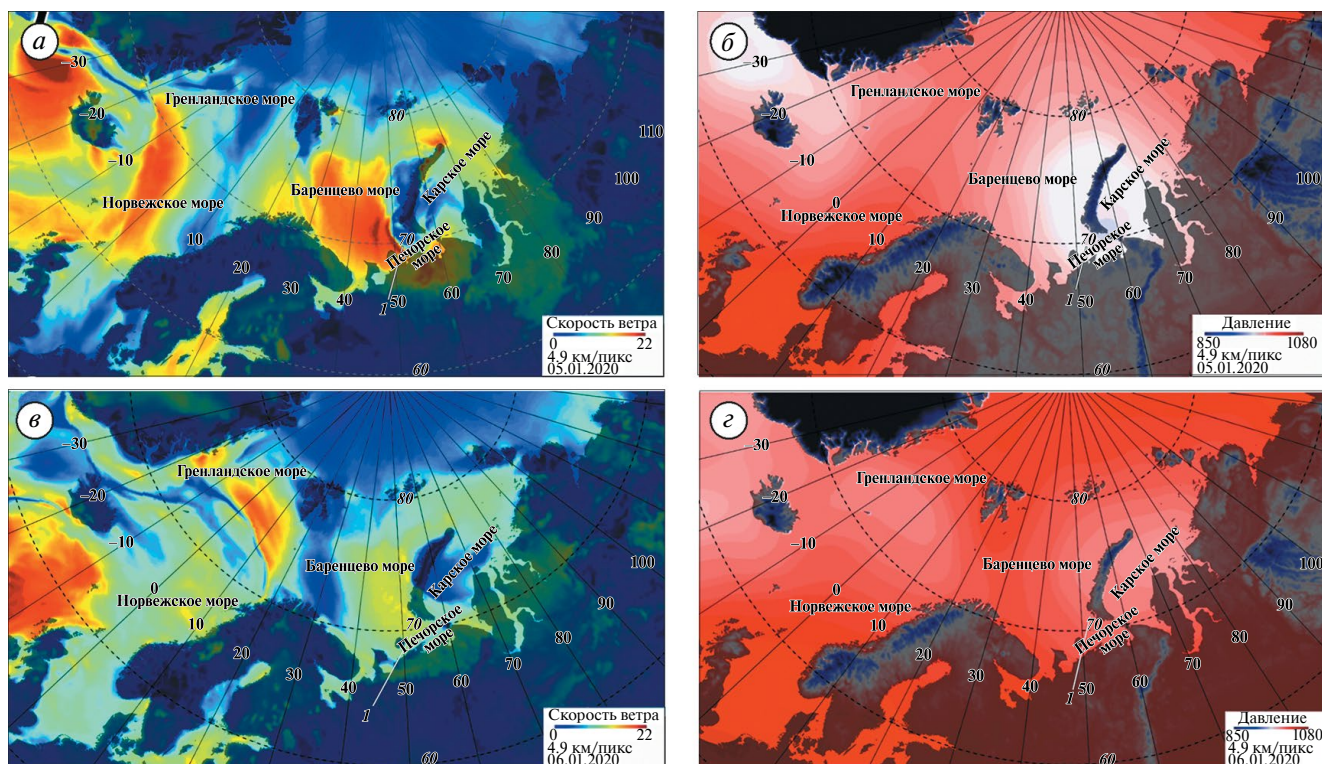


Рис. 2. Пример поиска циклонов в районе Печорского моря с помощью визуального анализа за 05.01.2020–06.01.2020 гг. при помощи полей скорости ветра и давления: поле ветра за 05.01.2020 г. (а): 1 – место обнаружения циклона; поле давления за 05.01.2020 г. (б): 1 – место обнаружения циклона; поле ветра за 06.01.2020 г. (в): 1 – место первоначального обнаружения циклона; поле давления за 06.01.2020 г. (з): 1 – место первоначального обнаружения циклона

Fig. 2. An example of searching for cyclones in the Pechora Sea area using visual analysis for 05.01.2020 – 06.01.2020 using wind speed and pressure fields: wind field for 05.01.2020 (а): 1 – location of cyclone detection; pressure field for 05.01.2020 (б): 1 – location of cyclone detection; wind field for 06.01.2020 (в): 1 – location of initial cyclone detection; pressure field for 06.01.2020 (з): 1 – location of initial cyclone detection

коэффициенты корреляции между площадью морского льда Печорского моря и скоростью ветра с разными временными лагами.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Скорость ветра — один из ключевых факторов, влияющих на изменчивость ледяного покрова, особенно при наличии тонкого (молодого) льда. Замерзание в Печорском море начинается в восточной и юго-восточной частях с образования ниласов, после чего льды распространяются на север и запад, охватывая основную акваторию. Ледяной режим характеризуется высокой межгодовой и сезонной изменчивостью: формирование льда начинается в конце октября, полное очищение моря от льда происходит к концу июня, а с июля по сентябрь ледяной покров отсутствует (Львова, Заболотских, 2023).

Для оценки влияния ветра на морской лёд, помимо сплочённости, использовались данные о толщине льда по ICESat и ICESat-2 (рис. 3). Среднемесячные значения ICESat (2003–2008) доступны для февраля, марта, октября и ноября; данные ICESat-2 (с 2018 г.) — с сентября по апрель. В 2003–2009 гг. толщина льда в феврале–марте составляла 1.1–2.8 м, тогда как в 2019–2024 гг. — лишь 0.29–0.7 м. За последние годы практически исчезли толстые однолетние льды. С октября по ноябрь преобладают молодые льды, в декабре–марте их толщина увеличивается, а с конца апреля начинается таяние. Полное очищение акватории наблюдается в конце мая — начале июня.

Для анализа изменчивости скоростей ветра в области Печорского моря использовались почасовые данные реанализа ERA5, которые усреднялись за 24 часа вне зависимости от направления. Для каждого дня были построены карты полей ветра с 2002 по 2023 г. После сравнительного анализа распределения скорости ветра для четырёх сезонов выявлено, что сезонные изменения практически не влияют на распределение ветра. Чаще всего встречаются значения функции распределения в 4–5.5 м/с. В зимнее время среднемесячные скорости ветра немного выше, чаще наблюдается доля сильных ветров. Летний период отличается наиболее равномерным распределением и меньшим количеством экстремальных скоростей ветра. Осенний период занимает промежуточное положение, отражая переходный характер погодных условий. Скорости ветра выше 10 м/с обычно связаны с присутствием циклонов в районе Печорского моря. За всё время наблюдения скорость ветра до 5 м/с наблюдалась в 70%

данных, скорость ветра от 5 до 10 м/с — в 20% данных и только в 10% данных скорость ветра превышала 10 м/с. На рис. 4 изображено количество данных, когда скорость ветра превышала 10 м/с. Чаще всего сильные ветры (скорость ветра превышает 10 м/с) встречались в осенне-зимнее время и намного реже в весенне-летнее. Продолжительность сильных непрерывных ветров над областью Печорского моря невелика, в среднем один-два дня.

Одна из особенностей ветрового режима в районе Печорского моря — сезонная изменчивость направлений ветра. На рис. 5 изображено распределение значений направления ветра (розы ветров) в Печорском море по данным реанализа ERA5 за период с 2002 по 2024 г. Преимущественным направлением ветра в данной работе считается направление, наблюдающееся на 75% акватории Печорского моря.

Режим ветра над морем определяется в основном характером сезонного барического поля, складывающегося в результате атмосферной циркуляции. На акватории Печорского моря чаще всего наблюдаются ветры западного, юго-западного и юго-восточного направлений. Такие ветры способствуют разрушению тонкого молодого морского льда и его переносу в центральную часть моря, а иногда и в акваторию Баренцева моря. Зимой в соответствии с глубокой ложбиной, образованной преобладающими траекториями циклонов и простирающейся от Исландского минимума на Печорское море, преобладают ветровые потоки, направленные с юго-запада и юга. Весной и летом наблюдаются ветры восточного и северо-восточного направления, в другие сезоны ветры имеют преимущественно западное направление.

Моря Северного Ледовитого океана находятся под влиянием Полярного, Сибирского, Исландского и Алеутского центров атмосферного давления. Влияние этих центров обуславливает сезонные особенности синоптических процессов над их обширными просторами. Зимой над Печорским морем развита циклоническая деятельность, летом антициклоническая (Печорское..., 2003). На Печорское море циклоны перемещаются с Атлантического океана, с запада на восток. При этом происходит резкая смена погоды, ветер усиливается до штормового (более 15 м/с). Над Печорским морем наблюдаются различные типы циклонов: полярные циклоны (небольшие циклоны масштабом между 200 и 1000 км, со скоростью ветра в приповерхностном слое около или более 15 м/с, с небольшой

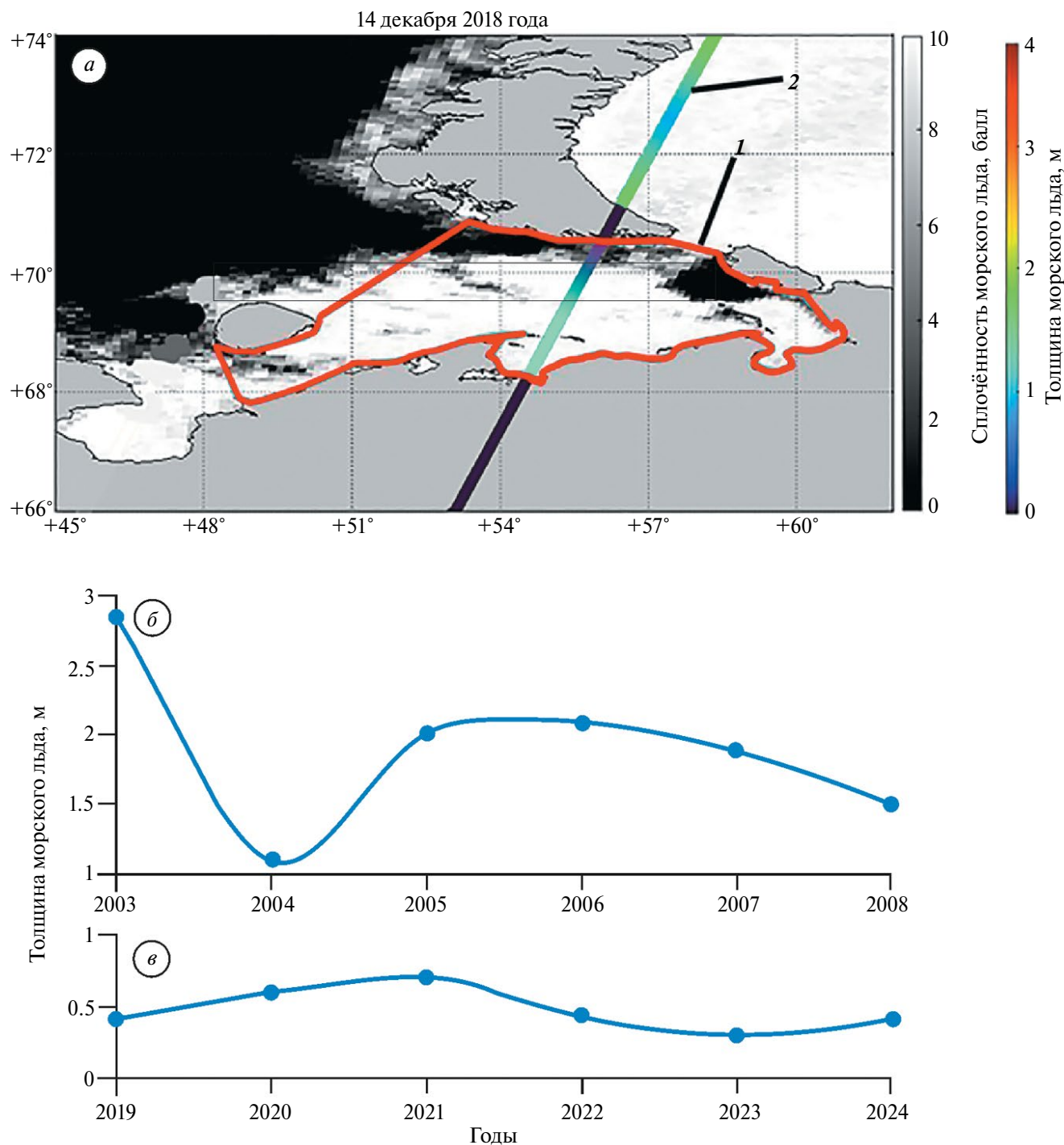


Рис. 3. Измерение толщины морского льда Печорского моря: измерение толщины морского льда по данным ICESat-2 за 14.12.2018 (а): 1 – границы Печорского моря; 2 – трек ICESat-2; средняя толщина морского льда в Печорском море по данным ICESat за 2003–2008 гг. (б); средняя толщина морского льда в Печорском море по данным ICESat-2 за 2019–2024 гг. (в)

Fig. 3. Measurement of sea ice thickness in the Pechora Sea: based on ICESat-2 data for December 14, 2018 (a): 1 – Pechora Sea boundaries; 2 – ICESat-2 track; average sea ice thickness in the Pechora Sea according to ICESat data for 2003–2008 (b); average sea ice thickness in the Pechora Sea according to ICESat-2 data for 2019–2024 (v)

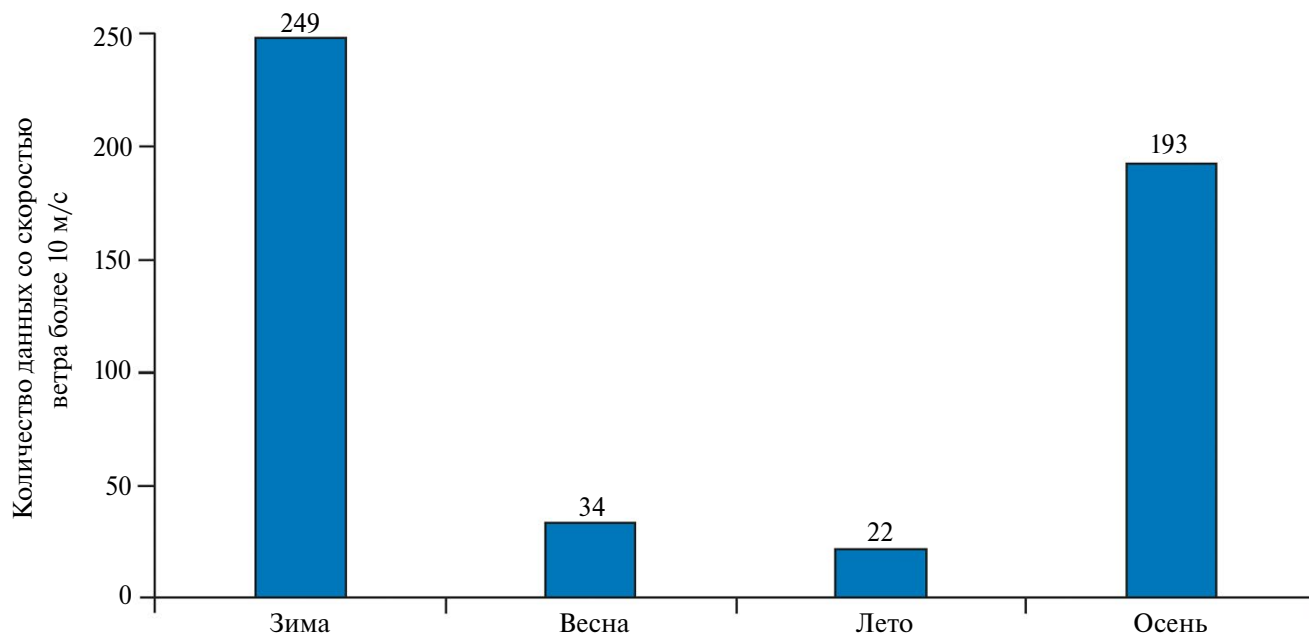


Рис. 4. Количество данных со скоростью ветра более 10 м/с в различные сезоны за период с 2002 по 2023 г. по данным реанализа ERA5

Fig. 4. Number of data with wind speeds greater than 10 m/s in different seasons for the period from 2002 to 2023 based on ERA5 reanalysis data

продолжительностью жизни в 1–2 дня), высокоширотные (внетропические) интенсивные циклоны (масштабом 2–3 тыс. км, со скоростью ветра в приповерхностном слое 17–40 м/с, продолжительностью несколько суток).

В работе для анализа влияния циклонов на площадь морского льда в области Печорского моря использовались среднесуточные поля ветра, полученные путём усреднения почасовых данных реанализа ERA5. Траектория движения циклонов отслеживалась с помощью визуального анализа по построенным полям ветра. Над Печорским морем циклоны обычно перемещаются в юго-восточном и восточном направлениях, достигая Карского моря. Циклоны, проходящие через Печорское море, оказывают значительное влияние на климат и погодные условия этого региона. Эти атмосферные явления, как правило, становятся особенно активными в осенне-зимний период, когда контраст температур между холодными воздушными массами с севера и более тёплыми массами с юга способствует их образованию. Летом и весной циклонов практически не наблюдали.

Для проведения корреляционного анализа между площадью морского льда и скоростью ветра отбирались дни, когда скорость ветра превышала 7 м/с и имела одно направление (вариации

направления ветра на 75% площади Печорского моря не превышали 15 градусов). Больше всего таких дней встречалось в осеннее и зимнее время. В конце октября – начале ноября в Печорском море начинается ледообразование. Тонкий, молодой лёд в это время подвержен влиянию сильного ветра. В январе-феврале лёд в Печорском море полностью покрывает акваторию моря, его толщина увеличивается и ветер не приводит к существенным изменениям площади льда. Толщина морского льда играет важную роль – коэффициенты корреляции становятся значительно ниже, если толщина морского льда превышает значение 1.5 м.

Для поиска высоких значений корреляции был выполнен корреляционный анализ с различным временным шагом: поиск корреляции между значениями площади морского льда и скоростью ветра в тот же день, через день, два дня, три дня и далее до конца недели (рис. 6). Оказалось, что наиболее высоких значений коэффициенты корреляции достигают с шагом в два дня (–0.39). Только при задержке в два дня была замечена статистически значимая зависимость между изучаемыми параметрами. Более короткие временные лаги не демонстрировали значимой корреляции, что свидетельствует о том, что необходимое время для проявления

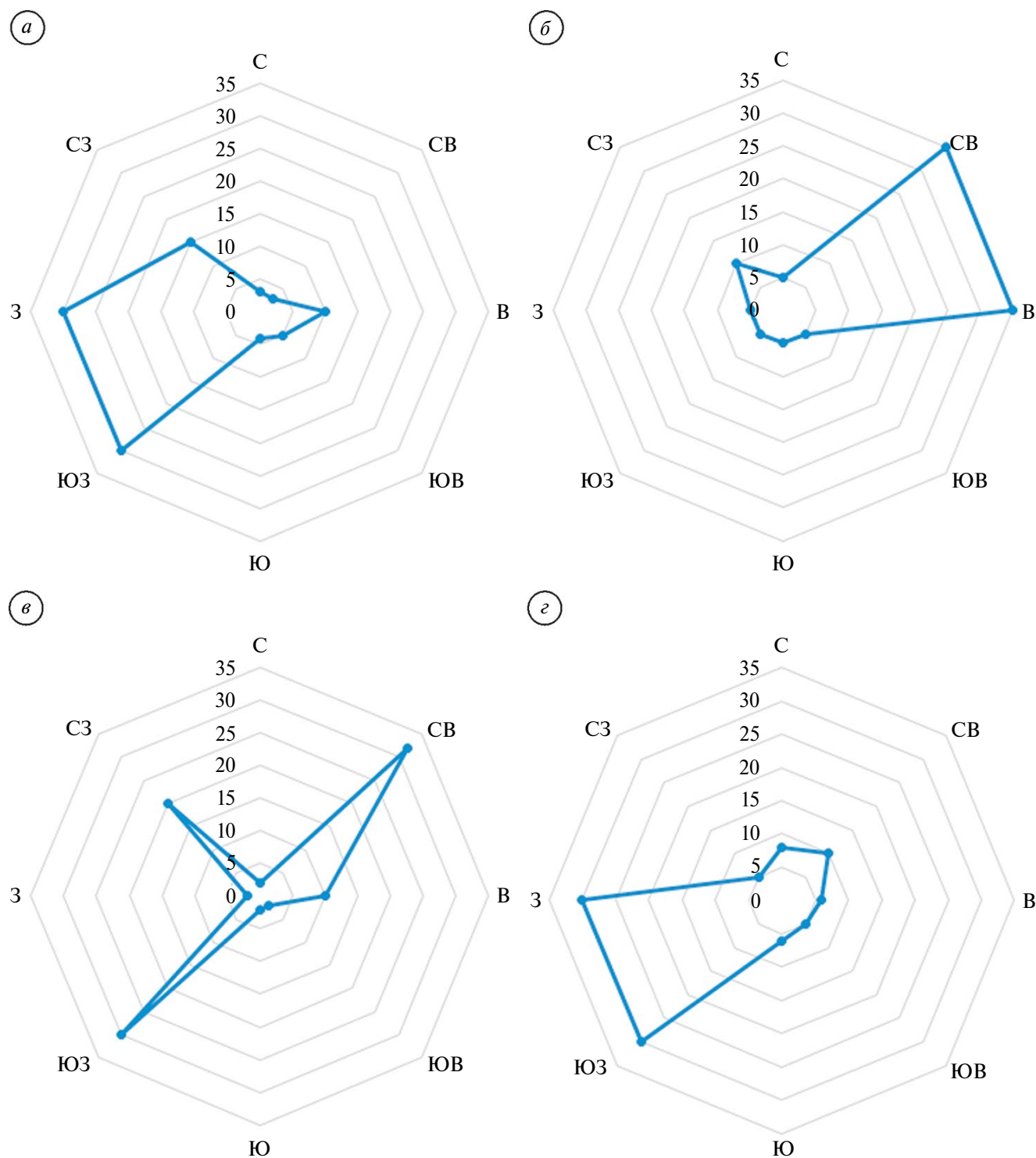


Рис. 5. Распределение направлений ветра в Печорском море за период с 2002 по 2023 г. по данным реанализа ERA5: зимой (а); весной (б); летом (в); осенью (г)

Fig. 5. Distribution of wind directions in the Pechora Sea for the period from 2002 to 2023 according to ERA5 reanalysis data: in winter (a); in spring (б); in summer (в); in autumn (г)

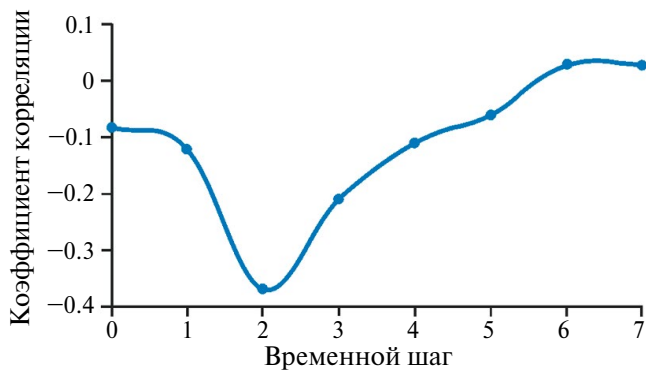


Рис. 6. Корреляция между площадью морского льда и скоростью ветра с различным временным шагом
Fig. 6. Correlation between sea ice area and wind speed with different time steps

влияния скорости ветра на площадь льда Печорского моря составляет именно двое суток. Используя такой временной шаг, далее коэффициенты корреляции рассчитывали как без учета состояния ледяного покрова (данные за все дни, когда среднесуточная скорость ветра превышала 7 м/с и имела одно направление, всего 1881 день), так и отдельно для ситуаций, когда лёд не покрывает море целиком (1046 день) и когда он занимает всю площадь Печорского моря (835 дней). Повышенные значения обратной корреляции (–0.39) были получены, когда ледяной покров полностью не покрывал акваторию Печорского моря. Для всего набора данных ($V > 7$ м/с, вариации направления в пределах 15 градусов) коэффициент корреляции составил –0.21. В случае полностью покрытого льдом моря корреляция близка к нулю (0.02).

Из дней, когда морской лёд ещё не полностью покрыл акваторию Печорского моря и скорость ветра превышала 7 м/с, были отобраны и распределены по группам дни с ветром, дующим в определённом направлении (северном, северо-восточном, восточном, юго-восточном и так далее). В таблице показано распределение коэффициентов корреляции между площадью морского льда и скоростью ветра в дни с определённым направлением ветра. Самые высокие значения обратной корреляции наблюдаются в те дни, когда дует преимущественно юго-западный (коэффициент корреляции –0.22, уровень значимости 0.08) и северо-восточный ветер (–0.15, уровень значимости 0.08), для других направлений ветра значения коэффициента корреляции оказались ниже предела значимости.

Таблица. Изменчивость направлений ветра в Печорском море и его корреляция с площадью морского льда

Направление	Количество значений	Коэффициент корреляции
С	31	–0.01
СВ	199	–0.15
В	136	–0.11
ЮВ	42	–0.07
Ю	52	–0.03
ЮЗ	314	–0.22
З	157	–0.11
СЗ	115	–0.1

Используя построенные в рамках данной работы поля скорости ветра, мы провели тщательный отбор дней, когда над акваторией Печорского моря проходили циклоны. В результате исследования установлено, что за изучаемый период таких дней насчитывалось 761. При этом наибольшее количество циклонов зафиксировано в осенне-зимний период, что соответствует общей сезонной активности циклонов в этих широтах. Отмечено, что прохождение циклона через акваторию Печорского моря продолжалось 1–2 дня и лишь в исключительных случаях циклоны оставались в этом районе на более долгий срок. С 2002 по 2023 г. среднегодовое количество циклонов составило 36. По нашим данным, скорость ветра в дни с присутствием циклонов практически всегда превышала пороговое значение 7 м/с, что подтверждает значительное влияние циклонической активности на ветровые условия в этом регионе. Эти данные получены в ходе анализа всех циклонов, проходящих над акваторией Печорского моря. Интересный результат получен при оценке корреляции между площадью морского льда и скоростью ветра в дни прохождения циклонов. Коэффициент корреляции составил –0.32, что свидетельствует о наличии умеренной обратной связи между этими двумя величинами. Это означает, что в дни с высокой скоростью ветра площадь морского льда, как правило, имеет тенденцию к снижению. Коэффициент корреляции оказался выше уровня статистической значимости, что подтверждает наличие связи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе с использованием спутниковых данных по сплочённости ледяного покрова, его толщине, а также данных реанализа по скорости ветра на высоте 10 м проанализирована изменчивость ледяного покрова Печорского моря и ветра над морем за период 2002–2023 гг., а также корреляция между этими параметрами. Данное исследование связано с изучением влияния ветра, особенно сильных ветров, развивающихся в циклонах, на площадь морского льда без учёта влияния других немаловажных гидрометеорологических факторов. Работа является одной из серии работ, посвящённых изучению ледяного покрова Печорского моря и факторов, определяющих его изменчивость.

Проанализирована толщина морского льда по данным ICESat/ICESat-2 за периоды 2003–2008 и 2019–2024 гг. Толщина льда более двух метров наблюдалась в начале 2000-х годов (в 2003 г. средняя толщина достигала 2.8 м). Начиная с 2019 г. средняя толщина льда не превышала 1 м даже в самые холодные годы. В конце осени – начале зимы преобладают молодые льды, в декабре-марте за счёт средних однолетних и тонких льдов средняя толщина увеличивается, в конце апреля – начале мая лёд начинает таять, средняя толщина уменьшается. В конце мая – начале июня Печорское море полностью очищается ото льда. Скорость ветра и её распределение по значениям в Печорском море практически не зависит от сезона; наиболее часто встречающиеся значения колеблются в районе 4–5.5 м/с. Сильные ветры со скоростью 10 м/с встречались намного реже и чаще всего наблюдались в осенне-зимнее время. Преимущественными направлениями ветра для Печорского моря являются западные, юго-западные и северо-восточные ветры. Осенью и зимой чаще дуют западные и юго-западные ветры, а весной и летом – восточные и северо-восточные. Над Печорским морем наблюдаются различные типы циклонов: полярные и высокоширотные интенсивные циклоны. Всего с 2002 по 2023 г. наблюдали 761 циклон, среднее их количество за год составило 36. Чаще всего они встречались в осенне-зимнее время. Корреляционный анализ проводился по методу Пирсона для дней, когда наблюдалась высокая скорость ветра (более 7 м/с) и одно направление ветра на большей части акватории (75% акватории с вариацией направления ветра в пределах 15°). Повышенные значения корреляции были достигнуты при временном лаге в два дня для осенне-зимнего периода, пока морской

лёд ещё не полностью покрывал акваторию (значение корреляции составило -0.39). Несмотря на довольно низкие значения коэффициентов корреляции (до -0.39), они являются статистически значимыми (коэффициент значимости 0.08) при рассматриваемом объёме выборки, соответствующем многолетним ежедневным данным. Устойчивое проявление обратной связи между скоростью ветра и площадью морского льда в ряде синоптических ситуаций и в определённые сезоны подтверждает физическую обоснованность наблюдаемого эффекта. Это соответствует результатам аналогичных исследований в Арктике, где влияние ветра, как правило, проявляется в виде корреляций в пределах от -0.2 до -0.65 . В тех случаях, когда морской лёд полностью покрывал область моря, значения корреляции были ниже уровня значимости. Повышенных значений корреляция достигала тогда, когда преимущественными направлениями ветра в акватории Печорского моря были юго-западное (-0.22) и северо-восточное (-0.15). Значение обратной корреляции между скоростью ветра и площадью морского льда во время прохождения через область Печорского моря циклонов составила -0.32 , что выше уровня значимости. Значимая обратная корреляция между скоростью ветра, которая наблюдалась в дни прохождения циклона над морем, и площадью морского льда была найдена только в период, когда лёд ещё не полностью покрывал акваторию моря. В те дни, когда циклоны наблюдались в зимнее время, корреляции не было обнаружено. Из 761 дней, когда над акваторией Печорского моря наблюдались циклоны, значимая корреляция между скоростью ветра и площадью морского льда наблюдалась в 70% случаев (30% случаев относились в основном к зимнему периоду). Это позволяет сделать вывод о регулярном, хотя и не универсальном влиянии циклонов на динамику ледяного покрова в Печорском море, особенно при определённых направлениях ветра и фазах сезонного развития льда.

Установленные корреляции между скоростью ветра и площадью морского льда, особенно в осенне-зимний период, демонстрируют потенциал для создания прогностических моделей ледовой обстановки в зависимости от ветровых режимов. Повышение частоты или интенсивности ветров более 7 м/с может способствовать ускоренному разрушению льда, особенно при неполном ледовом покрытии акватории. Выявленная зависимость от преобладающих направлений ветра (юго-западного и северо-восточного) позволяет уточнять региональные прогнозы динамики

льда и может быть использована для планирования навигации и оценки рисков, связанных с изменением ледовой обстановки. Наличие связи между циклонической активностью и уменьшением площади льда указывает на то, что усиление циклонической активности в условиях изменения климата может привести к более быстрому сокращению ледяного покрова. Несмотря на ограничение, связанное с анализом только одного фактора — ветра, полученные результаты представляют количественную основу для последующего комплексного моделирования, учитывающего влияние температуры воздуха, воды и атмосферной циркуляции. Это позволит повысить точность прогнозов в условиях глобального потепления.

Благодарности. Исследования, представленные в данной статье, выполнены при финансовой поддержке в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FSZU-2025-0005.

Acknowledgments. This research was funded by the Ministry of Science and Higher Education of Russia through the State assignment 0763—2020—0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море // Ред. Г.В. Гирдюк, С.Л. Дженюк, Г.Г. Зыкова, Ф.С. Терзиев. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 280 с.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушений сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // Материалы гляциол. исследований. 1986. № 56. С. 131—134.
- Дымов В.И., Зубакин Г.К., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А., Скутина Е.А. Ветер и волны в Печорском море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Т. 4 (94). С. 23—40.
- Жичкин А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вест. Кольского научного центра РАН. 2015. № 1 (20). С. 13—17.
- Заболотских Е.В., Балашова Е.А. Динамика морского льда в Печорском море зимой 2019/2020 // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Вып. 14 (1). С. 97—105.
<https://doi.org/10.7868/S207366732101010X>
- Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Режимные характеристики ветра и волнения в Печорском море по данным реанализа метеорологических полей и расчетов по волновой модели // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2016. Вып. 362. С. 19—36.
- Зубакин Г.К., Сухих Н.А., Иванов Н.Е., Нестеров А.В., Гудошников Ю.П. Изменчивость и сопряженность скорости течения, дрейфа льда и ветра в Печорском море в 2001—2003 гг. // Труды RAO / CIS OFFSHORE. 2015. С. 610—615.
- Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Тр. междунар. конф. памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 267—273.
- Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50—65.
<https://doi.org/10.7868/S0205961413040076>
- Котляков В.М. Морской лёд. // Большая российская энциклопедия. Т. 21. М.: Большая российская энциклопедия, 2012. С. 172.
- Львова Е.В., Заболотских Е.В. Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и её корреляция с температурой поверхности Баренцева моря по данным спутниковых наблюдений и реанализа // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 625—638.
<https://doi.org/10.31857/S2076673423040105>
- Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социальноэкономические проблемы) / Ред. Е.А. Романкевич. М.: Море, 2003. 486 с.
- Рябченко С.В., Драчкова Л.Н., Евдокимова И.О., Зарубина Л.А., Попкова С.В. Тематический отчет № 2 по ледовым условиям Печорского моря. Архангельск: САФУ, 2020. 40 с.
- Суркова Г.В., Романенко В.А. Изменение климата и теплообмен между атмосферой и океаном в Арктике на примере Баренцева и Карского морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Вып. 67 (3). С. 280—292.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-3-280-292>
- Шалина Е.В., Бобылев Л.П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 28—41.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-6-28-41>
- Beer E., Eisenman I., Wagner T.J.W. Polar amplification due to enhanced heat flux across the halocline // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. № 4. P. 1—10
<https://doi.org/10.1029/2019GL086706>
- Bintanja R., Graverson R., Hazeleger W. Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 758—761.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1285>
- Copernicus Climate Change Service // Электронный ресурс. URL: <https://climate.copernicus.eu/> (Дата обращения: 14.11.2024).

- Dai A., Luo D., Song M., Jiping L. Arctic amplification is caused by sea–ice loss under increasing CO₂ // *Nature Communications*. 2019. V. 10. 121.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>
- Jakobson L., Vihma T., Jakobson E. Relationships between Sea Ice Concentration and Wind Speed over the Arctic Ocean during 1979–2015 // *J. Clim.* 2019. V. 32. P. 7783–7796.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0271.1>
- Landrum L., Holland M.M. Extremes become routine in an emerging new Arctic // *Nature Climatology Change*. 2020. V. 10. P. 1108–1115.
<https://doi.org/10.1038/s41558-020-0892-z>
- Lundhaug M. ERS SAR studies of sea ice signatures in the Pechora Sea and Kara Sea region // *Can. J. Remote Sen.* 2002. V. 28. № 2. P. 114–127.
<https://doi.org/10.5589/m02-022>
- Pavlova O., Pavlov V., Gerland S. The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach // *J. Mar. Sys.* 2014. V. 130. P. 248–255.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.011>
- Schwarz C., Schröder J. Simulating sea ice drift in the Southern Ocean incorporating real wind data using the LSFEM // *Proc. Appl. Math. Mech.* 2021. Iss. 1. e202100130.
<https://doi.org/10.1002/pamm.202100130>
- Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent // *Climate*. 2006. V. 19. 2006. P. 4772–4784.
<https://doi.org/10.1175/JCLI3885.1>
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR–E 89–GHz channels // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C02S03.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. / Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
- Wang Q. Stronger variability in the Arctic Ocean induced by sea ice decline in a warming climate: Freshwater storage, dynamic sea level and surface circulation // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2012. V. 126. e2020JC016886.
<https://doi.org/10.1029/2020JC016886>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // *J. Geophys. Res. Letters*. 2008. V. 35. L22701.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>
- Архив данных AMSR-E/AMSR2 // Электронный ресурс. URL: <https://data.seaice.uni-bremen.de/> (Дата обращения: 13.03.2025).
- Архив данных ICESat/ICESat-2 // Электронный ресурс. URL: <https://nsidc.org/data/icesat/data> (Дата обращения: 13.03.2025).
- Архив данных реанализа ERA5 // Электронный ресурс. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels> (Дата обращения 13.03.2025).

Citation: L'vova E.V., Zabolotskikh E.V. Variability of the Pechora Sea ice area and the relationship between its area and wind speed according to satellite observations and reanalysis data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 487–501. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030103

Variability of the Pechora Sea Ice Area and the Relationship between Its Area and Wind Speed According to Satellite Observations and Reanalysis Data

© 2025 E. V. L'vova[#], E. V. Zabolotskikh

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

[#]*e-mail: Lvova317@gmail.com*

Received December 9, 2024; Revised May 19, 2025; Accepted June 26, 2025

Variability of the Pechora Sea ice area, wind speed at a height of 10 m and ice thickness were studied for the period from 2002 to 2023 (excluding the 2011/12 season) using satellite and reanalysis data. The influence of wind on the sea ice area was analyzed. The sea ice area values were calculated based on the product of sea ice concentration according to the AMSR2 satellite measurements. To analyze

the wind variability, the daily average ERA5 reanalysis data was obtained by averaging hourly data. To analyze the sea ice thickness, irregular ICESat track measurement data over the Pechora Sea region were used. To study the spatial and temporal variability of the sea ice area and wind, maps of daily average parameter fields were constructed. Visual analysis of the maps and quantitative analysis of the sea ice area and wind values allowed to identify patterns in ice cover changes in the Pechora Sea, wind speed variability, and to highlight the days when intense cyclones were observed over the sea. To study the effect of wind on the sea ice area, the Pearson linear correlation was used for the days when the wind speed exceeded 7 m/s and had predominantly one direction over most of the water area (more than 75%). High values of inverse correlation were found only considering a time lag of two days. With such a lag, higher values of the inverse correlation coefficients between wind speed and sea ice area were found for the autumn–winter period (up to -0.39). During the passage of cyclones through the Pechora Sea area, a correlation was observed between the wind speed and the sea ice area (-0.32).

Keywords: sea ice, wind, Pechora Sea, statistical analysis, AMSR, ERA5, ICESat

REFERENCES

- G.V. Girdjuk, S.L. Dzhenjuk, G.G. Zyкова, F.S. Terziev (Eds). *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR. T. 1. Barentsevo more*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the USSR seas. V. 1. Barents Sea. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 280 p. [In Russian].
- Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Losev S.M. The nature of sea ice discontinuities in winter. *Materialy glaciologicheskikh issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 131–134 [In Russian].
- Dymov V.I., Zubakin G.K., Klevancov Yu.P., Rozhkov V.A., Skutina E.A. Wind and waves in the Pechora Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2012, 4 (94): 23–40 [In Russian].
- Zhichkin A.P. Dynamics of interannual and seasonal ice cover anomalies in the Barents and Kara Seas. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo centra RAN*. Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. 2015, 1 (20): 13–17 [In Russian].
- Zabolotskikh E.V., Balashova E.A. Sea Ice Dynamics in the Pechora Sea in Winter 2019/2020. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. Fundamental and applied hydrophysics. 2021, 14 (1): 97–105. <https://doi.org/10.7868/S207366732101010X> [In Russian].
- Zelen'ko A.A., Resnyanskij Yu.D., Strukov B.S. Wind and wave regime characteristics in the Pechora Sea based on reanalysis of meteorological fields and calculations using a wave model. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. Hydrometeorological research and forecasts. 2016, 362: 19–36 [In Russian].
- Zubakin G.K., Suhii N.A., Ivanov N.E., Nesterov A.V., Gudoshnikov Yu.P. Variability and conjugation of current velocity, drift of ice and wind in the Pechora Sea in 2001–2003. *Trudy RAO / CIS OFFSHORE*. Proc. of RAO / CIS OFFSHORE, 2015: 610–615 [In Russian].
- Ivanov V.V., Alekseev V.A., Repina I.A. Increasing impact of Atlantic waters on the ice cover of the Arctic Ocean. *Turbulentnost', dinamika atmosfery i klimata: Trudy mezhdunarodnoj konferencii pamyati akademika A.M. Obukhova*. Turbulence, Atmospheric and Climate Dynamics: Proceedings of the International Conference in Memory of Academician A.M. Obukhov, 2014: 267–273 [In Russian].
- Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A. Is Arctic Ice Cover Becoming Seasonal? *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013, 4: 50–65. <https://doi.org/10.7868/S0205961413040076> [In Russian].
- Kotlyakov V.M. Sea ice. *Morskoy lyod*. Great Russian Encyclopedia. 2012, 21: 172 [In Russian].
- L'vova E.V., Zabolotskikh E.V. Ice cover variability in the Pechora Sea and its correlation with the surface temperature of the Barents Sea based on satellite observations and reanalysis data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (4): 625–638. <https://doi.org/10.31857/S2076673423040105> [In Russian].
- Pechorskoe more. *Sistemnye issledovaniya (gidrofizika, gidrologiya, optika, biologiya, himiya, geologiya, ekologiya, socioekonomicheskie problemy)*. Pechora Sea. System research (hydrophysics, hydrology, optics, biology, chemistry, geology, ecology, socio-economic problems). Moscow: More, 2003: 486 p. [In Russian].
- Ryabchenko S.V., Drachkova L.N., Evdokimova I.O., Zarbina L.A., Popkova S.V. Thematic report No. 2 on the ice conditions of the Pechora Sea. *Arhangel'sk: Severnyj arkticheskij federal'nyj universitet*. Arkhangelsk: Northern Arctic Federal University, 2020: 40 p. [In Russian].
- Surkova G.V., Romanenko V.A. Climate change and heat exchange between the atmosphere and the ocean in the Arctic using the Barents and Kara Seas as an example. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2021, 67 (3): 280–292. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-3-280-292> [In Russian].

- Shalina E.V., Bobylev L.P.* Changing ice conditions in the Arctic according to satellite observations. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (6): 28–41.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-6-28-41> [In Russian].
- Beer E., Eisenman I., Wagner T.J.W.* Polar amplification due to enhanced heat flux across the halocline. *Geophys. Res. Letters*. 2020, 47 (4): 1–10.
<https://doi.org/10.1029/2019GL086706>
- Bintanja R., Graverson R., Hazeleger W.* Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space. *Nature Geoscience*. 2011, 4: 758–761.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1285>
- Copernicus Climate Change Service: Electronic data. Retrieved from: <https://climate.copernicus.eu/> (Last access: November 14, 2023).
- Dai A., Luo D., Song M., Jiping L.* Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nature Communications*. 2019, 10: 121.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>
- Jakobson L., Vihma T., Jakobson E.* Relationships between Sea Ice Concentration and Wind Speed over the Arctic Ocean during 1979–2015. *J. Clim.* 2019, 32: 7783–7796.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0271.1>
- Landrum L., Holland M.M.* Extremes become routine in an emerging new Arctic. *Nature Climatology Change*. 2020, 10: 1108–1115.
<https://doi.org/10.1038/s41558-020-0892-z>
- Lundhaug M.* ERS SAR studies of sea ice signatures in the Pechora Sea and Kara Sea region. *Can. J. Remote Sens.* 2002, 28 (2): 114–127.
<https://doi.org/10.5589/m02-022>
- Pavlova O., Pavlov V., Gerland S.* The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach. *J. Mar. Sys.* 2014, 130: 248–255.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.011>
- Schwarz C., Schröder J.* Simulating sea ice drift in the Southern Ocean incorporating real wind data using the LSFEM. *Proc. Appl. Math. Mech.* 2021, 1: e202100130.
<https://doi.org/10.1002/pamm.202100130>
- Sorteberg A., Kvingedal B.* Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent. *Climate*. 2006, 19: 4772–4784.
<https://doi.org/10.1175/JCLI3885.1>
- Spreen G., Kaleschke L., Heygste, G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *J. Geophys. Res.* 2008, 113: C02S03.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K.* Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
- Wang Q.* Stronger variability in the Arctic Ocean induced by sea ice decline in a warming climate: Freshwater storage, dynamic sea level and surface circulation. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2012, 126: 231–240.
<https://doi.org/10.1029/2020JC016886>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *J. Geophys. Res. Letters*. 2008, 35: L22701.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>
- AMSR-E/AMSR2 data archive: Electronic data. Retrieved from: <https://data.seaice.uni-bremen.de/> (Last access: March 13, 2025).
- ICESat/ICESat-2 data archive: Electronic data. Retrieved from: <https://nsidc.org/data/icesat/data> (Last access: March 13, 2025).
- ERA5 reanalysis data archive: Electronic data. Retrieved from: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels> (Last access: March 13, 2025).

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРОКОВ УСТОЙЧИВОГО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ И НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА 1980–2020 гг.

© 2025 г. В. Н. Баклагин

Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
e-mail: slava.bakalgin@mail.ru

Поступила в редакцию 24.03.2025 г.

После доработки 11.05.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Представлены результаты анализа данных натурных и спутниковых наблюдений за основными элементами ледового режима Белого моря в 1980–2020 гг. Выявлены общие закономерности многолетней изменчивости ледового режима Белого моря на фоне произошедших климатических изменений в рассматриваемый ряд лет, выполнена оценка достоверности используемых спутниковых данных путём сравнения их с данными натурных наблюдений.

Ключевые слова: характерные даты, ледовый режим, Белое море, данные натурных наблюдений, спутниковые данные

DOI: 10.7868/S2412376525030116

ВВЕДЕНИЕ

Ежегодно моря арктической зоны покрываются устойчивым ледяным покровом. Морской лёд — чувствительный индикатор изменения климата. Знания о формировании ледового режима на морях и озёрах, находящихся в пределах северного полярного круга, представляют большой интерес для исследователей, занимающихся оценкой динамики многолетней изменчивости климатических факторов (Comiso et al., 2007; Maslanik et al., 2011; Laliberté et al., 2016). Кроме того, определение закономерностей формирования ледового режима на морях имеет важное значение для решения научно-практических задач, связанных с морской деятельностью, рыбным промыслом, планированием навигационного периода, добычей полезных ископаемых, транспортировкой людей и грузов по установившемуся льду, а также оценкой теплообмена между океаном и атмосферой (Smith, Stephenson, 2013; Шалина, 2021).

Для получения данных о ледовой ситуации на морях применяются разные методы: наблюдения за состоянием ледяного покрова,

производимые на береговых станциях и постах, судовые наблюдения, ледовые авиаразведки, спутниковые наблюдения и т.п. Однако для оценки динамики ледовой ситуации на морях (особенно многолетней) неоспоримыми преимуществами по сравнению с другими методами имеют спутниковые наблюдения; они в значительной степени превосходят остальные методы по территориальному охвату, отличаются высокой регулярностью получения данных, а также возможностью проводить измерения вне зависимости от времени суток и облачности (Заболотских, 2019; Kern et al., 2020; Tschudi et al., 2020; Шалина, 2021).

На сегодняшний день, по мнению ряда исследователей (Спутниковые..., 2011; Йоханнессен и др., 2019; Alekseeva, 2019), для оценки многолетней изменчивости ледяного покрова морей Арктической зоны наиболее пригодны наборы данных пассивного микроволнового зондирования, которые активно используются на борту метеорологических спутников для мониторинга морского льда в Арктической зоне уже более 40 лет (Шалина и др., 2008; Cavalieri, Parkinson, 2012; Шалина, 2013; Stroeve, Notz,

2018). Эти наборы спутниковых данных о сплочённости льда являются лидирующими по накопленному объёму среди прочих, благодаря чему имеется возможность вычислять достоверные статистические показатели при определении закономерностей формирования ледового режима морей Арктической зоны. Несмотря на высказанные преимущества данных пассивного микроволнового зондирования, имеется их существенный недостаток — неточности применяемых алгоритмов дешифрирования в определении характеристик ледяного покрова, а именно сплочённости льда. К настоящему времени разработано множество алгоритмов для определения сплочённости морского льда Арктической зоны (Tikhonov, 2016). Поэтому проведено большое количество исследований, посвящённых критическому анализу использования этих алгоритмов. Они заключаются в сравнении данных микроволновых датчиков с другими типами данных: спутниковых данных более высокого разрешения (Meier, 2005; Pang et al., 2018), с картами морского льда (Tonboe et al., 2016), с судовыми наблюдениями (Knuth, Ackley, 2006; Spreen et al., 2008).

Последние подробные исследования анализа наборов спутниковых данных пассивного микроволнового зондирования представлены работой (Kern et al., 2020), где авторы выполнили сравнение результатов применения 10 алгоритмов, которые были объединены в четыре группы, для различных спутниковых данных с пространственным разрешением от 12.5 до 50 км. На основе сравнительного анализа исследователи заключили, что современные датчики микроволнового зондирования не позволяют отличить воду на поверхности морского льда от воды в протоках между ледовыми образованиями, и это неизбежно приводит к погрешностям в определении сплочённости льда — в период таяния используемые алгоритмы могут иметь ошибки до 45%. Заключено, что наиболее полный анализ характеристик ледяного покрова возможен только при использовании совокупности методов путём интеграции всех получаемых данных, которые взаимно дополняют друг друга, что подтверждается рядом исследований (Alekseeva, Frolov, 2013; Alekseeva et al., 2019). Например, с помощью данных наблюдений с береговых постов или судов на отдельных участках акватории исследуемого водоема можно корректировать и дополнять данные спутниковых наблюдений, которые в некоторых случаях имеют значительные

ошибки в определении сплочённости льда. Таким образом, данные натурных наблюдений в сочетании со спутниковыми данными могут использоваться для оперативного обеспечения различных видов хозяйственной деятельности в прибрежной, шельфовой зоне: судоходства, рыбного промысла, разведки и добычи нефти и газа и др.

Объект исследования — Белое море, это внутреннее море Северного Ледовитого океана, расположенное на севере европейской части России; оно занимает пространство между 63°47' с.ш. (Онежский залив) и 68°40' с.ш. (Канин Нос) (рис. 1).

Белое море — один из важнейших объектов с точки зрения физических, климатических и экологических исследований. Изучение межгодового и межсезонного изменения ледового режима Белого моря — необходимое исследование всего арктического региона, поэтому многие исследователи уделяют особое внимание изучению ледовых явлений, происходящих на акватории этого моря. В предшествующих работах, посвящённых изучению ледового режима Белого моря, использованы данные дистанционного зондирования земли и ледовых авиаразведок (Гидрометеорология..., 1991), в том числе и данные пассивного микроволнового зондирования (Filatov et al., 2005; Баклагин, 2022), а также данные прибрежных ледовых наблюдений станций сети Росгидромета (Думанская, 2004, 2014). При этом в последнее время нарастает интерес к исследованиям ледового режима Белого моря в аспекте его многолетней изменчивости в условиях меняющегося климата (Filatov et al., 2005; Баклагин, 2022). Этому способствует внушительный объём накопленных данных спутниковых наблюдений. Однако, как было указано выше, ввиду несовершенства применяемых дешифрирующих алгоритмов в определении сплочённости льда подобные исследования требуют уточнений и проверки данными натурных наблюдений, которые обладают высокой достоверностью. В связи с этим цель настоящего исследования — анализ многолетней изменчивости основных элементов ледового режима Белого моря по данным пассивного микроволнового зондирования и натурных наблюдений с пунктов морских гидрометеорологических станций за период 1980—2020 гг.; кроме того, задача исследования заключается в оценке достоверности используемых спутниковых данных путём сравнения их с данными натурных наблюдений.

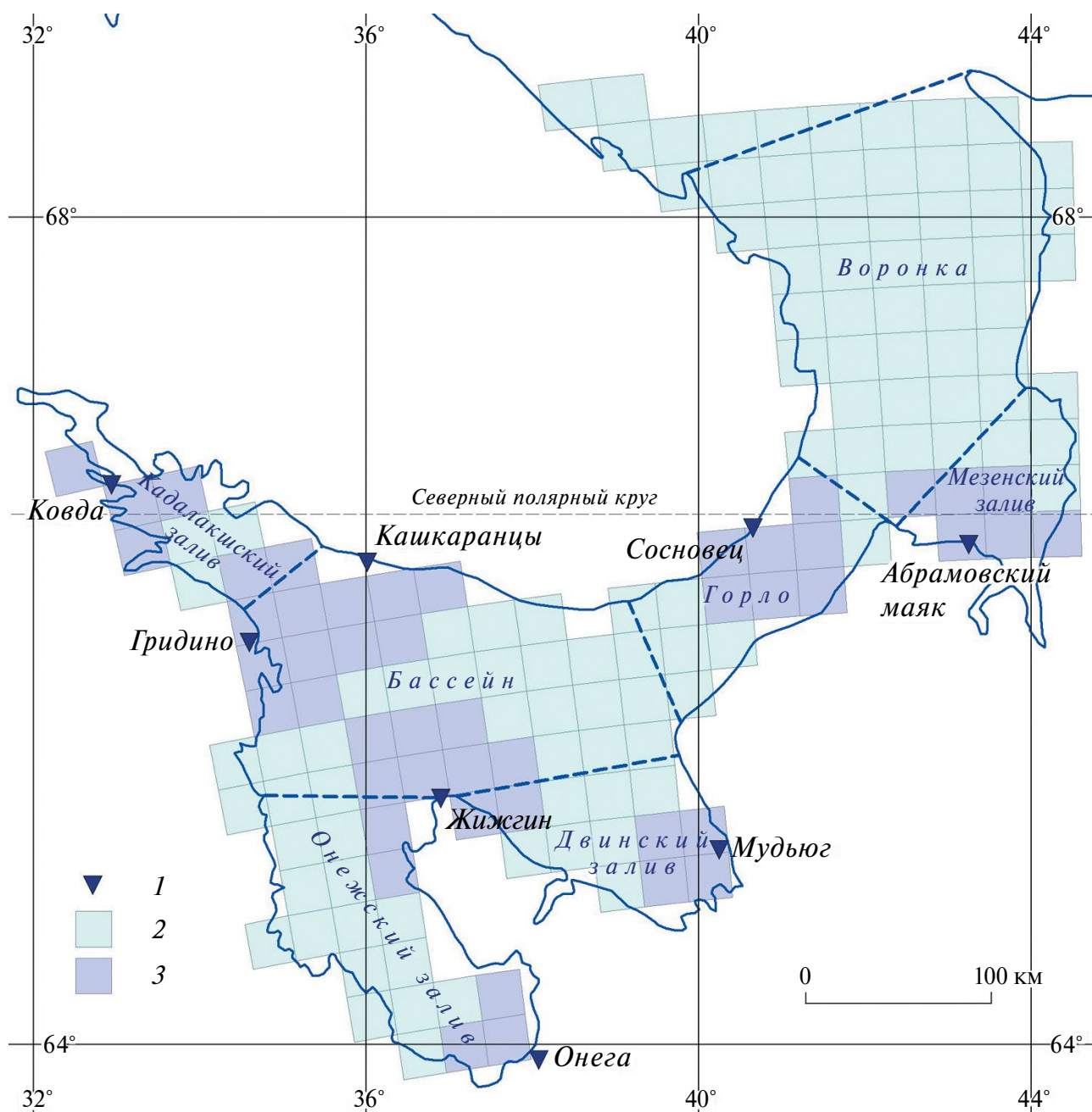


Рис. 1. Схема расположения выбранных пунктов морских наблюдений Росгидромета на побережье Белого моря и ячейки спутниковых данных близлежащих районов акватории: 1 – пункты морских наблюдений; 2 – ячейки спутниковых данных; 3 – ячейки спутниковых данных вблизи пунктов морских наблюдений

Fig. 1. Layout of selected Russian meteorological service marine observation points on the White Sea coast and satellite data cells of nearby areas of the water area: 1 – marine observation points; 2 – satellite data cells; 3 – satellite data cells near marine observation points

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные натурных наблюдений. В качестве данных натурных наблюдений для формирования рядов основных элементов ледового режима моря (сроков наступления характерных фаз ледовых явлений и их продолжительности)

в работе использованы данные регулярного гидрометеорологического государственного мониторинга с пунктов морских наблюдений, осуществлявшегося организациями Росгидромета на акватории Белого моря в 1980–2020 гг. На основании этих данных сформированы временные

ряды дат устойчивого ледообразования, окончательного замерзания и полного очищения ото льда. За дату начала устойчивого ледообразования принимался день, начиная с которого ледообразование происходило непрерывно в течение не менее 30 суток, за исключением перерывов, связанных с оттепелью (2 суток) и ветровыми явлениями (3 суток). За дату окончательного замерзания принимали день, когда вся акватория покрывалась припаем, который в дальнейшем фиксировался не менее 30 дней. За дату окончательного очищения ото льда принимался день, когда объект впервые становился абсолютно безлёдным на срок не менее 30 суток (Наставление..., 2017).

В работе использованы данные пунктов морских наблюдений, которые в совокупности позволяют равномерно охватить всю прибрежную часть акватории Белого моря; они территориально расположены на Кольском полуострове, в Республике Карелия и Архангельской области и включают морские гидрометеорологические станции 2-го разряда (МГ-2) и морские гидрометеорологические посты 1-го разряда (МГП-1). Эти сведения были получены на договорной основе ФГБУ “Мурманское УГМС” и ФГБУ “Северное УГМС” (табл. 1).

Спутниковые данные микроволнового пассивного зондирования. В работе использованы данные спутникового микроволнового пассивного

зондирования, предоставляемые Национальным центром данных по снегу и льду (NSIDC) (NSIDC..., 2025), которые активно применяются исследователями для оценки многолетней изменчивости ледового режима морей Северного Ледовитого океана (Filatov et al., 2005; Tikhonov et al., 2016; Tschudi et al., 2020; Баклагин, 2022). Этот набор данных получен на основе интерпретации значений спектральной яркости спутниковых данных алгоритмом дешифрирования NASA Team (Cavalieri et al., 1999). Как уже отмечалось, это единственный набор спутниковых данных, который включает в себя ряд наблюдений более 40 лет и является оптимальным для анализа многолетней изменчивости основных элементов ледового режима Белого моря. Кроме того, внушительный объём данных этого набора позволяет провести сравнительный анализ с данными многолетних натурных наблюдений и установить статистически подтверждённые связи между данными с целью оценки достоверности данных спутниковых наблюдений.

Используемые наборы данных (G02135) спутниковых измерений доступны в виде осреднённых за день полей сплочённости льда в полярной стереографической проекции с размером ячейки 25×25 км. При этом используется проекционная плоскость, касательная к поверхности Земли на широте 70°; это означает, что ячейки сетки на данной широте точно равны номинальному раз-

Таблица 1. Пункты морских наблюдений Росгидромета на акватории Белого моря

№ п/п	Название пунктов наблюдений	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Район Белого моря	Принадлежность поста
<i>Кольский полуостров</i>					
1	МГ-2 Сосновец	66.48	40.68	Воронка	ФГБУ “Северное УГМС”
2	МГП-1 Кашкаранцы	66.33	36.02	Бассейн	ФГБУ “Мурманское УГМС”
<i>Республика Карелия</i>					
3	МГ-2 Ковда	66.70	32.88	Кандалакшский залив	ФГБУ “Мурманское УГМС”
4	МГ-2 Гридино	65.90	34.77	Бассейн	ФГБУ “Северное УГМС”
<i>Архангельская область</i>					
5	МГ-2 Онега	63.90	38.12	Онежский залив	ФГБУ “Северное УГМС”
6	МГ-2 Жижгин	65.20	36.82	Бассейн	ФГБУ “Северное УГМС”
7	МГ-2 Мудьюг	64.85	40.28	Двинский залив	ФГБУ “Северное УГМС”
8	МГ-2 Абрамовский Маяк	66.38	43.25	Мезенский залив	ФГБУ “Северное УГМС”

решению сетки. Благодаря использованию такой проекции для широт ($63\text{--}68^\circ$ с.ш.), в которых располагается объект данного исследования — Белое море, происходит незначительное искажение сетки (1–3%). Это обеспечит высокую точность расчётов сравнительного анализа между данными спутниковых измерений в ячейках, соответствующих местам расположения пунктов морских наблюдений Росгидромета.

Данные о сплочённости морского льда доступны с октября 1978 по август 1987 г. с временным разрешением 2 суток. Они были получены радиометром Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Nimbus-7. Начиная с августа 1987 г. данные предоставляются с временным разрешением 1 сутки. Для их получения задействованы серии радиометров Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) и радиометров Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) на спутниках оборонной метеорологической спутниковой программы (DMSP). Входные данные о морском льде создаются с использованием алгоритма NASA Team Algorithm (Cavalieri et al., 1999).

Методика формирования временных рядов характерных дат ледового режима Белого моря на основании спутниковых данных определена опытным путём на основе анализа временного ряда сплочённости льда. В работе принималось, что дата, соответствующая началу устойчивого ледообразования, наступает в день, начиная с которого значение сплочённости в заданной ячейке или группе ячеек превышает $I_{\text{крит п.л.}}$ в течение не менее 10 суток; дата, соответствующая окончательному замерзанию, — в день, с которого значение сплочённости в заданной ячейке или группе ячеек превышает $I_{\text{крит л.}}$ в течение не менее 10 суток; дата, соответствующая началу полного очищения ото льда, — в день, с которого значение сплочённости в заданной ячейке или группе ячеек становится менее чем $I_{\text{крит о.л.}}$ в течение не менее 10 суток. Во избежание дополнительных ошибок, связанных с неточностью в определении сплочённости, значения $I_{\text{крит п.л.}}$, $I_{\text{крит л.}}$, $I_{\text{крит о.л.}}$ принимались равными 15, 80 и 15% соответственно; данные значения были выбраны на основе сравнения набора данных NSIDC G02135 с набором данных университета Бремена, которые обладают более высоким пространственным разрешением (3.125 км) СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2. Сравнительный анализ показал, что среднее значение абсолютного отклонения сплочённости льда этих двух наборов за

период 2002–2020 гг. составляет 5.29% (Баклагин, 2022).

Методика сравнения данных спутниковых и натурных наблюдений. В работе выполнен сравнительный анализ временных рядов сроков наступления характерных дат ледового режима (даты устойчивого ледообразования и полного очищения ото льда) за период 1980–2020 гг., полученных в каждом из приведённых пунктов морских наблюдений Росгидромета (см. табл. 1) и для всей акватории моря путём осреднения по всем перечисленным выше пунктам и рассчитанных по данным спутниковых наблюдений для частей акватории Белого моря в ячейках спутниковых данных, которые находятся вблизи мест расположения каждого из перечисленных пунктов наблюдения. Найдено несколько (3–10) ячеек спутниковых данных, являющихся близлежащими для каждого из рассматриваемых наблюдательных пунктов (см. рис. 1). Несмотря на то, что выбранные ячейки покрывают большую часть акватории, чем попадает в радиус обзора наблюдателя, это позволит исключить сильное влияние ошибок, возникающих в некоторых конкретных ячейках спутниковых данных (например, находящихся на границе береговой линии), при определении сплочённости льда вблизи рассматриваемого поста наблюдений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе временных рядов характерных дат ледового режима Белого моря для восьми пунктов морских наблюдений (см. табл. 1), а также в результате обработки временных рядов сплочённости льда в ячейках спутниковых данных, соответствующих на местности участкам акватории моря вблизи постов наблюдений, рассчитаны среднестатистические характерные даты ледового режима (табл. 2). По данным натурных наблюдений установлено, что образование льда на акватории моря начинается в среднем во второй декаде ноября — декабре, дружность составляет 72 суток. Обычно ледовые образования сначала начинают формироваться в Двинском и Онежском заливах, позднее — в Кандалакшском и Мезеньском заливах и далее — в Басейне и Горле Белого моря (рис. 2). При раннем и устойчивом похолодании в отдельные годы ледяной покров начинает формироваться во второй половине октября (на отдельных участках акватории Белого моря), в начале ноября в среднем по акватории моря (1980, 1990,

Таблица 2. Среднестатистические даты основных фаз ледового режима Белого моря за период 1980–2020 гг. по данным натурных и спутниковых наблюдений

Пункт морских наблюдений / территория близлежащих ячеек спутниковых данных	Натурные наблюдения			Спутниковые наблюдения		
	Устойчивое ледообразование	Окончательное замерзание	Полное очищение ото льда	Устойчивое ледообразование	Окончательное замерзание	Полное очищение ото льда
МГ-2 Сосновец	28.12	нб 100%	10.05	25.12	нб 73%	20.05
МГП-1 Кашкаранцы	25.11	нб 100%	10.05	15.01	нб 53%	05.05
МГ-2 Ковда	10.12	10.01 (нб 12%)	09.05	01.10	22.01 (нб 8%)	30.06
МГ-2 Гридино	12.12	нб 86%	12.05	15.01	нб 63%	04.05
МГ-2 Онега	15.11	13.12	02.05	01.10	12.01 (нб 20%)	29.06
МГ-2 Жижгин	18.12	нб 100%	09.05	08.01	нб 75%	04.05
МГ-2 Мудьюг	07.11	нб 75%	11.05	28.12	нб 45%	06.05
МГ-2 Абрамовский Маяк	01.12	нб 100%	10.05	09.12	нб 70%	12.05
Белое море (осредненное по выбранным пунктам)	02.12	—	09.05	22.12	—	11.05

Примечание. нб % – процентное соотношение лет без окончательного замерзания от общего периода (40 лет).

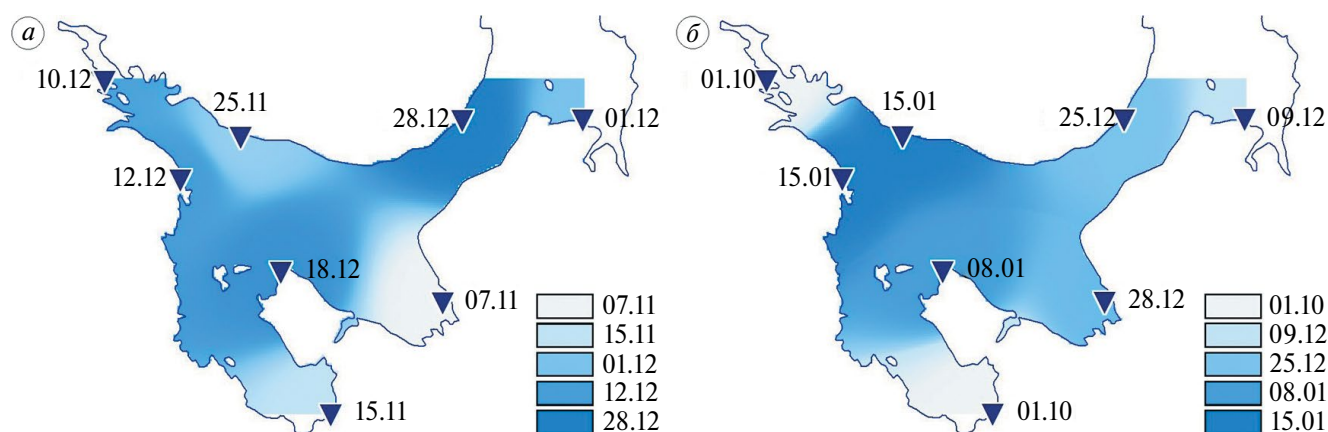
**Рис. 2.** Среднестатистические даты устойчивого ледообразования на Белом море за период 1980–2020 гг. по данным наблюдений морских гидрометеорологических станций и постов (а) и спутниковых СВЧ-радиометров (б)

Fig. 2. Average statistical dates of start freezing the White Sea for the period 1980–2020 based on in-situ (a) and satellite (b) observations

1992–1994, 2002 гг.). В тёплые зимы (2005/06 г.) начало формирования ледяного покрова наблюдалось в среднем по акватории моря 02.01.2006 – с 01.12.2005 по 18.01.2006 г. по данным восьми пунктов. А в районе Воронки Белого моря – в зимний период 2007/08 г. ледообразование началось лишь 16.02.2008 г.

По данным спутниковых наблюдений начало образования льда в целом фиксируется значительно позже, чем по данным натурных наблюдений, – в среднем для всей акватории Белого моря на 19 суток. Следует отметить, что на участках акватории Белого моря вблизи пунктов наблюдений МГ-2 Ковда (Кандалакшский залив)

и МГ-2 Онега (Онежский залив) за весь 40-летний период появление льда фиксируется в одну и ту же дату — 01.10, причём ежегодно изменение сплочённости льда в период ледообразования имеет скачкообразный характер (в указанную дату) от 0 до 25–35%, тогда как на остальных участках акватории моря увеличение сплочённости в период формирования льда происходит плавно. Данный факт несомненно представляет ошибку в определении сплочённости морского льда и может быть объяснён некорректной работой дешифрирующих алгоритмов NASA Team, используемых при формировании наборов данных NSIDC. В первую очередь это обусловлено ошибками, возникающими при классификации пикселей (вода/лёд), ввиду довольно грубого воспроизведения форм береговой линии узких и мелководных заливов из-за используемого низкого пространственного разрешения (25 км), что также отмечается в работах (Kern, 2019, 2020; Баклагин, 2022). Кроме того, скачкообразный вид изменений значений сплочённости льда в акваториях Кандалакшского и Онежского заливов может быть объяснён тем, что каждый датчик и орбита космического аппарата, используемого при получении данных, немного отличаются друг от друга, поэтому параметры алгоритма иногда требуют корректировки в так называемых связующих точках, чтобы временной ряд был согласованным. Несоответствия могут быть отмечены внезапными ложными скачками или падениями значений сплочённости льда в точке, когда алгоритм начал использовать данные с нового прибора (Cavalieri et al., 1999; Cavalieri et al., 2011; Meier et al., 2011).

Анализ данных натурных и спутниковых наблюдений показал, что в течение зимнего периода большая часть площади акватории Белого моря не покрывается сплошным ледяным покровом, что, вероятнее всего, связано с особенностями рельефа дна и передачей тепла через воды Баренцева моря, а также сильными ветровыми явлениями, возникающими над акваторией Белого моря, которые не дают ледовым образованиям схватиться. По данным натурных наблюдений (см. табл. 2), полное замерзание акватории ежегодно происходит только в самом мелководном Онежском заливе (по данным спутниковых наблюдений — в 82% случаев) к середине декабря, в отдельные годы (1987, 1998, 2016 г.) — в середине ноября и в 88% случаев в вершине Кандалакшского залива (по данным спутниковых наблюдений — 95% случаев) в первой половине января. Полное замерзание

акватории в вершине Кандалакшского залива не наблюдалось в 1991/92, 1992/93, 2003/04, 2016/17, 2019/20 гг. Таким образом, полное смерзание водной поверхности, как правило, происходит в менее глубоководных районах моря. В отдельные годы (в 25% случаев по данным натурных наблюдений, в 55% — по данным спутниковых наблюдений) происходит смерзание мелководных участков Двинского залива, в единичных случаях (по данным натурных наблюдений, 12% — 1981, 1985, 1986, 1998, 2001 гг., по данным спутниковых наблюдений, — 38%), в холодные зимы, отмечается покрытие ледяным покровом участков в северо-западной части Бассейна Белого моря.

Очищение ото льда акватории Белого моря, согласно данным натурных наблюдений, происходит, как правило, в первой декаде мая (причём оно происходит более дружно — 10 суток, нежели формирование ледяного покрова в мелководных районах моря), среднестатистическая дата очищения Белого моря — 9 мая. В первую очередь ото льда освобождается акватория Онежского залива, позднее — акватории Мезеньского, Кандалакшского и Двинского заливов (см. рис. 3, табл. 2).

При раннем и устойчивом потеплении полное освобождение ото льда водной поверхности происходит уже во второй половине апреля (2015, 2016, 2019, 2020 гг.), при затяжных и холодных вёснах — в конце мая — начале июня (1981, 1985 гг.). Данные спутниковых наблюдений по срокам очищения моря ото льда (среднестатистическая дата — 11 мая) хорошо согласуются с данными натурных наблюдений за исключением частей акватории Белого моря в районах Кандалакшского и Онежского заливов. Как и в случае определения сроков появления льда, сроки полного очищения ото льда участков акватории Белого моря близи пунктов наблюдений МГ-2 Ковда (Кандалакшский залив) и МГ-2 Онега (Онежский залив) практически за весь ряд лет ежегодно фиксируются в один день — 30 июня, что является ошибочным по упомянутым выше причинам.

Средняя продолжительность ледовых явлений, согласно данным натурных наблюдений, на Белом море колеблется от 124 до 193 суток (среднестатистическое значение — 158 суток), наибольшая продолжительность (208–223 суток) наблюдалась на акватории моря в зимний период 1980/81 г. (Мезеньский и Двинский заливы), наименьшая (98–154 суток) в зиму 2005/06 г., в Горле в 2007/08 г. (65 суток). По данным

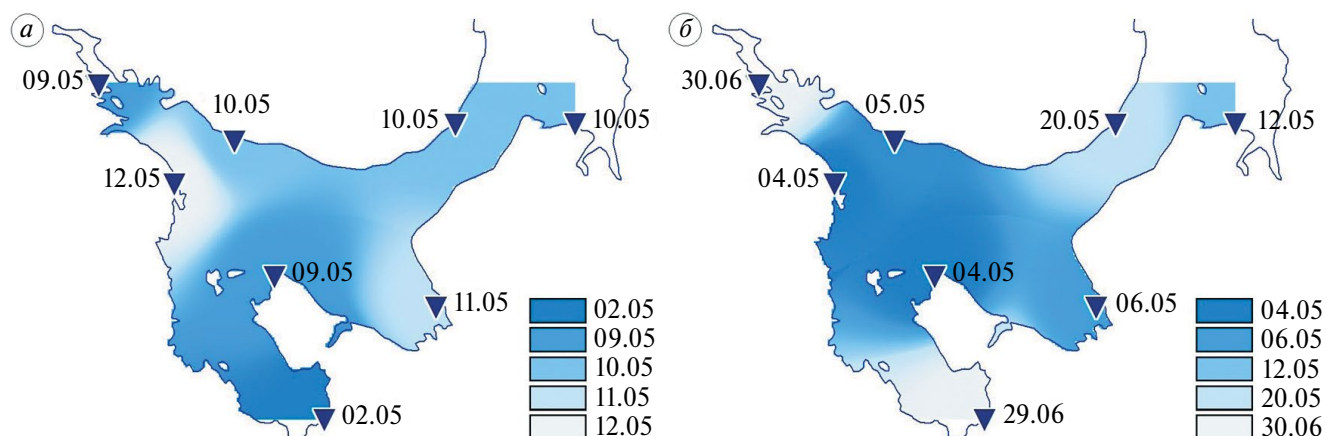


Рис. 3. Среднестатистические даты полного очищения ото льда Белого моря за период 1980–2020 гг. по данным наблюдений морских гидрометеорологических станций и постов (а) и спутниковых СВЧ-радиометров (б)

Fig. 3. Average statistical dates of ice breakup the White Sea for the period 1980–2020 based on in-situ (a) and satellite (b) observations

спутниковых наблюдений, средняя продолжительность ледовых явлений на Белом море составляет 142 суток (за рассматриваемый ряд лет — колебания от 84 до 196 суток).

Регрессионный анализ временных рядов осреднённых для всей акватории Белого моря характерных дат ледового режима (устойчивое ледообразование и полное очищение ото льда), рассчитанных по данным как натурных, так и спутниковых наблюдений, показал, что в исследуемый ряд лет (1980–2020 гг.) имеет значение *p-value*, который во всех случаях ниже заданного уровня значимости (5%), что свидетельствует о статистически значимых линейных трендах (табл. 3).

Регрессионный анализ данных натурных наблюдений показал, что сроки устойчивого ледообразования за последний ряд лет на 29 суток (практически на месяц) сдвинулись в сторону зимних месяцев. Сдвиг происходил со средней скоростью 7.4 сут/10 лет (см. рис. 4 и табл. 3), что в наибольшей степени связано с происходящими климатическими изменениями. Сроки

очищения акватории ото льда за последний ряд лет на 18 суток сдвинулись также в сторону зимних месяцев. Сдвиг происходил со средней скоростью 4.7 сут/10 лет (см. рис. 5 и табл. 3). В целом, за последние 40 лет средняя продолжительность ледовых явлений на Белом море уменьшилась на 47 суток, практически на полтора месяца, уменьшение количества дней происходило со скоростью 12 сут/10 лет (см. рис. 6 и табл. 3).

Регрессионный анализ данных спутниковых наблюдений показал, что сдвиг сроков начала ледообразования в сторону зимних месяцев происходит со скоростью 11.9 сут/10 лет (см. рис. 4; табл. 3), а сдвиг сроков очищения — со скоростью 4.1 сут/10 лет (см. рис. 5; табл. 3). При этом продолжительность ледовых явлений на Белом море сократилась на 62 суток (два месяца) за 40 лет (см. рис. 6).

Очевидно, что в период 1980–2020 гг. на Белом море имеет место тенденция сдвига сроков устойчивого ледообразования и очищения его акватории ото льда в сторону зимних месяцев,

Таблица 3. Параметры регрессионного анализа среднестатистических характерных дат ледового режима Белого моря за период 1980–2020 гг.

Фаза	Натурные наблюдения		Спутниковые наблюдения	
	Тренд, сут×год ⁻¹	<i>p-value</i>	Тренд, сут×год ⁻¹	<i>p-value</i>
Устойчивое ледообразование	0.74±0.35	0.0001	1.19±0.38	0.0000
Полное очищение	−0.47±0.23	0.0002	−0.41±0.30	0.0002
Продолжительность периода с ледовыми явлениями	−1.21±0.40	0.0000	−1.60±0.52	0.0000

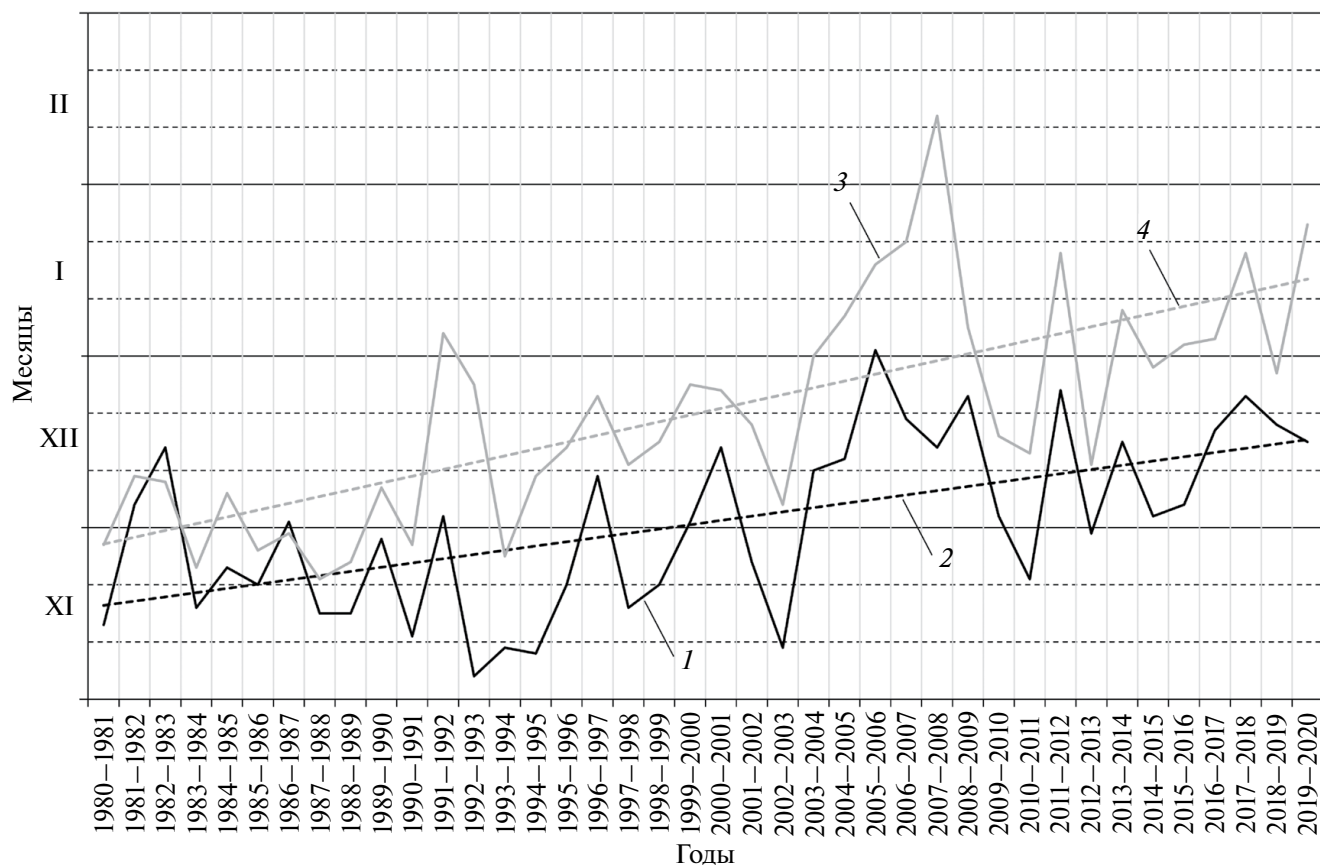


Рис. 4. Многолетняя изменчивость средних сроков устойчивого ледообразования на Белом море (1980–2020 гг.): 1 – даты по данным натурных наблюдений, 2 – линейная регрессия по данным натурных наблюдений, 3 – даты по данным спутниковых наблюдений, 4 – линейная регрессия по данным спутниковых наблюдений

Fig. 4. Long-term variability of the average dates of start freezing the White Sea (1980–2020): 1 – dates based on in situ observations, 2 – linear regression based on in situ observations, 3 – dates based on satellite observations, 4 – linear regression based on satellite observations

вследствие чего прослеживается динамика по уменьшению продолжительности ледовых явлений, что в целом согласуется с гипотезой о влиянии потепления климата на формирование ледового режима водных объектов Арктической зоны России. Об этом свидетельствуют результаты проведённых расчётов с использованием данных как натурных, так и спутниковых наблюдений. При этом, несмотря на существенные различия (средние значение абсолютных отклонений колеблются от 10 до 70 суток), в определении характерных дат ледового режима Белого моря, по данным натурных и спутниковых наблюдений, временные ряды характерных дат ледового режима хорошо согласуются друг с другом (коэффициенты парной корреляции составляют 0.76 и 0.82 для акватории Белого моря соответственно для фаз устойчивого ледообразования и окончательного очищения ото льда) (табл. 4),

что допускает возможность использования данных спутниковых наблюдений для определения тенденций многолетней изменчивости ледового режима Белого моря.

Отмечены низкие значения коэффициентов корреляции временных рядов характерных дат ледового режима акваторий Онежского и Кandalакшского заливов Белого моря, очевидно, связанные с указанными выше причинами. Рассматриваемые районы акватории Белого моря наиболее проблемны с точки зрения использования данных спутникового микроволнового пассивного зондирования NSIDC для оценки ледовой ситуации. Кроме того, самые высокие значения коэффициентов корреляции (0.48–0.77) отмечены для групп ячеек спутниковых данных, имеющих в своём составе большее количество ячеек (вблизи пунктов наблюдения МГ-2 Абрамовский маяк, МГ-2 Мудьюг, МГ-2 Жижгин).

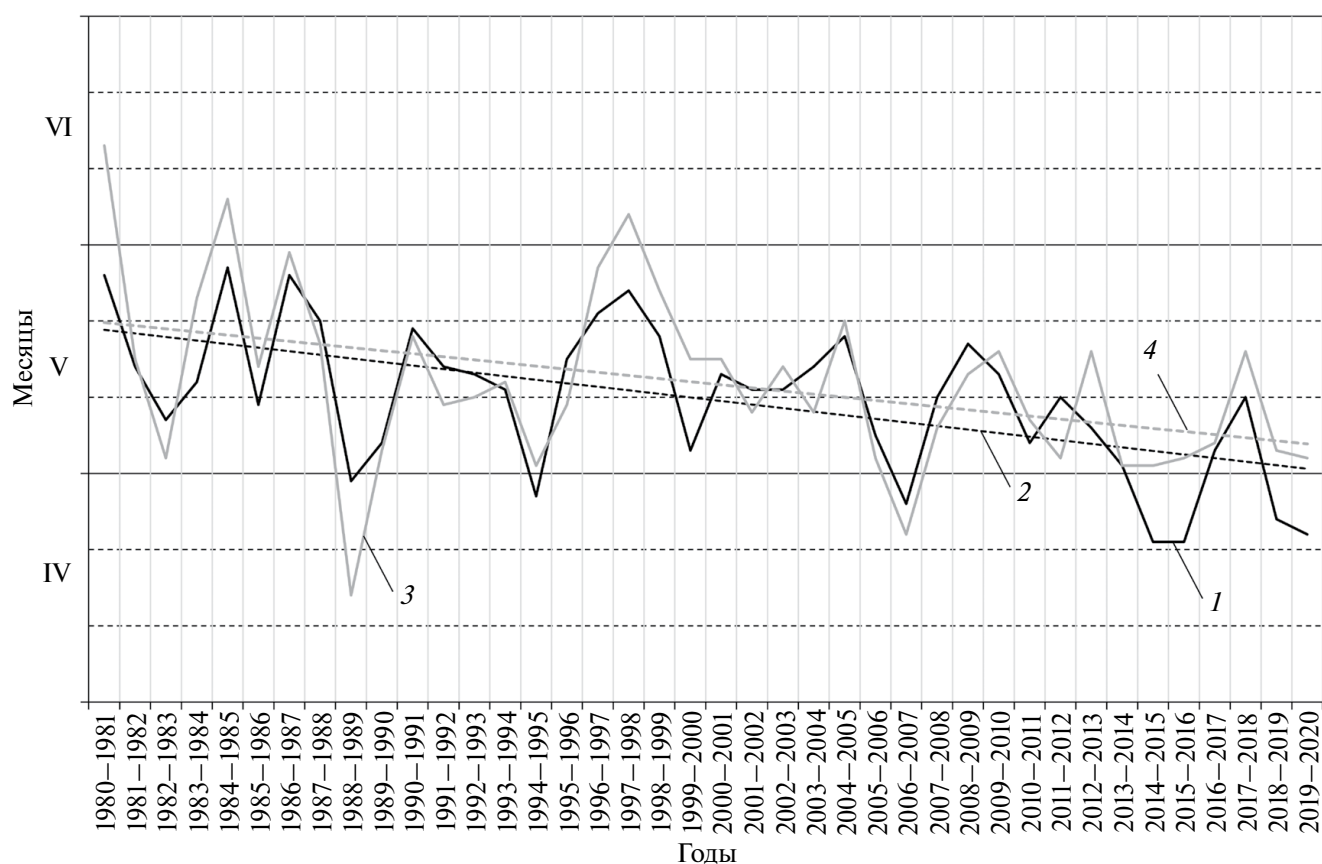


Рис. 5. Многолетняя изменчивость средних сроков полного очищения ото льда акватории Белого моря (1980–2020 гг.): 1 – даты по данным натурных наблюдений, 2 – линейная регрессия по данным натурных наблюдений, 3 – даты по данным спутниковых наблюдений, 4 – линейная регрессия по данным спутниковых наблюдений

Fig. 5. Long-term variability of the average dates of ice breakup the White Sea (1980–2020): 1 – dates based on in situ observations, 2 – linear regression based on in situ observations, 3 – dates based on satellite observations, 4 – linear regression based on satellite observations

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований многолетней изменчивости ледового режима Белого моря показали, что за период 1980–2020 гг. наблюдается сокращение продолжительности ледовых явлений со скоростью 12/16 суток за 10 лет по данным натурных и спутниковых наблюдений соответственно, что согласуется с гипотезой о влиянии потепления климата на формирование ледового режима водных объектов Арктической зоны. (Шалина, 2013, 2021). При этом сокращение продолжительности периода ледовых явлений происходит в равной степени за счёт сдвигов как сроков устойчивого ледообразования (7.4/11.9 суток за 10 лет), так и сроков полного очищения акватории моря ото льда в сторону зимних месяцев (4.7/4.1 суток за 10 лет).

Кроме того, сравнительный анализ данных натурных и спутниковых наблюдений (микро-

волнового пассивного зондирования – набор G02135 NSIDC) показал, что несмотря на существенные различия средних значений абсолютных отклонений (до 70 суток) в определении характерных дат ледового режима Белого моря временные ряды характерных дат хорошо согласуются друг с другом (коэффициенты парной корреляции 0.76/0.82 для временных рядов сроков начала ледообразования и окончательного замерзания). Этот факт позволяет сделать заключение о том, что данные спутникового микроволнового пассивного зондирования можно использовать лишь в отдельных случаях, если необходима оценка ледовой обстановки в определённом районе моря, но по какой-то причине отсутствуют данные натурных наблюдений. Однако эти данные наряду с данными натурных наблюдений имеют большое практическое применение в качестве информационной осно-

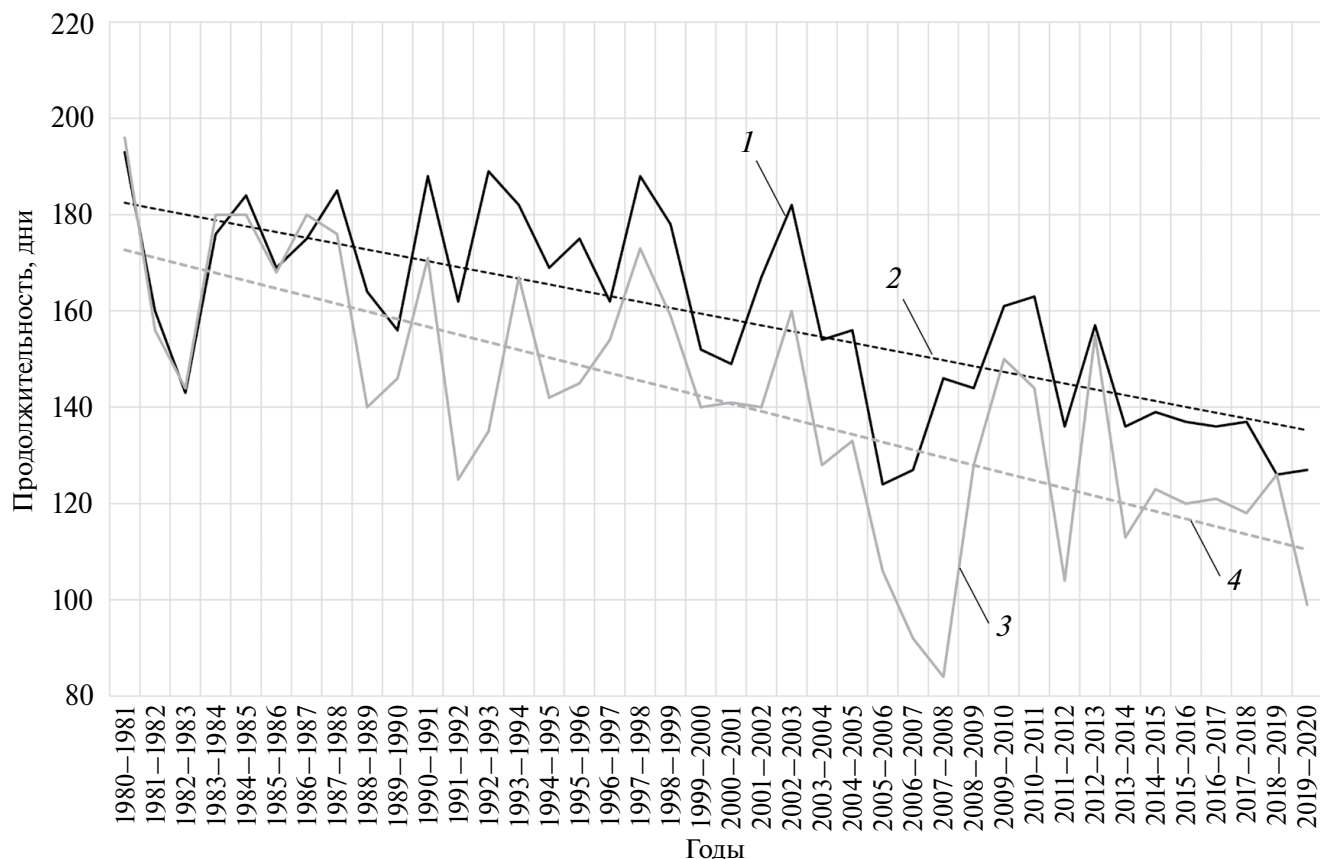


Рис. 6. Многолетняя изменчивость средней продолжительности ледовых явлений на Белом море (1980–2020 гг.): 1 – значения по данным натурных наблюдений, 2 – линейная регрессия по данным натурных наблюдений, 3 – значения по данным спутниковых наблюдений, 4 – линейная регрессия по данным спутниковых наблюдений

Fig. 6. Long-term variability of the average duration of ice phenomena in the White Sea (1980–2020): 1 – values based on in situ observations, 2 – linear regression based on in situ observations, 3 – values based on satellite observations, 4 – linear regression based on satellite observations

Таблица 4. Коэффициенты парной корреляции между временными рядами характерных дат ледового режима Белого моря по данным натурных и спутниковых наблюдений

Пункт морских наблюдений	Фазы ледового режима	
	Устойчивое ледообразование	Полное очищение ото льда
МГ-2 Сосновец	0.58	0.62
МГП-1 Кашкаранцы	0.50	0.53
МГ-2 Ковда	0.24	0.11
МГ-2 Гридино	0.68	0.56
МГ-2 Онега	–0.10	–0.07
МГ-2 Жижгин	0.72	0.73
МГ-2 Мудьюг	0.48	0.62
МГ-2 Абрамовский Маяк	0.64	0.77
Белое море (осреднённое значение по выбранным пунктам наблюдений)	0.76	0.82

вы для расчётов режимных показателей протекания ледовых явлений за многолетний период с целью выявления закономерностей развития ледовых процессов, оценки их климатических тенденций и разработки методов прогноза ледовых условий.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания № FMEN-2021-0004. Автор выражает благодарность сотрудникам ИВПС КарНЦ РАН: ведущему гидрологу Наталье Ивановне Махальской за консультативную помощь в подготовке материалов, а также главному специалисту по НТИ Ольге Владимировне Дерусовой за подготовку картографических материалов.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the theme of the state assignment № FMEN-2021-0004. The author expresses gratitude to the staff of the Northern Water Problems Institute Karelian Research Centre Russian Academy of Sciences: leading hydrologist Natalia Makhalskaya for advisory assistance in preparing materials and chief specialist for NТИ Olga Derusova for preparing cartographic materials.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баклагин В.Н. Многолетняя изменчивость сплочённости льда Белого моря по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 579–590. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040153>
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Вып. 1 / Ред. Б.Х. Глуховский. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 241 с.
- Думанская И.О. Анализ изменчивости положения кромок дрейфующего льда и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 45–54.
- Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. Обнинск: Изд-во ИГ–СОЦИН, 2014. 608 с.
- Заболотских Е.В. Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515551128-151>
- Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.
- Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: АНИИ, 2011. 240 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам РД 52.10.842-2017. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Ч. I. Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах. М.: ООО “Изд-во ИТРК”, 2017. 385 с.
- Шалина Е.В. Региональные особенности изменения ледовой обстановки в морях российской Арктики и на трассе Северного морского пути по данным спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 201–213. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-201-213>
- Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.
- Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П. Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования с 1978 по 2007 год // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 2. Вып. 5. С. 228–223.
- Alekseeva T.A., Frolov S.V. Comparative analysis of satellite and shipborne data on ice cover in the Russian Arctic seas // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. V. 49. P. 879–885. <https://doi.org/10.1134/S000143381309017X>
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. 2481. <https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 881–889. <https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012>
- Cavalieri D., Parkinson C., DiGirolamo N., Ivanov A. Inter-sensor calibration between F13 SSM/I and F17 SSMIS for global sea ice data records // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2011. № 9 (2). P. 233–236. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2166754>
- Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Comiso J., Zwally H.J. Deriving Long-term Time Series of Sea Ice Cover from Satellite Passive-microwave Multisensor Data Sets // J. Geophys. Res. 1999. № 104 (C7). P. 15803–15814.

- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. L01703. <https://doi.org/10.1029/2007/GL031972>
- Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Pettersson L.H.* White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Berlin; Heidelberg: Springer, 2005. 463 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-27695-5>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 2469–2493. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307. <https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019>
- Knuth M.A., Ackley S.F.* Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: Comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 303–309. <https://doi.org/10.3189/172756406781811466>
- Laliberté F., Howell S.E.L., Kushner P.J.* Regional variability of a projected sea ice-free Arctic during the summer months // *Geophys. Research Letters*. 2016. V. 43. P. 256–263. <https://doi.org/10.1002/2015GL066855>
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W.* Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38 (13). L13502. <https://doi.org/10.1029/2011GL047735>
- Smith L.C., Stephenson S.R.* New Trans-Arctic shipping routes navigable by midcentury // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2013. V. 110 (13). P. E1191–E1195. <https://doi.org/10.1073/pnas.121421211>
- Meier W.N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery, in Arctic peripheral seas // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2005. V. 43. P. 1324–1337. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.846151>
- Meier W.N., Khalsa S.J.S., Savoie M.H.* Intersensor calibration between F-13 SSM/I and F-17 SSMIS near-real-time Sea Ice estimates // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2011. V. 49 (9). P. 3343–3349. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2117433>
- NSIDC // Электронный ресурс. URL: <https://nsidc.org/data/g02135/versions/3/> (Дата обращения: 08.05.2025).
- Pang X., Pu J., Zhao X., Ji Q., Qu M., Cheng Z.* Comparison between AMSR2 Sea Ice Concentration Products and Pseudo-Ship Observations of the Arctic and Antarctic Sea Ice Edge on Cloud-Free Days // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. 317. <https://doi.org/10.3390/rs10020317>
- Spren G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *Journal of Geophys. Research: Oceans*. 2008. V. 113. C02S03. <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu.* Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: A review // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. P. 1012–1030. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090267>
- Tonboe R.T., Eastwood S., Lavergne T., Sørensen A.M., Rathmann N., Dybkjær G., Pedersen L.T., Hoyer J.L., Kern S.* The EUMETSAT sea ice concentration climate data record // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 2275–2290. https://doi.org/10.15770/EUM_SAF_OSI_0013
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 1519–1536. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>

Citation: *Baklagin V.N. Long-term variability of the timing of freezing and the duration of ice phenomena in the White Sea based on satellite and in situ observations for 1980–2020. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (3): 502–517. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030116*

Long-Term Variability of the Timing of Freezing and the Duration of Ice Phenomena in the White Sea Based on Satellite and in Situ Observations for 1980–2020

© 2025 V.N. Baklagin

*Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
Petrozavodsk, Russia
e-mail: slava.baklagin@mail.ru*

Received March 24, 2025; Revised May 11, 2025; Accepted June 26, 2025

The long-term variability of the ice regime of the White Sea for the period 1980–2020 was studied. The reliability of the satellite data used was also assessed by comparing them with in situ observation data. We use the regular hydrometeorological monitoring data from eight marine observation points, as well as satellite microwave passive sounding data (NSIDC) with a spatial resolution of 25 km and a time step of 1–2 days to form series of the main elements of the sea ice regime (the characteristic dates of ice regime and duration of ice phenomena). The average statistical dates of the start freezing and the ice breakup for the entire water area of the White Sea and its regions were obtained. Regression analysis of the data showed that the start freezing and the ice breakup dates have shifted towards the winter months over the past 40 years. The shifts occurred at average rates of 7.4 days/10 years and 4.7 days/10 years, respectively, according to in situ observations, and 11.9 days/10 years and 4.1 days/10 years, respectively, according to satellite observations. Overall, over the past 40 years, the average duration of ice phenomena in the White Sea has decreased by 47 days according to in situ observations and by 62 days according to satellite observations. Comparative analysis of satellite and in situ data showed significant differences in the average values of absolute deviations (up to 70 days) in determining the characteristic dates of the White Sea ice regime; however, the time series of characteristic dates are in good agreement with each other (pair correlation coefficients of 0.76/0.82 between the time series of dates of start freezing and dates of ice break up). This proves the possibility of using satellite data to calculate the regime indicators of ice phenomena over a long period in order to identify patterns in the development of ice processes, assess their climatic trends and develop methods for forecasting ice conditions.

Keywords: characteristic dates, ice regime, White Sea, situ data, satellite data

REFERENCES

- Baklagin V.N.* Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 579–590. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040153> [In Russian].
- Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. V. 2. No. 1. Leningrad: GidrometeoIzdat, 1991: 241 p. [In Russian].
- Dumanskaya I.O.* Analysis of the variability of the position of drifting ice edges and the maximum ice coverage of the White Sea. *Trudy Gidrometcentra Rossii*. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia. 2004, 339: 45–54 [In Russian].
- Dumanskaya I.O.* *Ledovye usloviya morej evropejskoj chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of the European part of Russia. Obninsk: IG–SOCIN, 2014: 608 p. [In Russian].
- Zabolotskih E.V.* Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2019, 55 (1): 128–151. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515551128-151> [In Russian].
- Johannessen O.M., Aleksandrov V.Yu., Frolov I.E., Sandven S., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kloster K., Smirnov V.G., Mironov E.U., Babich N.G.* *Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 3. Distancionnoe zondirovanie*

- morskih l'dov na severnom morskoy puti: izuchenie i primeneniye*. Scientific research in the Arctic. V. 3. Remote sensing of sea ice on the Northern Sea route: study and application. St. Petersburg: Nauka, 2007: 512 p. [In Russian].
- Smirnov V.G. (Ed). *Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morej*. Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2011: 240 p. [In Russian].
- Nastavlenie gidrometeorologicheskimi stantsiyam i postam RD 52.10.842-2017. Vypusk 9. Gidrometeorologicheskie nablyudeniya na morskikh stantsiyah i postah. Chast' I. Gidrologicheskie nablyudeniya na beregovykh stantsiyah i postah*. Instructions for hydrometeorological stations and posts RD 52.10.842-2017. Issue 9. Hydrometeorological observations at sea stations and posts. Part 1. Hydrological observations at coastal stations and posts. Moscow: OOO "Izdatel'stvo ITRK", 2017: 385 p. [In Russian].
- Shalina E.V. Reduction of the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2013, 10 (1): 328–336 [In Russian].
- Shalina E.V., Johannessen O.M., Bobylev L.P. Changes in the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing data from 1978 to 2007. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2008, 2 (5): 228–223 [In Russian].
- Alekseeva T.A., Frolov S.V. Comparative analysis of satellite and shipborne data on ice cover in the Russian Arctic seas. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2013, 49: 879–885.
<https://doi.org/10.1134/S000143381309017X>
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data. *Remote Sensing*. 2019, 11: 2481.
<https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere* 2012, 6: 881–889.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012>
- Cavalieri D., Parkinson C., DiGirolamo N., Ivanov A. Intersensor calibration between F13 SSM/I and F17 SSMIS for global sea ice data records. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2011, 9 (2): 233–236.
<https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2166754>
- Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Comiso J., Zwally H.J. Deriving Long-term Time Series of Sea Ice Cover from Satellite Passive-microwave Multisensor Data Sets. *J. Geophys. Res.* 1999, 104 (C7): 15803–15814.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys. Res. Letters*. 2007, 34: L01703.
<https://doi.org/10.1029/2007/GL031972>
- Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Pettersson L.H. White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Berlin; Heidelberg: Springer, 2005: 463 p.
<https://doi.org/10.1007/3-540-27695-5>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions. *The Cryosphere*. 2020, 14: 2469–2493.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations. *The Cryosphere*. 2019, 13: 3261–3307.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019>
- Knuth M.A., Ackley S.F. Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: Comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates. *Annals of Glaciology*. 2006, 44: 303–309.
<https://doi.org/10.3189/172756406781811466>
- Laberté F., Howell S.E.L., Kushner P.J. Regional variability of a projected sea ice-free Arctic during the summer months // *Geophys. Res. Letters*. 2016, 43: 256–263.
<https://doi.org/10.1002/2015GL066855>
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38 (13): L13502.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047735>
- Smith L.C., Stephenson S.R. New Trans-Arctic shipping routes navigable by midcentury. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2013, 110 (13): E1191–E1195.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1214212111>
- Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery, in Arctic peripheral seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2005, 43: 1324–1337.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.846151>
- Meier W.N., Khalsa S.J.S., Savoie M.H. Intersensor calibration between F-13 SSM/I and F-17 SSMIS near-real-time Sea Ice estimates // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2011, 49 (9): 3343–3349.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2117433>
- NSIDC: official site: Electronic data. Retrieved from: <https://nsidc.org/data/g02135/versions/3> (Last access: May 8, 2025).

- Pang X., Pu J., Zhao X., Ji Q., Qu M., Cheng Z.* Comparison between AMSR2 Sea Ice Concentration Products and Pseudo-Ship Observations of the Arctic and Antarctic Sea Ice Edge on Cloud-Free Days. *Remote Sensing*. 2018, 10: 317.
<https://doi.org/10.3390/rs10020317>
- Spren G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2008, 113: C02S03.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (10): 103001.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Y.* Satellite microwave radiometry of sea ice of Polar Regions: A review. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016, 52: 1012–1030.
<https://doi.org/10.1134/S0001433816090267>
- Tonboe R.T., Eastwood S., Laverne T., Sørensen A.M., Rathmann N., Dybkjær G., Pedersen L.T., Hoyer J.L., Kern S.* The EUMETSAT sea ice concentration climate data record. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2275–2290.
https://doi.org/10.15770/EUM_SAF_OSI_0013
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *The Cryosphere*. 2020, 14: 1519–1536.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ У ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВБЛИЗИ ГОРОДА ЛАБЫТНАНГИ

© 2025 г. Ю. Н. Чинова^{1,*}, Л. П. Кузякин², Ю. К. Васильчук², З. М. Рогова², А. В. Дунаев²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.03.2025 г.

После доработки 21.04.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Рассмотрены вариации $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ повторно-жильного льда, вскрытого в обнажении полигонального торфяника вблизи г. Лабытнанги в 2024 г. Установлено, что значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -14.4 до -19.35‰) и $\delta^2\text{H}$ (от -103.7 до -143‰) жильного льда на боковых контактах изменены вторичными процессами, связанными с подтоплением и последующим замерзанием свободной воды, скорее всего озерной. Это привело к формированию термокарстово-полостного льда, значения $\delta^{18}\text{O}$ которого составляли от -11.5 до -15.5‰ .

Ключевые слова: изотопный состав, подземные льды, повторно-жильный лёд, термокарст

DOI: 10.7868/S2412376525030126

ВВЕДЕНИЕ

Повторно-жильные льды (далее — ПЖЛ) — один из наиболее распространенных типов подземного льда в криолитозоне и информативным природным палео-архивом климатических условий. Использование стабильных изотопов кислорода и водорода даёт возможность оценить температуры зимнего периода времени формирования жильного льда. Поскольку повторно-жильный лёд образуется из смеси снега и талой снеговой воды, попадающих в морозобойную трещину, изотопные характеристики ПЖЛ отражают изотопный состав атмосферных осадков зимнего сезона, которые, в свою очередь, зависят от температуры воздуха (Васильчук, 2006; Opel et al., 2018). На сегодняшний день по Российской криолитозоне получен большой массив изотопных данных по ПЖЛ, что позволило охарактеризовать в общих чертах климатические условия позднего плейстоцена и голоцена и установить общий характер связи изотопных характеристик повторно-жильных льдов с географическим положением разреза (Васильчук, 2006; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2014; Vasil'chuk et al., 2023; Буданцева и др., 2024; Стрелецкая и др., 2015).

Динамика ледяных жил обусловлена квази-циклическим процессом, который, согласно (Kanevskiy et al., 2017), включает пять основных стадий: недеградированные клинья (undegraded wedges), начальная деградация (degradation-initial), продвинутая деградация (degradation-advanced), начальная стабилизация (stabilization-initial), продвинутая стабилизация (stabilization-advanced). Концептуальная модель, описывающая эти стадии, первоначально была предложена (Jorgenson et al., 2006), а позже модифицирована (Kanevskiy et al., 2017). При определённых условиях деградация ледяных жил может привести к полному вытаиванию ледяных жил и образованию крупных термокарстовых озёр (Raynolds et al., 2014; Kanevskiy et al., 2017). Вероятность такой трансформации гораздо выше в районах с высокотемпературными многолетнемерзлыми породами (далее — ММП) (Shur et al., 2012). Первоначальная деградация вызвана экстремальными погодными условиями (например, исключительно тёплым и влажным летом) или физическим нарушением, что приводит к увеличению толщины активного слоя и частичному таянию ледяных жил с образованием неглубоких

ложбин. Запас воды и дополнительное накопление снега в ложбинах приводят к дальнейшему таянию ледяных жил и углублению ложбин. В целом деградация ледяных жил связана с множеством факторов, среди которых условия климата, рельефа, тип растительности и почв, поверхностные и грунтовые воды (Jorgenson et al., 2006; Shur, Jorgenson 2007; Kanevskiy et al., 2017). В результате развитого термокарста по ПЖЛ развиваются новые пути поверхностного потока с образованием дренажных сетей желобов, которые вызывают значительные гидрологические изменения в арктических ландшафтах (Liljedahl et al., 2016).

Процессы термокарста по ПЖЛ не только приводят к деградации жил, но и нарушают первичную изотопную запись и, следовательно, уничтожают возможность палеотемпературных реконструкций. Особенно важен учёт этих процессов в районах высокотемпературных ММП на южном пределе распространения ПЖЛ, где термокарст по ледяным жилам наиболее активен.

Наиболее южное местоположение жильных льдов на территории Европейского севера на границе с Западной Сибирью — это описанное Н.С. Даниловой обнажение торфяника с ледяными жилами в 10 км к северу от Салехарда (Данилова, 1962). Согласно Г.И. Дубикову, именно здесь проходит граница между растущими и реликтовыми син- и эпигенетическими повторно-жильными льдами (Дубиков, 1966). По мнению Ю.К. Васильчука, южную границу развития современных жил в Западной Сибири можно ориентировочно проводить по 63° с.ш., а распространения реликтовых жил — по 64° с.ш. (Васильчук, 2004). Однако к западу от Сибирских увалов в Нижнем Приобье граница распространения ПЖЛ резко уходит к северу и к западу от Урала фиксируется на широте 66° – 67° с.ш. (Васильчук, 2004).

Изученное нами в 2024 г. новое обнажение ПЖЛ вблизи г. Салехарда позволяет оценить состояние полигонально-жильных комплексов у южной границы распространения ПЖЛ, в том числе оценить (определить/уточнить) степень надежности палеоклиматической информации, содержащейся в изотопных характеристиках льда. Цель работы — рассмотрение изотопных параметров повторно-жильного льда, оценка степени сохранности льда и его первоначально-го изотопного сигнала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования. Изученный полигональный торфяник расположен в 8 км к северу от ст. Обская (г. Лабытнанги) у дороги Обская — Бованенково (66.7566° с.ш., 66.4091° в.д.). Район исследований находится на границе умеренного континентального и субарктического климатов. Средняя температура июля — $+15^\circ\text{C}$, января — -23.1°C , годовое количество осадков — около 460 мм (Соромотина, 2004). Природная зона — лесотундра, однако непосредственно полигональный торфяник относится к тундровому пространству и характеризуется растительностью типичной и южной тундры (кустарничково-мохово-лишайниковое сообщество). Рельеф района представляет собой лестницу террас морского, ледово-морского и аллювиального генезиса. Новейшие отложения представлены полным спектром: от глин и суглинков, слагающих морские террасы, до крупнодисперсного пролювия вблизи уральских предгорий. Многолетнемерзлые породы прерывистого распространения (Геокриология СССР..., 1989), среднегодовая температура на глубине нулевых годовых колебаний от 0°C (на контакте с таликовыми зонами) до $-3.0 \dots -3.5^\circ\text{C}$ в пределах типичной тундры.

Залежь повторно-жильного льда была вскрыта в стенке термоэрозионного оврага, врезанного в полигональный торфяник (рис. 1), расположенный на поверхности второй (каргинской) морской и ледниково-морской террасы. В 3 м от обнажения овраг открывается в термокарстовое озеро размером 400 м в ширину и 500 м в длину. Полигональный торфяник, примыкающий к берегу озера, подвергается разрушению за счёт совокупного воздействия термоэрозии, термоабразии и термокарста. Вероятно, происходит отступление береговой линии, а на подводном береговом склоне оказываются высокочленистые породы с повторно-жильными льдами, развивается термокарстовый процесс, способствующий формированию приглубого берега. Приглубый берег, в свою очередь, способствует развитию термоабразии и активному размыву береговых отложений при волнении на озере. В момент проведения полевых исследований зафиксированы элементы блокового обрушения берега. Вдали от озера торфяник находится в достаточно стабильном состоянии: нет крупных термокарстовых просадок, наблюдаются элементарные жилки и следы морозобойного растрескивания, но по мере приближения к озеру начинают проявляться следы деградации.

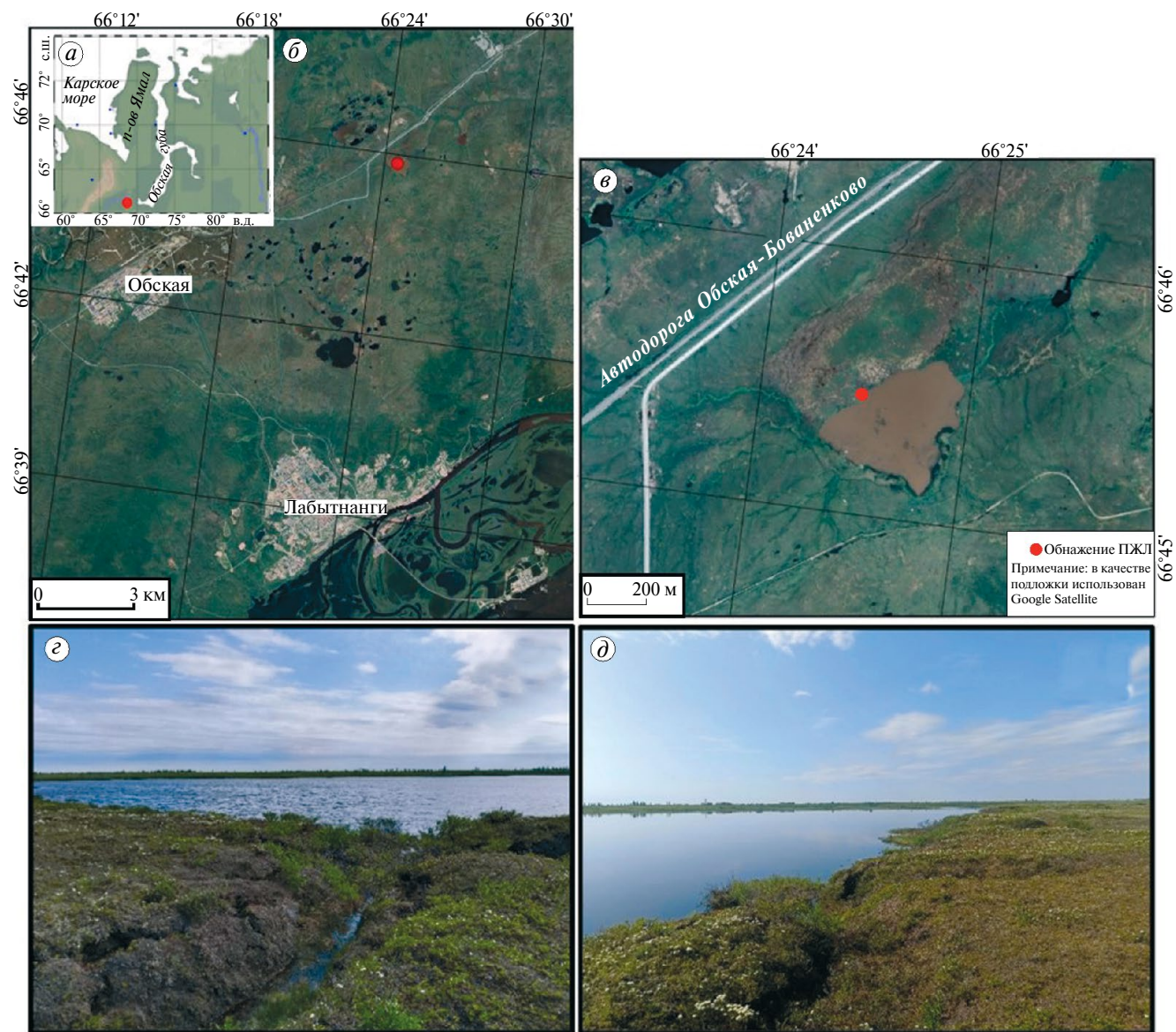


Рис. 1. Положение и общий вид района исследований: район исследований в Западной Сибири (а); расположение торфяника с полигонально-жильными льдами в 8 км к северу от ст. Обская (б); положение обнажения с повторно-жильными льдами на берегу термокарстового озера (в); термоэрозионный овраг, открывающийся к термокарстовому озеру (г); береговая линия озера со следами размыва берега и блоковым обрушением торфа (д)

Fig. 1. Location and view of the study site: location of the study site in Western Siberia (a); location of the polygonal peat bog with ice-wedges 8 km north of Obskaya station (b); position of the outcrop with ice-wedges on the shore of the thermokarst lake (v); thermo-erosion gully opening to the thermokarst lake (z); shoreline of the lake with traces of shore erosion and block collapse of peat (d)

Полевые исследования. Повторно-жильный лёд обнаружен в правом борту развивающегося термоэрозионного оврага. Длина оврага — около 12 м, к вершине прилегает заболоченная ложбина, приуроченная к трещинам полигональной системы. Глубина оврага — около 1.8–2.0 м. Тальвег оврага затоплен водой из озера. Профиль невыработанный, делится на две части: нижняя — где

произошло полное протаивание повторно-жильного льда до базиса эрозии, и верхняя — где только начинается процесс линейного термокарста. Устьевая часть оврага затоплена, представляет из себя залив озера.

Размер защищенной части обнажения составляет 1.5 м в высоту (от дневной поверхности торфяника до базиса эрозии) и 2.3 м в ширину.

В строении обнажения заметно чёткое обособление двух жил льда (правая ПЖЛ и левая ПЖЛ), а также морфологически отличающийся перекрывающий правую жилу лёд, который предварительно был назван термокарстово-пещерным (рис. 2).

Кровля левой ПЖЛ вскрыта на глубине 0.6 м, в верхней части наблюдаются оголовки жилы и элементарная жилка (см. рис. 2). Жила имеет чёткую границу с вмещающим торфом и суглинком. Лёд белый с характерной субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Жила имеет следы пузырьков воздуха двух периодов деградации (протаивания). На глубине от 0.6 до 0.9 м выделяются “плечи” ПЖЛ, состоящие из оторфованного ледогрунта и термокарстово-пещерного льда (см. рис. 2). В верхней части жилы (0.6 м) также имеется слой термокарстово-пещерного льда толщиной около 4 см,

разделённый “оголовком” жилы, который прослеживается и над жилой, и над ледогрунтовыми “плечами” жилы. Кровля правой жилы залегает на глубине 0.9 м, ширина жилы до 1.0 м. Лёд белый с субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Над жилой залегает горизонт конжеляционного (термокарстово-пещерного или термокарстово-полостного) льда со сложной текстурой, включениями торфа, ледогрунтовыми прослоями.

Грунтовый разрез обнажения, не осложнённый повторно-жильными и термокарстово-пещерными льдами, состоит из двух горизонтов.

На глубине 0–1.4 м (0–0.9 м – в центральной части зачистки) – коричневый торф слабой степени разложения; на глубинах 0–0.25 м – талый (сезонно-талый слой), ниже 0.25 м – мёрзлый; криотекстура ячеистая, слоистая, атакситовая (высокольдистый торф в нижней части СТС на

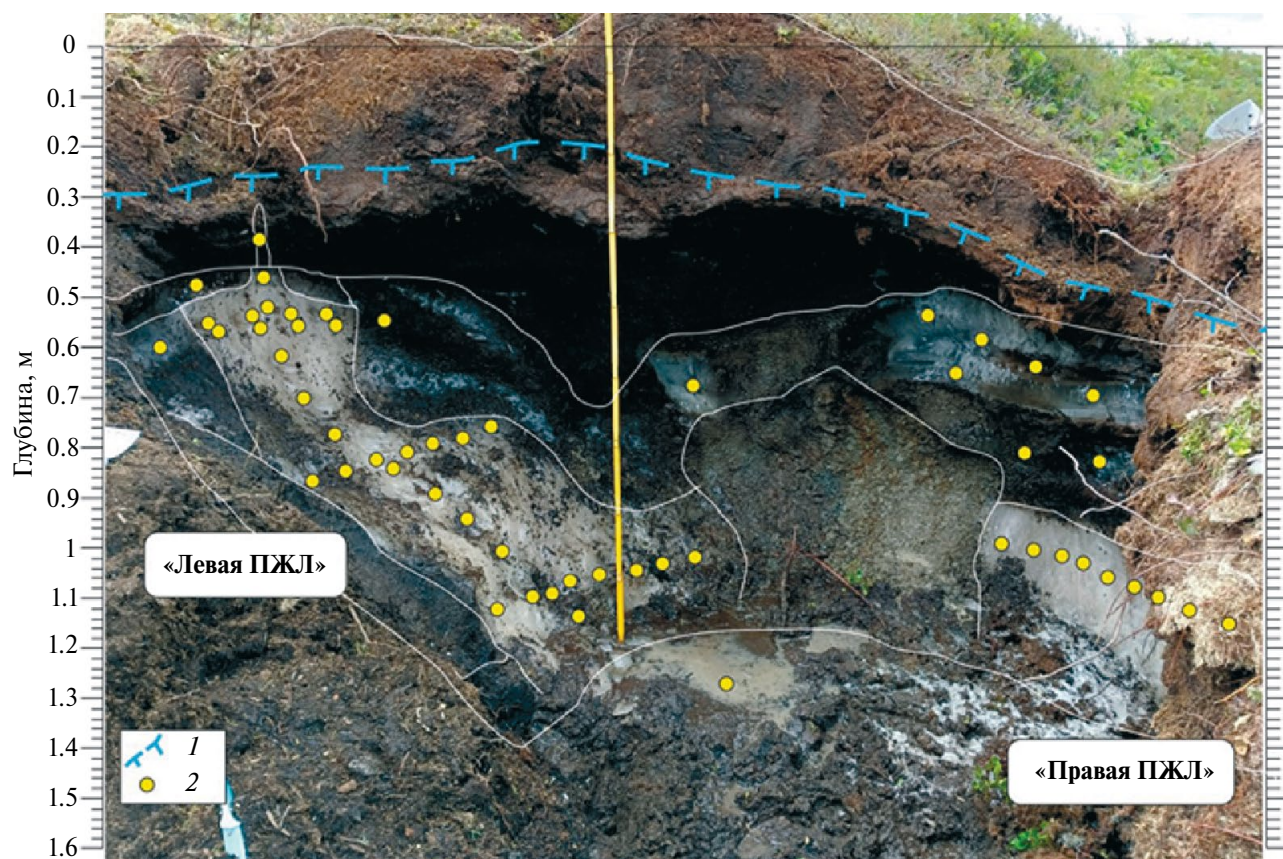


Рис. 2. Вскрытое обнажение пересекающихся жил. Границы элементов (повторно-жильный лёд, термокарстово-пещерный лёд, торф, суглинок) внутри обнажения очерчены приблизительно: 1 – глубина протаивания, 2 – точки отбора проб

Fig. 2. Outcrop of intersecting ice wedges. The boundaries of the elements (ice-wedge ice, thermokarst- cavity ice, peat, loam) inside the outcrop are outlined approximately: 1 – thaw depth, 2 – sampling points

глубине от 0.5 м); в нижней части — торф средней степени разложения, переход к нижележащим отложениям чёткий по составу, граница ровная.

Ниже глубины 1.4 м (в центральной части с 0.9 м) — подстилающий серый суглинок (до сизого цвета), высокольдистый, с сетчатой и неполносетчатой криотекстурой, толщина шпиров от 1 мм до 2 см.

Также в обнажении в нижней части СТС и непосредственно под ним, в торфе, наблюдаются крупные шпирь льда толщиной до 2–3 см, которые, возможно, являются следами глубокого протаивания, как и термокарстово-пещерный лёд.

Образцы льда во вскрытой части обнажения отбирались с помощью ручного бура, помещались в пластиковые пакеты и плавилась при комнатной температуре. Расплавы образцов переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой Parafilm. До анализа пробы хранились в холодильнике. Всего было отобрано 54 образца из обнажения, 1 образец из элементарной жилки в сезонно-талом слое на удалении 50 м от берега озера и 3 образца природной воды (озёрной и грунтовой).

Аналитические методы. Анализ изотопного состава кислорода и водорода всех полученных проб был выполнен на изотопном анализаторе Picarro L2130i в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Калибровка измеренных значений выполнялась методом линейной регрессии по международным стандартам USGS-46, USGS-47 и USGS-48. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ приведены в шкале V-SMOW-SLAP. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ составила 0.1‰, $\delta^2\text{H}$ — 1‰.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Повторно-жильный лёд. Изотопные параметры двух жил незначительно различаются: для льда левой жилы значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от –14.4 до –18.4‰, для льда правой жилы — от –18 до –19.3‰. При этом средние величины $\delta^{18}\text{O}$ составили –17.95‰ для льда вертикальной секции отбора левой жилы, –16.9‰ для льда горизонтальных секций отбора левой жилы и –18.5‰ для льда правой жилы (таблица). Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда, полученные в результате вертикального отбора левой жилы, незначительно отличаются от величин $\delta^{18}\text{O}$

Таблица. Изотопные характеристики подземных льдов и природных вод

Тип льда	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^2\text{H}$, ‰		d_{exc} , ‰	
		Макс/мин	Среднее	Макс/мин	Среднее	Макс/м	Среднее
Повторно-жильный лёд							
ПЖЛ левая, вертикальный отбор	10	−17.38/−18.37	−17.95±0.29	−126.9/−134	−131.3±2.2	13.35/11.36	12.3±0.6
ПЖЛ левая, горизонтальный отбор	18	−14.42/−18.15	−16.92±1.25	−103.7/−133.2	−123.8±9.4	12.96/9.2	11.6±1.1
ПЖЛ правая, горизонтальный отбор	8	−17.99/−19.35	−18.54±0.47	−131.9/−143	−135.8±3.9	13.09/11.75	12.5±0.5
Другие типы льда							
Термокарстово-пещерный лёд	8	−11.53/−15.48	−13.25±1.93	−83.1/−112.1	−95.2±14.7	11.98/9.1	10.8±1.2
Текстурный лёд	2	−12.45/−13.92	−13.18±1.04	−86.4/−98.7	−92.6±8.7	13.16/12.61	12.9±0.4
“Плечо” ПЖЛ из т/к льда	1	—	−12.90	—	−92.47	—	10.69
Элементарная жилка левой ПЖЛ	1	—	−12.72	—	−93.3	—	8.5
Элементарная жилка в СТС	1	—	−17.63	—	−126.7	—	14.3
Поверхностные воды							
Вода в основании обнажения	1	—	−14.5	—	−103.6	—	12.7
Вода термокарстового озера	2	—	−13.17±0.2	—	−101±0.3	—	4.35±1.1

льда правой жилы (рис. 3). Вероятно, это связано с разной генерацией жил в пределах данного полигонального торфяника, когда морозобойные трещины второй генерации открываются не каждый сезон растрескивания, а только в более суровые зимы (Vasil'chuk et al., 2024).

Величины $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда, полученного при горизонтальном отборе в левой жиле, повышаются от центральной зоны к боковым контактам (см. рис. 3), что, наиболее вероятно, указывает на участие повторно замёрзших термокарстовых вод на границах жил.

Термокарстово-пещерный лёд. Термокарстово-пещерный лёд, обрамляющий жилы, имеет средние значения $\delta^{18}\text{O} = -13.25\text{‰}$ (см. таблицу). Термокарстовые воды, отобранные в основании обнажения жильного льда, характеризуются близким ко льду значением $\delta^{18}\text{O} = -13.2\text{‰}$. Процессы термокарста, появления большого количества жидкой воды и ее последующего замерзания сформировали эти прослои конжеляционного льда, и также заделали боковые контакты жильного льда.

Интересно, что и “плечо” ПЖЛ, и текстурные льды вмещающих отложений и термокарстово-пещерный лёд имеют очень близкие величины $\delta^{18}\text{O}$ (см. таблицу; рис. 4). Это говорит о том, что все эти типы льда были сформированы при стабилизации термокарстового процесса по ледяным жилам. На момент опробования процессы термокарста активно протекают, т.е. стадия стабилизации, вероятно, уже сменилась повторной деградацией.

Элементарные жилки. Самый необычный эффект, установленный для данного обнажения ПЖЛ, заключается в полной замене льда элементарной жилки, проникающей в левую жилу. Если для элементарной жилки в слое СТС в 50 м от изученного обнажения было получено значение $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$, близкое к изотопному составу ПЖЛ, то для измененной элементарной жилки в обнажении величина $\delta^{18}\text{O}$ льда составила -12.7‰ , что практически полностью совпадает с изотопным составом кислорода текстурного льда плеча и окружающего трещинно-полостного льда (см. рис. 4, 5). Это означает, что помимо

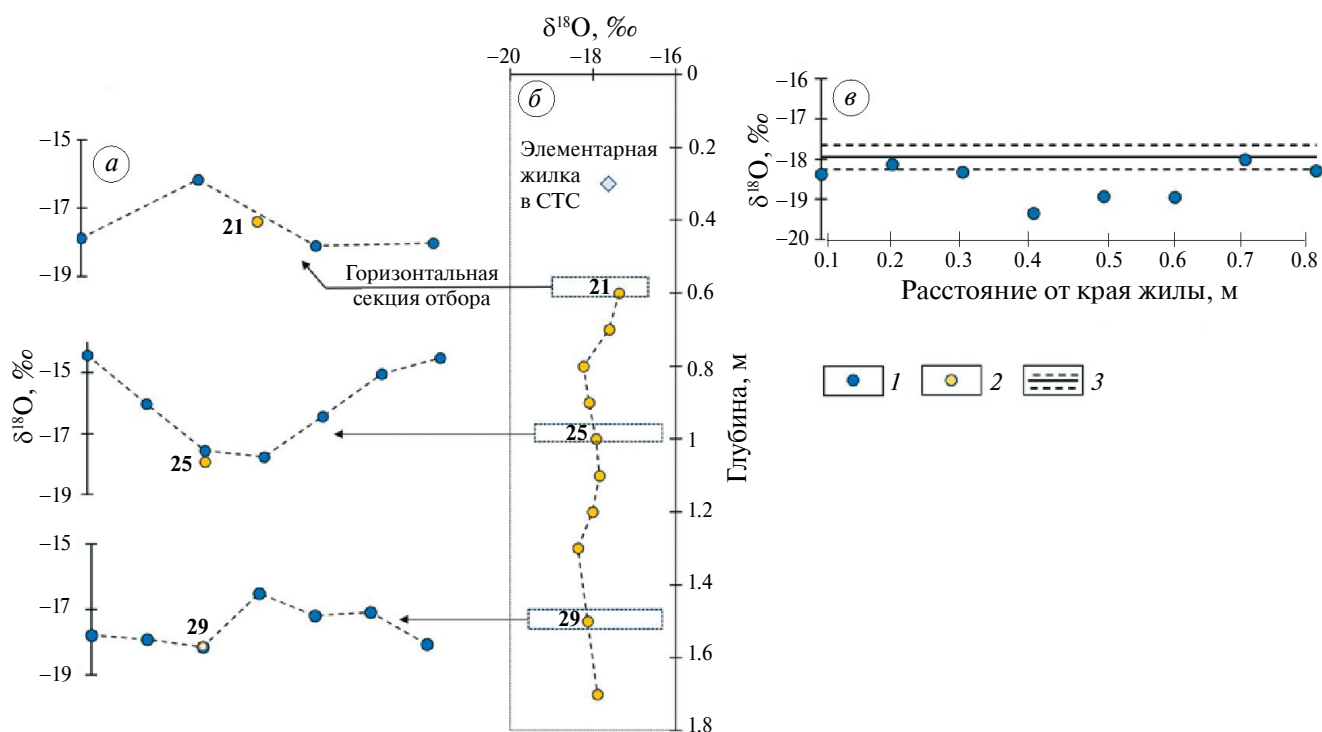


Рис. 3. Величины $\delta^{18}\text{O}$ льда при горизонтальном отборе левой жилы (а), вертикальном отборе левой жилы (б) и горизонтальном отборе правой жилы (в): 1 – жильный лёд горизонтальных секций, 2 – жильный лёд вертикальной секции, 3 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ левой жилы со стандартным отклонением

Fig. 3. The $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in horizontal sampling section of the left ice wedge (a), vertical sampling section of the left ice wedge (b) and horizontal sampling section of the right ice wedge (v): 1 – ice wedge ice of horizontal sections, 2 – ice wedge ice of the vertical section, 3 – average value of $\delta^{18}\text{O}$ of the left ice wedge with standard deviation

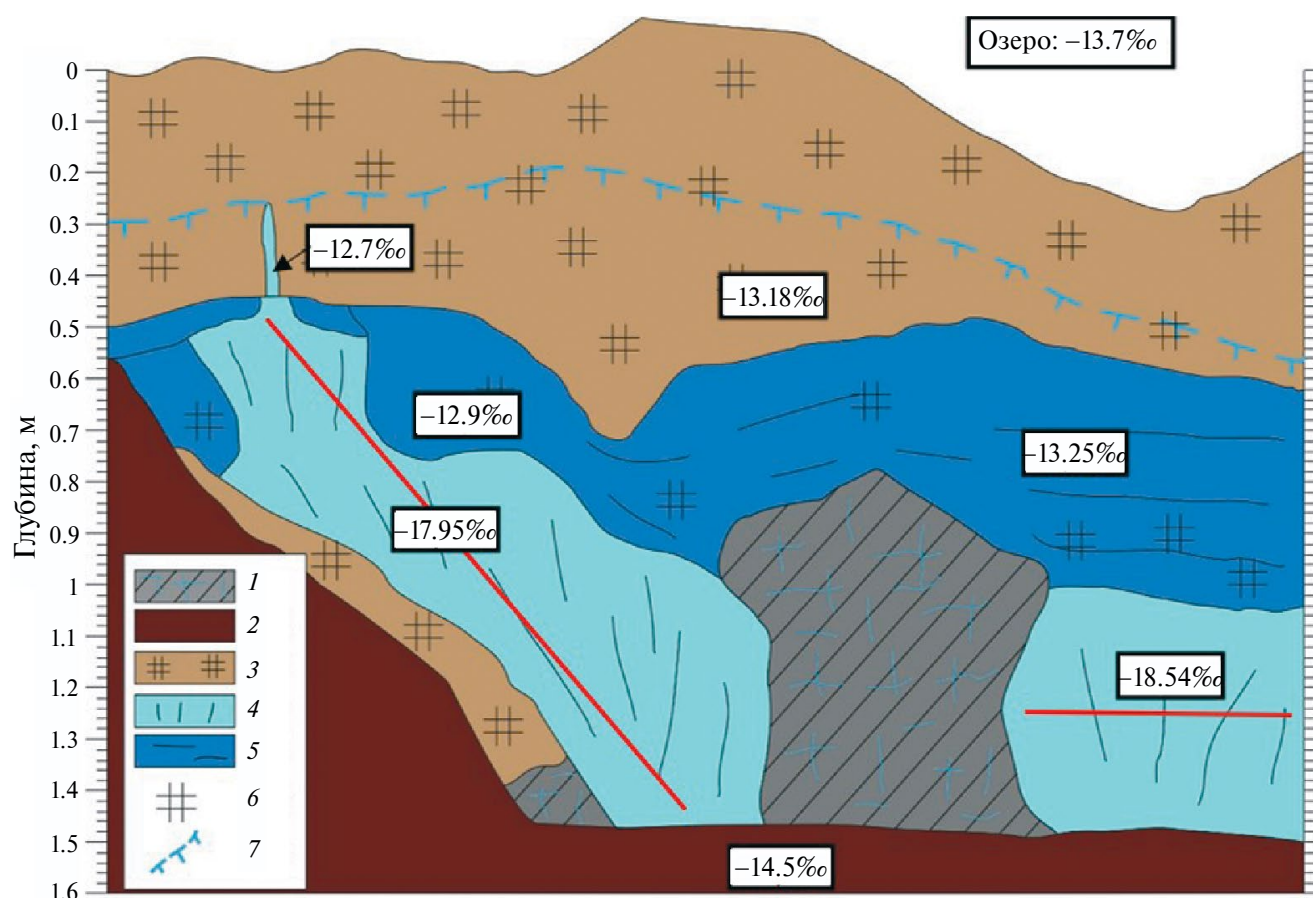


Рис. 4. Усреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ льда элементов обнажения. 1 – серые высокольдистые суглинки; 2 – оплывные и осыпные отложения; 3 – торф от слабой до средней степени разложения; 4 – повторно-жильный лёд; 5 – термокарстово-пещерный лёд; 6 – включения торфа во лёду; 7 – глубина протаивания (июль 2024). Красными линиями показаны профили отбора образцов, для которых приведены значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда

Fig. 4. Average $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in outcrop. 1 – grey icy loams; 2 – slush and scree deposits; 3 – peat from weak to moderate decomposition; 4 – ice wedges; 5 – thermokarst-cavity ice; 6 – peat inclusions in ice; 7 – thaw depth (July 2024). Red lines show sampling sections for which average $\delta^{18}\text{O}$ values of ice wedges are given

заполнения трещин и полостей конжеляционным льдом возможно даже заполнение элементарной жилки после её вытаивания.

ДИСКУССИЯ

Повторно-жильный лёд. Изотопные параметры жильного льда из вертикальной секции левой жилы и горизонтальной секции правой жилы (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух секций составило -18.2‰), которые не затронуты изменениями термокарстовыми водами, соответствуют современным температурным условиям региона. Среднезимние температуры воздуха, зафиксированные на метеостанции в г. Салехарде с 1960 по 2022 г., составляют -19.5‰ , если осредняется период с ноября по март включительно, и -16.9‰ , если осредняется период

с октября по март. Это даёт основание считать изотопные характеристики изученных жил близкими к современным. Также эти характеристики близки к изотопному составу кислорода голоценовых жил, описанных в этой части криолитозоны. Ближайшим местоположением, где были получены изотопные характеристики жильного льда, является обнажение в Юньягинском торфянике вблизи г. Воркута, формирование жил в котором происходило в период от 9 до 7 (5.5?) тыс. лет назад. Значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда там варьировали от -15.4 до -16.3‰ , среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -15.9‰ (Васильчук и др., 2005). Таким образом, разница между средними величинами $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух обнажений составила 2.3‰ , что полностью соответствует современным температурным различиям между Воркутой и Лабытнангами. Разница

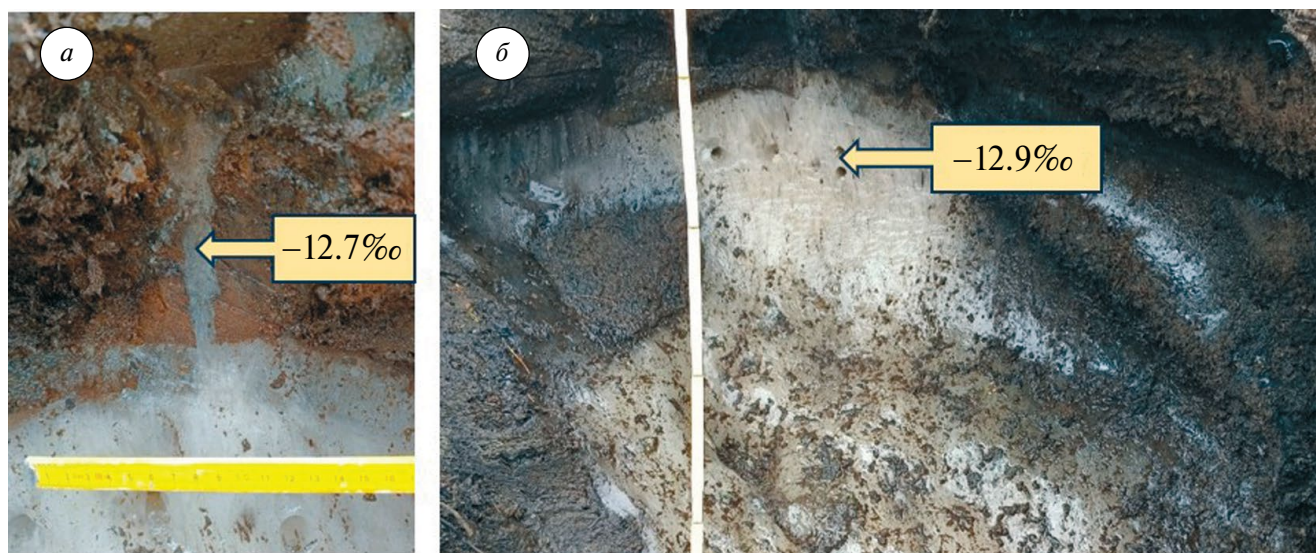


Рис. 5. Верхняя часть левой ПЖЛ: элементарная жилка, проникающая в оголовек ПЖЛ, к которому с обеих сторон примыкает прослой прозрачного пузырчатого льда (термокарстово-пещерный лёд) (а); “плечи” левой ПЖЛ, выполненные термокарстово-пещерным льдом и фрагментами торфа (б)

Fig. 5. The upper part of the left ice wedge: an elementary vein penetrating into the head of the ice wedge, which is adjoined on both sides by a layer of transparent bubbly ice (thermokarst-cavity ice) (a); the “shoulders” of the left ice wedge, filled with thermokarst- cavity ice and peat fragments (b)

в температурах января равна 3.5°C , что, учитывая формулу Ю.К. Васильчука $T_{\text{январь}} = 1.5 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$, обеспечивает разницу в изотопном составе кислорода в 2.3‰ . Эта зависимость изотопного состава кислорода жил от современных температур воздуха указывает на то, что, во-первых, голоценовые температурные условия были близки к современным, а во-вторых, дает нам основания предполагать голоценовый возраст изученного обнажения ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги. Об этом же свидетельствует близость значений $\delta^{18}\text{O}$ элементарной жилки в слое СТС, растущей на поверхности торфяника, к величинам $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда.

Кроме того, ранее вблизи г. Лабытнанги ($66^{\circ}30'$ с.ш., 67° в.д.) были получены радиоуглеродные датировки по торфу полигональных торфяников, вмещающих ПЖЛ, — от 2310 ± 80 до 4920 ± 90 лет назад, что говорит о том, что активный рост торфяников в районе начался около 5 тыс. лет назад и прекратился около 3–2.3 тыс. лет назад (Vasil'chuk et al., 2001). Рост жил в этом торфянике, вероятнее всего, начался около 3 тыс. лет назад.

Сохранность и степень изменённости жильного льда в полигональных голоценовых торфяниках вблизи южной границы распространения ПЖЛ говорит о сложных процессах взаимодей-

ствия климата, ландшафта и условий обводнённости. По данным Н.С. Даниловой (1962), в районе Салехарда в 60-е годы прошлого века на плоскобугристых торфяниках повторно-жильные льды ещё сохранялись, однако не проявляли признаков роста: отсутствовали валики на полигональных торфяниках, отмечалась плохая сохранность полигонов на болотах, залегание льда ниже уровня современного (1960-е годы) протавивания. Нами же установлено, что к настоящему времени в районе г. Лабытнанги продолжается рост повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствует существование морозобойных трещин в торфянике и наличие элементарных жилок в мёрзлой части слоя сезонного оттаивания. Однако этот рост соседствует с процессами термокарстового разрушения даже в пределах одного полигонального торфяника.

Н.С. Данилова (1962) отмечает, что торфяники в районе Салехарда имеют возраст голоценового оптимума (около 7 500 л.н.), а повторно-жильные льды сформировались позже, при последующем похолодании, т.е. являются эпигенетическими. Доказательством является выраженная полигональная сеть не только на торфяниках, но и на всей поверхности тундры, включая террасы разного возраста. Кроме того, возвышение торфяников над окружающей тундрой вероятно является следствием их промерзания и последующего

выпучивания. В-третьих, при вытаивании жильного льда в торфе формируется гладкая стенка, которая может быть сформирована только при одновременном растрескивании всей толщи торфа. Также Н.С. Данилова (1962) указывает на характерные для эпигенетических жил загибы грунта в краевых частях жилы. При исследовании повторно-жильного льда в районе г. Лабытнанги в его краевых частях не было обнаружено загибов грунта, свидетельствующих о давлении жилы на вмещающие породы.

Наиболее затронута процессами повторного намерзания конжеляционного льда левая жила

на боковых контактах (горизонтальная секция отбора на глубине 1 м). На диаграмме (рис. 6) хорошо заметно, что точки, соответствующие горизонтальной секции отбора левой жилы, находятся между точками, представляющими вертикальную секцию жилы, и точками наиболее изотопно-тяжелых термокарсто-пещерных льдов. Перекрывание диапазонов значений говорит о том, что лёд здесь сформировался повторно при участии воды, сформировавшей пещерно-полостной лёд и в целом близкой по составу к воде, отобранной в основании обнажения. Об этом же говорит уравнение регрессии для

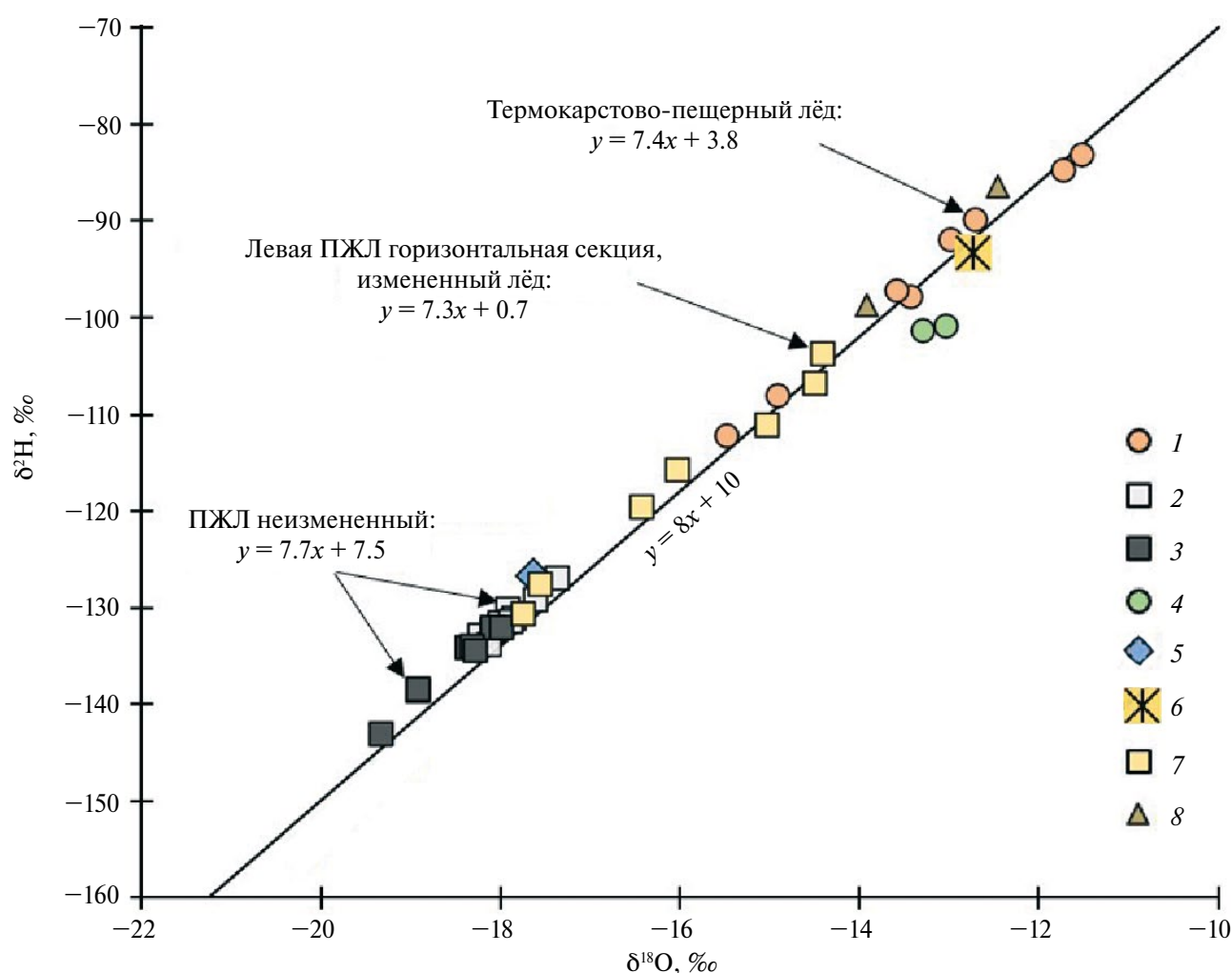


Рис. 6. Изотопные параметры всех типов льдов в полигональном торфянике: 1 – термокарстово-пещерный лёд, 2 – лёд вертикальной секции левой жилы, 3 – лёд правой жилы, 4 – озерная вода, 5 – элементарная жила в слое СТС, 6 – элементарная жила в верхней части левой ПЖЛ, 7 – лёд горизонтальной секции отбора в левой жиле на гл. 1 м., 8 – текстурный лёд

Fig. 6. Isotopic parameters of all types of ice in a polygonal peat bog: 1 – thermokarst-cavity ice, 2 – ice of the vertical section of the left ice wedge, 3 – ice of the right ice wedge, 4 – lake water, 5 – elementary vein in the STS layer, 6 – elementary vein in the upper part of the left IW, 7 – ice of the horizontal section in the left ice wedge at a depth of 1 m, 8 – texture ice

льда горизонтальной секции (см. рис. 6), которое наследует наклоны, характерные для термокарстово-пещерного льда, и которое маркирует линию смешения двух источников — талых вод ПЖЛ и термокарстовых вод. Точки ПЖЛ правой жилы и левой жилы вертикального отбора находятся вблизи глобальной линии метеорных вод и формируют тренд, описываемый уравнением $\delta^2\text{H} = 7.7 \cdot \delta^{18}\text{O} + 7.5$, что, как мы полагаем, является характеристикой неизмененных повторно-жильных льдов района.

Термокарстово-пещерный вторичный лёд. Современная климатическая обстановка в криолитозоне способствует развитию склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов. При этом в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные просадки, полости, промоины и трещины, в которых, при попадании воды и последующем её замерзании, образуются льды, осложняющие строение подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена.

Известно, что вторичные процессы приводят к формированию других генетических типов льда, зачастую входящих в состав жилы, таких как термокарстово-пещерные. Термокарстово-пещерный лёд как правило формируется в термокарстовой полости над жилой, заполненной свободной водой, замерзание которой и формирует этот тип льда. Таким образом над жилой создается прослой конжеляционного льда, который со временем входит в состав жильного льда, поскольку сверху его пробируют элементарные жилки и также вверх происходит последующий рост жилы (Розенбаум и др., 1978; Тихонравова и др., 2020). Присутствие термокарстово-пещерного льда в разрезах ПЖЛ отмечается в разных сочетаниях и не только над головой жилы. Так, в разрезе берегового обрыва южного побережья о. Сибирякова встречается несколько генераций ПЖЛ совместно с присутствием линзовидного термокарстово-пещерного льда, который залегает в полостях ПЖЛ, частично замещая кровлю жилы. Доказательством вторичного происхождения термокарстово-пещерного льда является то, что он выполняет вторичные полости в теле ледяных жил, но сам не освоен морозобойным растрескиванием (Облогов, 2015).

Вхождение в состав ледяной жилы термокарстово-пещерного льда, с одной стороны, считалось безусловным свидетельством изменения термических условий и увлажнения на былой полигональной поверхности (Конишев, 2013),

с другой — показателем нарушения первичного изотопного сигнала жильного льда (Тихонравова и др., 2017). Негомогенность изотопного состава кислорода жильного льда, таким образом, связана с двумя факторами — разновозрастными льдами, формирующими один разрез ПЖЛ, и разным генетическим типом льда, слагающим разрез ПЖЛ.

Одним из подходов к разграничению разных типов льда, слагающих разрез ПЖЛ, являются петрологические исследования (Слагода и др., 2012; Тихонравова и др., 2020). Согласно представлениям А.И. Попова, П.А. Шумского, Б.И. Втюрина и В.И. Соломатина (Шумский, 1955; Попов, 1955; Втюрин, 1975; Соломатин, 2013), соотношение разновидностей позднеголоценовых льдов с вмещающими ледяными телами и мёрзлыми породами, структурно-текстурные особенности новообразованных льдов и их кристаллическое строение определяются характером (формой и ориентировкой) полостей, их размерами и условиями промерзания.

Петрологические исследования подземного льда могут служить надежным инструментом при установлении парагенеза в одном обнажении. Так, например, для жильного льда, вскрытого в торфянике Пур-Тазовского междуречья, было установлено сложное сочетание разных типов льдов (Тихонравова и др., 2020). В плечике жилы были установлены крупные кристаллы сегрегационного льда и ещё более крупные — термокарстово-пещерного льда, что указывало на протаивание жилы с боков, а затем медленное промерзание свободной воды с образованием длинных вытянутых кристаллов. Лёд формировался, по мнению авторов, из воды, по гидрохимическим характеристикам представлявшей смесь водной вытяжки из мёрзлого торфа и льда центральной части жилы. Кроме того, ростки полигонально-жильного льда также были сложены разными типами льда: один росток был сложен кристаллами элементарных жилок льда, а другой был представлен кристаллами термокарстово-пещерного льда, к которому примыкал сегрегационный лёд линз в торфе.

Сочетание этих типов льда в составе жилы обусловлено различными криогенными процессами в период формирования торфяника в условиях изменяющегося климата голоцена, который также повлиял на скорость и характер накопления торфа. Авторы полагают, что рост сингенетических жил в районе Пур-Тазовского междуречья протекал в результате морозобойного растрескивания и проходил в атлантический,

суббореальный и субатлантический периоды го-лоцена и продолжается в настоящее время. Однако, помимо процесса морозобойного растрескивания, в формировании жилы участвовали процессы локального термокарста, вызвавшие частичное протаивание её с боков и в кровле при образовании ростка из термокарстово-пещерного льда. Частичное протаивание с образованием крупных выступов и сужений жилы, преобразование структуры льда, включение в состав жилы внутригрунтовой воды в виде сегрегационного льда в плечике, вероятно, произошли в максимально тёплый, влажный этап атлантического периода — от 6000 до 5500 л.н., а дальнейший рост и расширение жилы продолжались за счёт морозобойного растрескивания в суббореальный период. При возобновлении промерзания толщи и роста жилы в зоне частичного протаивания плечика сначала из свободной воды формировался термокарстово-пещерный лёд, а затем — сегрегационный за счёт слабосвязанной воды торфа, о чём свидетельствует также смешанный состав льда жилы в зоне плечика (Тихонова и др., 2020).

В изученном нами обнажении ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) элементарной жилки, разбивающей левую жилу, также указывает на возможность образования ростков за счет термокарстово-пещерного льда. Если проникновение жилки в слой термокарстово-пещерного льда представляется частой картиной, то выполнение самой элементарной жилки вторичным конжеляционным льдом значительно затрудняет интерпретацию. Жилка соединяется с ледяной линзой (см. рис. 5) того же изотопного состава, что прямо говорит о заполнении этих полостей и трещин одной и той же свободной водой, замерзание которой привело к образованию конжеляционного льда. Таким образом, изотопные характеристики элементарной жилки говорят о том, что она выполнена вторичным льдом.

Формирование парагенетического сочетания льдов в обнажении. Заполнение вторичным льдом больших полостей над жилами и на боковых контактах жил не обязательно может быть связано с периодами максимального потепления в регионе. Это могут быть и относительно современные метеорологические факторы, запускающие процесс термокарста по ледяным жилам, такие как высокая межгодовая изменчивость летних температур воздуха и условий обводненности, влияющих на подъем уровня озера. Достаточно нескольких аномально теплых летних сезонов с большим количеством осадков. Замерзание

этих обводненных в результате термокарста полостей возле и над изученными жилами происходило не в один зимний сезон, а постепенно в течение некоторого времени. Об этом говорит наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для образцов термокарстово-пещерного льда, равный 7.4, что указывает на условия открытой системы (см. рис. 6). Если бы весь объем внутригрунтовой воды, содержащейся во вмещающих жилы отложениях, замерз в течении одного сезона, то имели бы место условия закрытой системы и это отразилось бы наклоне $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ линии, аппроксимирующей полостной лёд. Условия открытой системы подразумевают образование небольшого количества конжеляционного льда из большого объема свободной воды. Этому условию соответствует намерзание термокарстово-пещерного льда из проникающих к ПЖЛ озёрных вод, имеющих связь с озером. Вероятно, подтопление полигонального торфяника озерной водой привело к значительному протаиванию жил, обводнению вмещающих отложений. Последующее промерзание и постепенное снижение уровня озера выразилось в постепенном подъеме границы талого слоя, постепенном промерзании всего разреза. Поэтому на контактах жильного льда изотопные параметры термокарстово-пещерного льда говорят о смешении озёрной воды и талых жильных льдов, а также о том, что при образовании основного тела термокарстово-пещерного льда возросло участие озёрной воды. Современное термокарстовое озеро у стенки обнажения характеризуется высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды, подвергшейся процессам испарения. В момент подтопления и термокарста по ледяным жилам озёрная вода не была испарена, поскольку точки термокарстово-пещерного льда находятся вблизи линии метеорных вод (см. рис. 6), следовательно, и вода-источник также имела изотопные характеристики атмосферных вод. Вероятно, в тот момент озеро имело достаточное питание атмосферными осадками и процессы испарения не сильно влияли на изотопные параметры воды.

Присутствие термокарстово-пещерных льдов в виде измененных ростков полигонально-жильного льда необходимо учитывать при интерпретации данных по изотопному составу и реконструкции палеотемператур. Нами ранее уже упоминалось, что в опубликованных данных по Ямалу для современных ледяных жилок не все значения $\delta^{18}\text{O}$ можно использовать как современные, поскольку они некорректно согласуются друг с другом и с географическим положением

участков опробования (Чижова и др., 2021). Величина $\delta^{18}\text{O}$ для современной жилки в Марре-Сале, составившая -14‰ (Стрелецкая и др., 2013, 2015), возможно, контаминирована современным текстурным льдом (который имеет более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем ПЖЛ). Использование изотопных параметров подземных льдов, таким образом, должно опираться на детальный отбор всех видов льдов, вскрытых в обнажении или расчистке для того, чтобы по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ убедиться в ненарушенности первичного изотопного состава льда. Изотопные исследования подземных льдов, особенно залегающих в парагенетических сочетаниях, являются надежным инструментом разграничения этих типов льдов и последующего использования ПЖЛ для палео-температурных реконструкций.

ВЫВОДЫ

В обнажении подземного повторно-жильного льда в полигональном торфянике близ г. Лабытнанги описано парагенетическое сочетание разных типов льда. В строении разреза принимают участие: повторно-жильный лёд, элементарные жилки, термокарстово-пещерный и сегрегационный шлировый лёд. Повторно-жильный имеет изотопные характеристики льда, соответствующие позднему голоцену, — величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ жильного льда, не затронутого процессами термокарста и вторичного образования льда, варьируют от -17.4 до -19.3‰ и от -126.9 до -143‰ соответственно. Эти значения указывают на близость температур воздуха холодного периода времени формирования жил современным климатическим условиям. Гетерогенные льды в составе жил в обнажении маркируют процессы локального термокарста и последующей стабилизации ПЖЛ. Вероятно, эпизод значительного протаивания жил был связан с подтоплением этой части торфяника ближайшим озером. Последующее промерзание обводненных вмещающих жилы отложений с большим количеством свободной озерной воды привело к формированию сложной картины сочетания разных типов льдов в одном разрезе, включая полное замещение элементарной жилки термокарстово-пещерным льдом. Таким образом, клиновидные ростки в кровле жилы могут быть как элементарными жилками (в пределах данного полигонального торфяника), так и вторичным льдом, что важно учитывать при использовании ПЖЛ в палеоклиматических реконструкциях. Для уверенного использования такого инструмента как изотопный состав кислорода льда необходимо

детальное опробование всех типов льдов и установление степени сохранности первичного изотопного сигнала.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 25-27-00233.

Acknowledgements. The work was carried out with the support of the Russian Science Foundation, project No. 25-27-00233.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изоскейпы и палеоизотермы среднеянварской температуры воздуха в голоцене на севере Западной Сибири (по данным изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2024. Т. 79. № 3. С. 78–88.
- Васильчук Ю.К. Южный предел ареала повторно-жильных льдов в Евразии // Криосфера Земли. 2004. Т. 8. № 3. С. 34–51.
- Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержицкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Первые для севера Европы 14C -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ города Воркуты // ДАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 684–689.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 404 с.
- Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь / В.Т. Трофимов, Ю.К. Васильчук, В.В. Баулин и др.; под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 453 с.
- Данилова Н.С. Жильные льды и бугристые торфяники района г. Салехарда // Очерки региональной и исторической криологии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 75–80. (Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. XVIII).
- Дубиков Г.И. Повторно-жильные льды в Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. географ. 1966. № 5. С. 73–80.
- Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 3–16.
- Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене — голоцене / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.
- Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 5–24.

- Розенбаум Г.Э., Архангелов А.А., Коняхин М.А. Термокарстово-пещерные льды Яно-Индигирской низменности // Проблемы криолитологии. 1978. Вып. 7. С. 74–92.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 9–22.
- Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения / Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2013. 346 с.
- Соромотина О.В. Климат. Атлас Ямало-Ненецкого Автономного округа / Под ред. С.И. Ларина. Омск: ФГУБ “Омская картографическая фабрика”, 2004. С. 105–127.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 98–106.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 83–92.
- Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564.
- Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 225–238.
- Шумский П.А. Основы структурного лесоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Чижова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 139–148.
- Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R. Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 25. № 2. L02503.
- Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. V. 297. P. 20–42.
- Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijima Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Raynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // Nat. Geosci. 2016. V. 9. P. 312–318.
- Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton Ju. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. P. 199–209.
- Raynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geocological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost land scapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska // Glob. Chang. Biol. 2014. V. 20. № 4. P. 1211–1224.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. V. 18. P. 7–19.
- Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Vol. 1. International Contributions / Ed. K.M. Hinkel. Salekhard: The Northern Publisher, 2012. P. 383–388.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N.A. Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34. P. 142–165.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data // Boreas. 2014. V. 43. № 3. P. 678–687.
- Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}\text{O}$ – δD in ground ice from Northwest Siberia // Radiocarbon. 2001. V. 43. № 2B. P. 527–540.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Synchronous isotopic curves in Ice Wedges of the Batagay Yedoma: Precision Matching and Similarity Scoring // Permafrost and Periglacial Processes. 2024. V. 35. № 3. P. 478–492.

Citation: Chizhova Yu.N., Kuzyakin L.P., Vasil'chuk Yu.K., Rogova Z.M., Dunaev A.V. Isotopic signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of ice wedges at southern limit of their distribution near the city of Labytnangi (Yamal Peninsula). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 518–532. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030126

Isotopic Signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of Ice Wedges at Southern Limit of their Distribution near the City of Labytnangi (Yamal Peninsula)

© 2025 Yu. N. Chizhova^{a, #}, L. P. Kuzyakin^b, Yu. K. Vasil'chuk^b, Z. M. Rogova^b, A. V. Dunaev^b

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

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

Received March 12, 2025; Revised April 21, 2025; Accepted June 26, 2025

In 2024, a polygonal peatland with ice wedges was studied near the city of Labytnangi (Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia). Ice wedges were uncovered in the wall of a thermoerosional gully cut into the polygonal peatland and opening into a thermokarst lake. The values of $\delta^{18}\text{O}$ (from -14.4 to -19.35‰) and $\delta^2\text{H}$ (from -103.7 to -143‰) of the ice were partially altered by secondary processes associated with flooding and subsequent freezing of free water. This led to the formation of thermokarst-cavity ice overlying the ice wedges, with $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -11.5 to -15.5‰ . The central parts of the ice wedges were not affected by secondary processes, and their isotopic characteristics indicated the Holocene or modern age of the ice wedges. In the studied polygonal peat bog, the elementary vein had the values of $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -126.7\text{‰}$, while the vein penetrating one of the studied wedges was composed of thermokarst-cavity ice with values of $\delta^{18}\text{O} = -12.7\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -93.3\text{‰}$. Thus, the wedge-shaped sprouts above the wedge can be both elementary veins (within the given polygonal peat bog) or secondary thermokarst-cavity ice (directly penetrating the described ice wedge), which is important for the use of ice wedges in paleo-climatic reconstructions. The relationship of $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ values of thermokarst-cavity ice indicates open system conditions, when secondary ice was formed by gradual freezing of sediments connected to a large water reservoir, which may be a nearby thermokarst lake. Probably, the episode of significant thawing of ice wedges was associated with flooding of this part of the peat bog by a nearby lake. Isotope studies of underground ice are a reliable tool for establishing the paragenesis of different types of ice exposed in one outcrop.

Keywords: isotope composition, ground ice, ice wedges, thermokarst, paragenesis

REFERENCES

- Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Isoscapes and paleoisotherms of the Holocene mean January air temperature on the northwestern Siberia (based on stable oxygen isotope composition of ice wedges). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5, Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5, Geography. 2024, 79 (3): 78–88 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K. The southern limit of the area of ice wedge in Eurasia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2004, 8 (3): 34–51 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Papesh V., Rank D., Sulerzhitsky L.D., Vasil'chuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. The first ^{14}C -dated oxygen and deuterium isotope diagrams from ice wedges near the city of Vorkuta for the north of Europe. *Doklady akademii nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 400 (5): 684–689 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K. Ice Wedge: Heterocyclity, Heterogeneity, Heterochroneity. Moscow: Moscow University Press, 2006: 404 p. [In Russian].
- Vityurin B.I. *Podzemnyye l'dy SSSR*. Underground ice of the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
- Geokriologiya SSSR. *Zapadnaya Sibir'*. Geocryology of the USSR. Western Siberia. Moscow: Nedra, 1989: 453 p [In Russian].
- Danilova N.S. *Zhil'nye l'dy i bugristye torfyaniki rajona g. Salekharda*. Vein ice and bumpy peat bogs of the Salekhard area. In: Essays on regional and historical cryology. Moscow: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1962: 75–80 [In Russian].
- Dubikov G.I. Re-vein ice in Western Siberia. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 1966 (5): 73–80 [In Russian].

- Konishchev V.N. Nature of the cyclic structure of the ice complex of Eastern Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2013, 17 (1): 3–16 [In Russian].
- Oblogov G.E. Evolution of the cryolithozone of the coast and shelf of the Kara Sea in the late Neopleistocene-Holocene. PhD thesis. Tyumen: Institute of Earth Cryosphere SB RAS, 2016: 197 p. [In Russian].
- Popov A.I. Origin and development of powerful fossil ice. *Materialy k osnovam ucheniya o merzlyh zonah zemnoj kory*. Materials on the fundamentals of the doctrine of the frozen zones of the Earth's crust. Issue 2. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1955: 5–24 [In Russian].
- Rosenbaum G.E., Arkhangelov A.A., Konyakhin M.A. Thermokarst-cave ice of the Yana-Indigirka lowland. *Problemy kriolitologii*. Problems of cryolithology. 1978, 7: 74–92 [In Russian].
- Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. Structure and genesis of underground ice in the Upper Neopleistocene-Holocene deposits of Cape Marre-Sale (Western Yamal). *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2012, 16 (2): 9–22 [In Russian].
- Solomatin V.I. *Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya*. Physics and geography of underground glaciation. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2013: 346 p. [In Russian].
- Soromotina O.V. *Klimat. Atlas Yamalo-Nenetskogo Avtonomnogo okruga*. Climate. Atlas of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. Omsk: Federal State Budgetary Institution "Omsk Cartographic Factory", 2004: 105–127 [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. Reconstruction of the paleoclimate of the Russian Arctic in the late Neopleistocene-Holocene based on data on the isotopic composition of polygonal-wedge ice. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2015, 19 (2): 98–106 [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic composition of underground ice of Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (2): 83–92 [In Russian].
- Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of late Holocene ground ice in the north of Western Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 553–564 [In Russian].
- Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Butakov V.I., Lupachev A.V., Kuznetsova A.O., Simonova G.V. Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 225–238 [In Russian].
- Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Petrografiya presnogo l'da kak metod glyatsiologicheskogo issledovaniya*. Fundamentals of structural ice science. Petrography of fresh ice as a method of glaciological research. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
- Chizhova Yu.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic composition of oxygen and hydrogen in ice wedges of Central Yamal. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 139–148 [In Russian].
- Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R. Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophys. Res. Lett.* 2006, 25 (2): L02503.
- Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Reynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. *Geomorphology*. 2017, 297: 20–42.
- Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijima Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Reynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nat. Geosci.* 2016, 9: 312–318.
- Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton Ju. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29: 199–209.
- Reynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost land scapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska. *Glob. Chang. Biol.* 2014, 20 (4): 1211–1224.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007, 18: 7–19.
- Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment. In: *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost* (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Vol. 1. International Contributions. Ed. K.M. Hinkel. Salekhard: The Northern Publisher, 2012: 383–388.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N.A. Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023, 34: 142–165.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data. *Boreas*. 2014, 43 (3): 678–687.
- Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}\text{O}$ – δD in ground ice from Northwest Siberia. *Radiocarbon*. 2001, 43 (2B): 527–540.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Synchronous isotopic curves in Ice Wedges of the Batagay Yedoma: Precision Matching and Similarity Scoring. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2024, 35 (3): 478–492.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций
(Роскомнадзор)

Подписано к печати	Дата выхода в свет Тираж экз. Зак.	Формат 60 × 88/8. Усл. печ. л. Цена свободная.	Уч.-изд. л.
Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество			

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-020-2-25 ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1



