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

Лёд и Снег
Ice and Snow

Том 65
№ 1, 2025

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 65, № 1, 2025

Ice and Snow

2025

Российская академия наук

ЛЁД И СНЕГ

Том 65 № 1 2025 Январь – Март

Основан в 1961 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN: 2076-6734

Журнал издаётся под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:
117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.
Тел.: 8-(499) 124-73-82
ice-snow.igras.ru
Сайт журнала «Лёд и Снег» https://ice-snow.igras.ru

Фото на обложке:
Ледник Бернал, Кордильера Сармьенто де Гамбоа, Патагония, Чили. Фото Давида Коссио 26 ноября 2024 г.
Bernal glacier, Cordillera Sarmiento de Gamboa, Patagonia, Chile. Photo by David Cossio on November 26, 2024.

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 65, номер 1, 2025

Подземные льды и наледи

Палеогляциология

Экспресс-информация

CONTENTS

Vol. 65, No. 1, 2025

Information

Glaciers and Ice Sheets

Snow Cover and Avalanches

Sea, River and Lake Ice

Ground Ice and Icings

Palaeoglaciology

Express information

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 6

ИНФОРМАЦИЯ

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДНИКА БЕРНАЛ В ЧИЛИЙСКОЙ ПАТАГОНИИ В 2024 г.

Т. Д. Киселева

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: milkyclimb@gmail.com

Glaciological studies of Bernal Glacier in Chilean Patagonia in 2024

T. D. Kiseleva

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

e-mail: milkyclimb@gmail.com

С 18 по 27 ноября 2024 года в рамках экспедиции “Patagonian Ice Fields Research Program” (PIRP) были проведены гляциологические исследования ледника Бернал в Кордильере Сармьенто де Гамбоа, Патагония, Чили. Экспедиция направлена на обучение молодых учёных современным методам исследования в областях гляциологии, геофизики и метеорологии, а также на развитие полевых навыков, таких, как: обустройство быта, альпинизм и ледолазание. Самое ценное в программе – международное сотрудничество и появление новых друзей из разных стран. В 2024 году в экспедиции участвовали 19 человек, включая 10 студентов и 6 наставников из Чили, России, Швейцарии, Франции, Китая, Перу, Колумбии, Германии, Тайваня и других стран (рис. 1 и 2).

Рис. 1. Участники и наставники программы. Слева направо: Яра, Кристобал, Мало, Альберто, Наталиа Мартинес, Камило Рада, Анастасия, Таисия, Хань Ю, Ана Каролина, Пол, Хавьера, Донглай, Фабиен, Давид, Уилмер, Микаэла, Сантьяго, Джино Касасса

Первую половину экспедиции мы осваивали новые методики исследования, после чего уже работали над индивидуальными проектами. Из-за погодных условий основная часть работ была проведена в последние три дня, после чего нас эвакуировали из-за приближающегося атмосферного фронта. За 10 дней работы удалось установить 8 абляционных реек, проложить 6 км радиолокационных профилей, составить схему геологического строения приледниковой зоны, отобрать 8 образцов древесных кернов, сделать батиметрию ледникового озера, взять пробы для химического анализа, установить на фронтальной морене 3 камеры для периодической съёмки и сейсмостанции сроком на год.

Программа проходила с 14 ноября по 3 декабря, стартовав из портового города Пунта Аренас, откуда ходят круизные суда в Антарктиду. После полевых работ мы вернулись уже в Пуэрто Наталес, где занимались первичной обработкой данных, гуляли, провожая тёплые дни перед возвращением в Северное полушарие. В один из последних вечеров состоялась открытая лекция для жителей города, где участники рассказывали о своих проектах, об экспедиции и о важности Наук о Земле в целом.

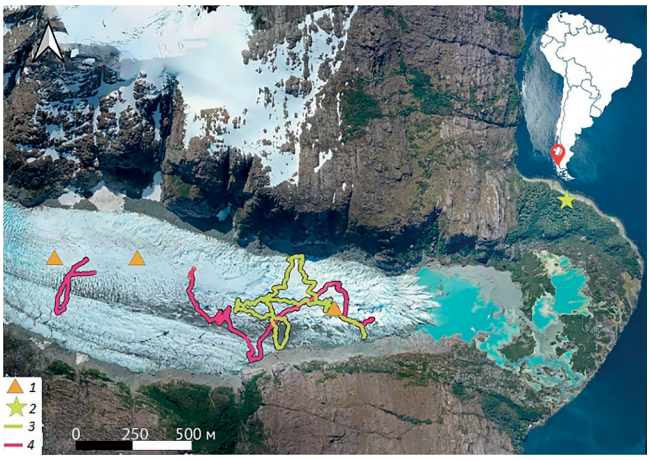


Рис. 2. Схема работ на леднике Бернал. *1* – абляционные рейки (12 м), *2* – базовый лагерь, *3* – радиолокационный профиль I, *4* – радиолокационный профиль II. В качестве подложки ортофотоплан 26 ноября 2024 с дрона DJI Mavic 2 в надир с высот 1600–2000 м

Каждый год проходят две аналогичные программы: одна в Патагонии в ноябре и вторая на Аляске в июле. Участие в этих экспедициях предоставляет уникальный опыт в исследовательской деятельности и настоящее приключение, особенно для молодого учёного.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 7–20

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324

СОГЛАСОВАННОСТЬ ОРБИТАЛЬНЫХ ДАТИРОВОК ЛЕДЯНЫХ КЕРНОВ ВОСТОКА И EPICA DC, ОСНОВАННЫХ НА ЗАВИСИМОСТИ ГАЗОСОДЕРЖАНИЯ ЛЬДА ОТ МЕСТНОЙ ИНСОЛЯЦИИ

© 2025 г. В. А. Хомякова[1], Н. А. Тебенькова[1,2], В. Я. Липенков[1,*], Д. Рэйно[3]

[1]*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Институт наук об окружающей среде, Гренобль, Франция*
**e-mail: lipenkov@aari.ru*

Поступила 02.12.2024 г.
После доработки 09.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Представлены взаимно согласованные орбитальные шкалы возраста ледяных кернов станции Восток и проекта EPICA DC, построенные путем совмещения экспериментальных рядов газосодержания льда с расчётными кривыми местной летней инсоляции. Показано, что точность полученных датировок сопоставима с точностью оптимизированной многопараметрической временной шкалы AICC2023, которая считается наиболее совершенной на сегодняшний день для этих кернов.

Ключевые слова: газосодержание, местная летняя инсоляция, орбитальная настройка, временная шкала ледяного керна

DOI: 10.31857/S2076673425010017, **EDN**: GZQKLC

ВВЕДЕНИЕ

Керны древнего атмосферного льда, добываемые при колонковом бурении глубоких скважин в современных ледниковых покровах, содержат наиболее полную информацию о прошлых изменениях климата и газового состава атмосферы Земли в масштабах времени от десятков лет до сотен тысяч и миллионов лет. Полученные при их изучении данные используются для исследования причин и механизмов эволюции климата и для проверки способности климатических моделей воспроизводить прошлые (а, значит, предсказывать будущие) изменения климата нашей планеты. Одной из центральных проблем палеоклиматической интерпретации керновых данных остается определение возраста ледяных отложений и возраста захваченного ими атмосферного воздуха. От точности датировок зависят наши возможности правильно определять последовательность и продолжительность климатических событий и изучать фазовые соотношения между астрономическим форсингом (длиннопериодные вариации инсоляции, обусловленные периодическими изменениями параметров орбиты Земли) и различными климатическими реакциями (изменения температуры воздуха и концентрации парниковых газов в атмосфере, колебания уровня моря и т.д.).

На протяжении многих лет для датирования колонок ледяных кернов, полученных в областях с низкой аккумуляцией снега, использовался комбинированный метод, включающий моделирование ледникового покрова на основе заданных временных изменений характеристик климата на поверхности ледника и условий на его ложе и последующее согласование реконструированных палеоклиматических рядов с другими климатическими сигналами, независимо датированными, в том числе с помощью методов орбитальной настройки (Kawamura et al., 2007; Parrenin et al., 2007; Salamatin et al., 2009). Преимущество такого подхода состоит в системном использовании всего комплекса палеоклиматической информации, заключенной в датируемом керне льда. Вследствие этого установленная хроностратиграфическая шкала оказывается неразрывно связанной с палеоклиматическими рядами, восстановленными по керновым данным, что позволяет взаимно согласовывать результаты исследований, выполненных различными методами.

В последнее время получил развитие байесовский подход к согласованию и синхронизации максимального числа независимых датировок, полученных различными методами для кернов, добытых в разных пунктах бурения антарктического

и гренландского ледниковых покровов. Для реализации этого подхода были разработаны вероятностные модели и соответствующие им программные продукты Datice (Lemieux-Dudon et al., 2010) и Paleochrono (Parrenin et al., 2021), использование которых привело к созданию многопараметрических оптимизированных хроностратиграфических шкал AICC2012 (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013) и AICC2023 (Bouchet et al., 2023), синхронизированных по данным кернов четырех антарктических (EDC, EDML, Купол Талос и Восток) и одной гренландской (NGRIP) глубоких буровых скважин. Последняя из разработанных шкал (AICC2023) в настоящее время рекомендована в качестве «официальной» для палеоклиматических реконструкций по керну европейского бурового проекта EPICA на Куполе С (EDC).

Очевидно, что, наряду с развитием многопараметрического подхода к датированию ледяных кернов, актуальной задачей остается разработка и совершенствование оригинальных методов определения возраста льда, результаты которых используются при создании оптимизированных временных шкал. Особое внимание последнее время уделяется развитию методов орбитального датирования, основанных на связи некоторых свойств ледникового льда с местной инсоляцией.

Возможность создания практически абсолютной временной шкалы ледяных кернов, привязанной к местной инсоляции, впервые была продемонстрирована в работе М. Бендера (Bender, 2002), который связал изменения в соотношении O_2/N_2 ($\delta O_2/N_2$) в захваченном льдом воздухе с долгопериодными изменениями летней инсоляции в пункте бурения. Дальнейшие исследования показали, что и изменчивость общего газосодержания ледяной породы в вертикальном профиле ледника также в значительной степени определяется вариациями местной инсоляции (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011)

Газосодержание льда (V) обычно выражают приведенным к нормальным условиям объемом захваченного льдом воздуха, приходящимся на 1 г ледяной породы. Связь газосодержания с условиями льдообразования определяется законом идеального газа (Martinerie et al., 1992):

$$V = V_c \frac{P_c T_0}{T_c P_0}, \qquad (1)$$

где $T_0 = 273$ K, $P_0 = 1013$ мб – нормальные условия, V_c – объём газовых включений во время изоляции пор фирна от атмосферы, P_c, и T_c – давление и температура воздуха во время изоляции. Для современных климатических условий установлена эмпирическая зависимость V_c от среднегодовой температуры поверхности ледника T_s (Martinerie et al., 1992):

$$V_c\ (\text{см}^3\text{г}^{-1}) = 7.6\cdot10^{-4} T_s\ (\text{K}) - 0.57. \qquad (2)$$

Помимо этого, в работах (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011) было показано, что значительный вклад в общую изменчивость V вносят вариации V_c, которые не связаны со среднегодовой температурой, но хорошо коррелируют с изменениями местной летней инсоляции.

Строгой физической модели, связывающей $\delta O_2/N_2$ и V_c с местной инсоляцией, до сих пор не создано, но механизмы этой связи достаточно подробно описаны (см., например, Lipenkov et al., 2011). Инсоляционный сигнал закладывается в указанные свойства ледникового льда через влияние летней температуры поверхности ледника (в Антарктиде она в значительной степени определяется летней инсоляцией) на процессы метаморфизма снега, формирующие его первоначальную структуру. Повышенная летняя температура и большие температурные градиенты у поверхности ледника приводят к формированию более крупнозернистого снега, который на стадии своего превращения в фирн обладает пониженной (критической) плотностью по сравнению с мелкозернистым. Дальнейшее уплотнение такого фирна приводит к образованию на нижней границе фирновой толщи ледникового льда с пониженным объемом замкнутых воздушных включений V_c и, следовательно, пониженным газосодержанием. Кроме того, воздух, захваченный таким льдом, характеризуется относительно пониженным значением $\delta O_2/N_2$ за счёт более растянутого по времени процесса фракционирования газов атмосферного воздуха в фирне. Отметим, что сильная антикорреляция между газосодержанием льда в керне EDC и средней летней температурой недавно была прослежена на протяжении последних 440 тыс. лет благодаря расчетам летней температуры по модели LOVECLIM1.3 (Raynaud et al., 2024). Результаты этой работы подтверждают, что среднегодовая и средняя летняя температуры поверхности ледника оказывают разнонаправленное влияние на V_c и V, тем самым частично нивелируя суммарный эффект своего воздействия.

Таким образом, инсоляционный сигнал, наблюдаемый в экспериментальных профилях газосодержания кернов, закладывается на поверхности ледника без временного запаздывания: чем выше инсоляция (летняя температура) во время метаморфизма снега, тем меньше будет газосодержание ледникового льда, который образуется из этого снега спустя несколько тысяч лет. Из этого следует, что совмещение предварительно датированного ряда газосодержания с временным рядом инсоляции, рассчитанным для широты пункта бурения, дает возможность получить орбитальную датировку льда (но не заключенного во льду воздуха), которая по своей сути – принимая во внимание высокую точность астрономических расчетов – является абсолютной.

Чтобы точнее оценить неопределённости, связанные с практической реализацией этого метода датирования, мы сравнили индивидуальные орбитальные временные шкалы, полученные по газосодержанию льда для кернов Востока (Lipenkov et al., 2011) и EDC (Raynaud et al., 2007), полагая, что связанные с местной инсоляцией колебания *V* должны быть одинаковыми и происходить синхронно в пунктах бурения, расположенных на близких широтах. Идея такого исследования была впервые предложена в докладе, представленном на Второй открытой научной конференции Международного партнерства в исследованиях ледяных кернов (IPICS OSC2) в Хобарте в 2016 г. (V. Lipenkov, D. Raynaud, A comparison of air content records from the Vostok and EPICA DC ice cores). В статье также впервые представлены взаимно согласованные для этих двух кернов орбитальные датировки, точность которых, как оказалось, не уступает точности многопараметрических временных шкал AICC2012 и AICC2023.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Бурение скважин, о которых идет речь в настоящей работе, производилось на станции Восток (78°28′ ю. ш., 106°48′ в. д., 3488 м над ур. моря) и в районе станции Конкордия (75°06′ ю. ш., 123°21′ в. д., 3233 м над ур. моря), где осуществлялся европейский буровой проект EPICA на Куполе C (сокращенно EDC). Измерение общего количества газов (*V*) в образцах керна из этих скважин выполнялось на установке STAN, реализующей барометрический метод определения газосодержания льда (Lipenkov et al., 1995). Для измерений использовались образцы кубической формы размером примерно 2.5×2.5×2.5 см. В измеренные значения *V* вводилась поправка, учитывающая потерю воздуха из газовых включений и гидратов воздуха, срезанных поверхностью образца (Martinerie et al., 1990). Расчетная погрешность абсолютных значений газосодержания, измеренных на установке STAN, составляет 0.6%, однако общая погрешность экспериментальных значений *V* возрастает до 1% за счёт ошибки вводимой поправки.

Вертикальные профили газосодержания льда, измеренные по этим кернам, были преобразованы во временные ряды *V* с помощью предварительных временных шкал, в качестве которых для керна Востока использовалась шкала, основанная на орбитальной настройке экспериментального ряда $\delta^{18}O_{atm}$ этого керна (Petit et al., 1999), а для керна EDC – гляциологическая шкала EDC2 (EPICA community members, 2004). В настоящей работе ряды газосодержания кернов Востока и EDC сравниваются на временном отрезке 150–390 тыс. лет назад, для которого имеются равноточные данные, полученные с одинаковым временным разрешением порядка 2 тыс. лет.

Спектральный анализ полученных рядов *V* позволил установить, что в них доминируют колебания с периодами наклона земной оси (41 тыс. лет) и, в меньшей степени, прецессии (23 тыс. лет), которые совпадают с аналогичными колебаниями на кривой местной инсоляции (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011). Поэтому перед совмещением рядов газосодержания с расчетными рядами инсоляции и те и другие были отфильтрованы в полосе пропускания частот 1/15–1/16 тыс. лет$^{-1}$, чтобы минимизировать влияние шумов в данных.

Важным моментом является выбор инсоляционной кривой. Поскольку в Центральной Антарктиде заметные структурные преобразования снега происходят только в тёплый летний период, для сопоставления с рядами газосодержания льда было предложено использовать интегральную летнюю инсоляцию – ISI (Raynaud et al., 2007). Расчёт рядов ISI (Дж м$^{-2}$) производится с использованием уравнений небесной механики (Laskar et al., 2004) путем суммирования дневных (среднесуточных) расчетных инсоляций w_i (Вт м$^{-2}$) для всех дней (i) с $w_i \geq w_{кр.}$ по формуле (Huybers, 2006):

$$\mathrm{ISI} = \sum \beta_i (w_i 86400)\,, \qquad (3)$$

где $\beta_i = 1$, если $w_i \geq w_{кр.}$ и $\beta_i = 0$, если $w_i < w_{кр.}$. От порогового значения $w_{кр.}$ зависят спектральные характеристики инсоляционного ряда – с увеличением порога увеличивается доля прецессионной компоненты. Варьируя $w_{кр.}$ в уравнении (3), подбирают наиболее соответствующий экспериментальному ряду *V* ряд ISI. Для исследуемых рядов газосодержания Востока и EDC были получены значения $w_{кр}$ равные 390 и 380 Вт м$^{-2}$ соответственно. Благодаря близости широт пунктов бурения расчётные кривые ISI390 и ISI380 практически не отличаются друг от друга и могут рассматриваться как один и тот-же инсоляционный ряд. В обоих случаях период суммирования среднесуточных инсоляций охватывает самые теплые месяцы в пунктах бурения (ноябрь, декабрь, январь), когда среднесуточная температура поверхностного снега в современную климатическую эпоху поднимается выше –40 °C.

Спектральный анализ, предварительная фильтрация и синхронизация рядов *V* и ISI осуществлялись с помощью метода непрерывного вейвлет-преобразования временных рядов (continuous wavelet transform – CWT), который позволяет получать частотно-временные представления спектральных характеристик рядов и рассчитывать мгновенную разность фаз (временное запаздывание) между ними. Пошаговый алгоритм реализации метода CWT с использованием вейвлета Морле, форма которого наилучшим образом подходит

для анализа климатических рядов (Melice, Servain, 2003), описан в работе (Скакун, Липенков, 2016).

На рис. 1 показаны отфильтрованные и нормированные ряды *V* и ISI для кернов Востока (см. рис. 1, *а*) и EDC (см. рис. 1, *б*), а также результаты расчёта мгновенного временного запаздывания предварительно датированных рядов *V* относительно расчетных рядов ISI для этих кернов (см. рис 1, *в*). Корректируя предварительную датировку рядов газосодержания на величину запаздывания, получаем орбитальную (абсолютную) временную шкалу керна, обеспечивающую наилучшее совмещение экспериментальных рядов газосодержания льда с расчётными рядами инсоляции.

Отметим, что установленные таким образом индивидуальные орбитальные шкалы для кернов

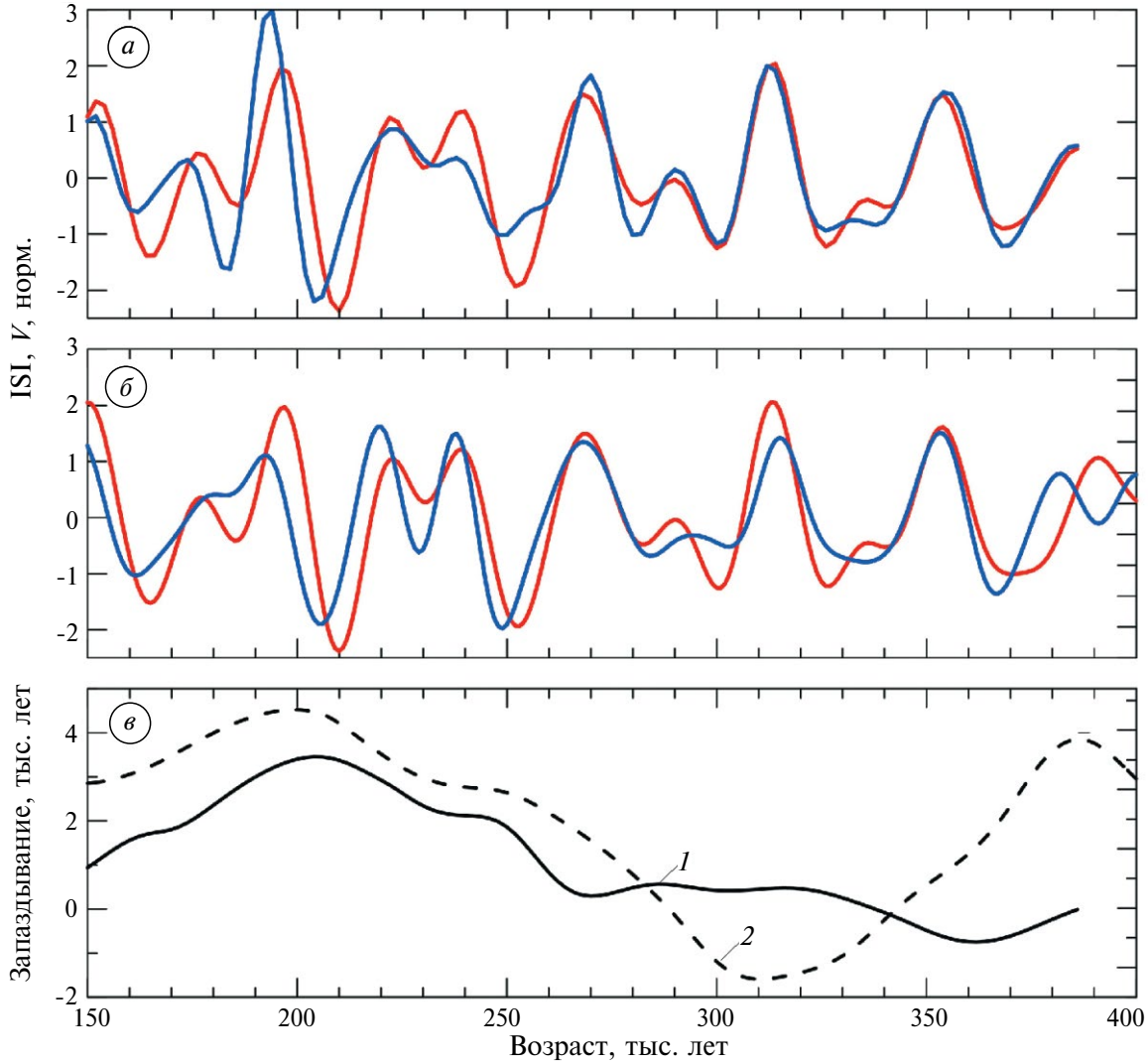


Рис. 1. Результаты CWT анализа временных рядов газосодержания (*V*) ледяных кернов со станций Восток и Конкордия (EDC) и местной инсоляции (ISI) по данным работ (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011): *а* – отфильтрованные в полосе пропускания 15–46 тыс. лет и нормированные ряды *V* (синяя кривая) и ISI390 (красная кривая, ряд перевернут) для керна Востока. Для ряда *V* использована предварительная датировка по $\delta^{18}O_{atm.}$ (Petit et al., 1999); *б* – то же для керна EDC и ISI380. Для ряда *V* использована датировка EDC2 (EPICA community members, 2004); *в* – временное запаздывание отфильтрованных рядов *V* относительно рядов ISI для кернов Востока (*1*) и EDC (*2*), рассчитанное методом CWT

Fig. 1. Results of the CWT analysis of the air content (*V*) and local insolation (ISI) time series for Vostok and EDC ice cores adapted from (Raynaud et al., 2007 Lipenkov et al., 2011): *a* – filtered in 15–46 ka band and normalized time series of *V* (blue) and ISI390 (red, inverted) for Vostok. The *V* time series is plotted using $\delta^{18}O_{atm.}$ timescale (Petit et al., 1999); *б* – same as above for the EDC ice core and ISI380. The *V* time series is plotted using EDC2 timescale (EPICA community members, 2004); *в* – time delays between *V* and ISI filtered time series for Vostok (*1*) and EDC (*2*) ice cores, obtained with CWT method

Востока и EDC создавались независимо друг от друга и, следовательно, они могут быть использованы для оценки воспроизводимости предложенного метода датирования. Вместе с тем, общим для этих временных шкал является использованный алгоритм их построения, которому присущи собственные систематические и случайные погрешности. Детальный анализ всех источников погрешностей разрабатываемого метода орбитального датирования льда, проделанный в работе (Скакун, Липенков, 2016), позволил оценить его общую стандартную ошибку, которая составила ±2.1 тыс. лет, включая погрешность самого метода CWT, варьирующую в пределах от ±0.25 тыс. лет до ±0.65 тыс. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 показаны экспериментальные и отфильтрованные нормированные ряды газосодержания льда в кернах Востока (см. рис. 2, *а*) и EDC (см. рис. 2, *б*), построенные с использованием индивидуальных орбитальных шкал возраста этих кернов, как было описано выше. Поскольку пункты бурения скважин расположены на близких широтах, можно было ожидать, что связанные с местной инсоляцией изменения газосодержания в этих кернах (отфильтрованные ряды *V*) будут синхронными и сопоставимыми по амплитуде. Простое визуальное сравнение представленных графиков говорит о том, что этот прогноз оправдывается не на всех участках временной шкалы. Рассмотрим подробней степень и причины наблюдаемых расхождений.

Для оценки степени синхронности рядов методом CWT было рассчитано мгновенное временное запаздывание отфильтрованного ряда газосодержания керна EDC по отношению к аналогичному ряду Востока. Результаты расчета, представленные на рис. 2, *в* (кривая линия), показывают, что среднее расхождение индивидуальных орбитальных датировок кернов по абсолютной величине составляет 0.57±0.36 (σ) тыс. лет, т.е. в большинстве случаев не превышает 1 тыс. лет и в целом соответствует оценке погрешности метода CWT (Скакун, Липенков, 2016).

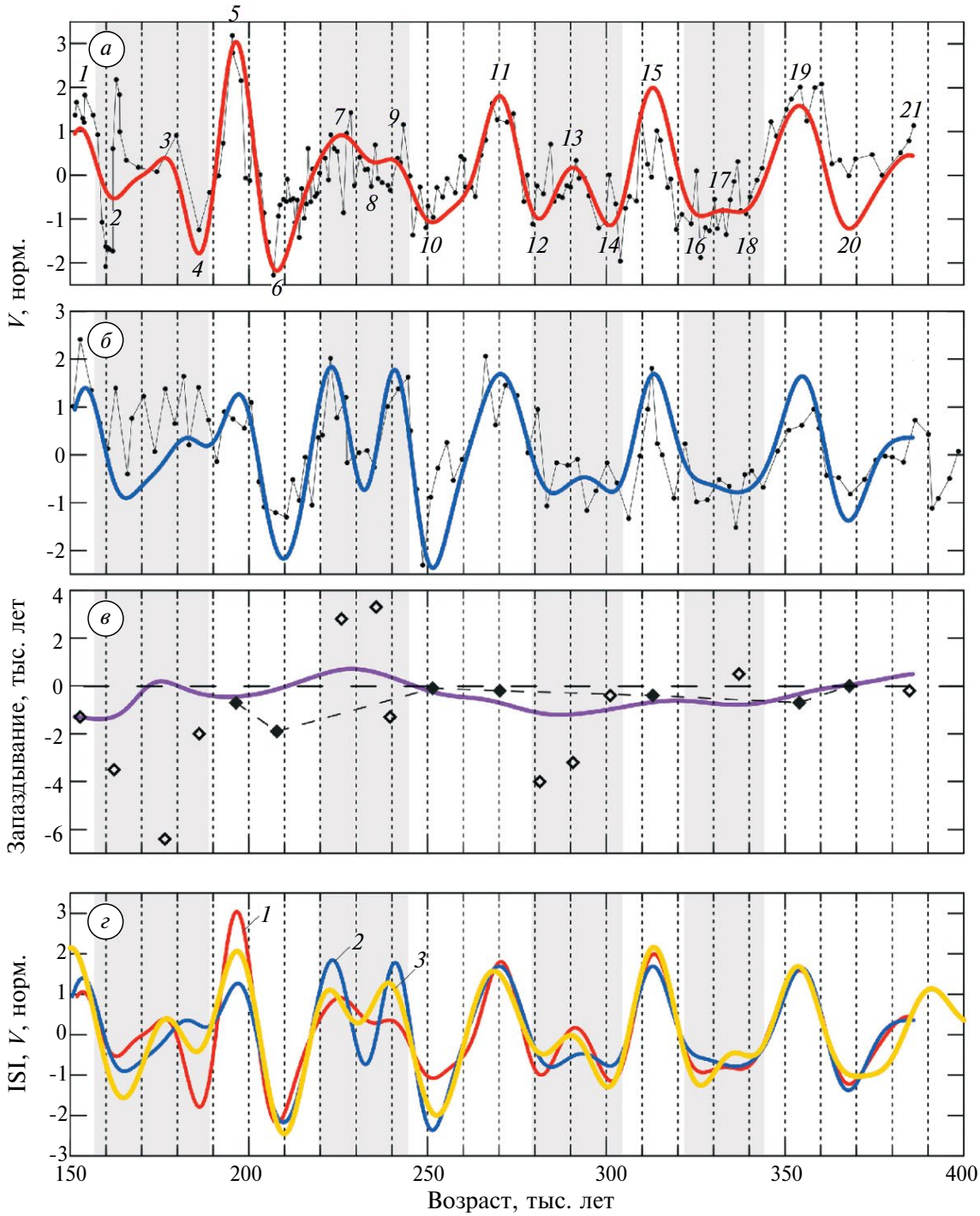
Совсем другие результаты дает определение временного запаздывания по методу совмещения экстремумов отфильтрованных рядов, который часто применяется при орбитальной настройке рядов $\delta O_2/N_2$ (Kawamura et al., 2007; Landais et al., 2012). При использовании этого метода запаздывание ряда EDC на отдельных временных интервалах достигает нескольких тысяч лет (см. ромбики на рис. 2, *в*). Большие расхождения в датировках пиков наблюдаются в тех случаях, когда их положение в отфильтрованных рядах газосодержания не может быть определено точно. Причинами, которые приводят к росту погрешности в определении положения пиков на временной шкале, являются: 1) слабый инсоляционный сигнал; 2) увеличенный разброс данных, связанный с «неорбитальными» вариациями газосодержания льда и 3) недостаточное временное разрешение экспериментального ряда.

Ослабление инсоляционного сигнала в рядах газосодержания льда наблюдается на тех отрезках времени, для которых была характерна пониженная амплитуда изменений самой инсоляции. К таким периодам в истории Земли относятся, например, периоды с малым эксцентриситетом орбиты планеты и, соответственно, пониженным вкладом прецессионного движения земной оси в вековые изменения инсоляции (Landais et al., 2012). В исследуемом интервале времени (150–390 тыс. лет назад) ослабление инсоляционного сигнала (см. кривую 3 на рис. 2, *г*) наблюдалось на временных отрезках 157.5–189.0, 220.6–244.0, 279.5–303.0 и 320.5–344.0 тыс. лет назад, которые выделены (см. рис. 2) серыми вертикальными полосами. Уменьшение амплитуды вариаций ISI на этих участках приводит к увеличению относительного вклада «неорбитальных» вариаций V (V_c) в общую изменчивость газосодержания льда.

К изменениям V_c, не связанным с инсоляционным сигналом и колебаниями среднегодовой температуры поверхности ледника T_s, относятся высокочастотные (стратиграфический шум) и среднечастотные вариации V_c, вызванные изменениями погодных условий, влияющих на физические свойства отложенного снега.

Стратиграфический шум в рядах газосодержания льда формируется под воздействием сезонных и межсуточных изменений погодных условий на поверхности ледника, главным образом, скорости ветра. Усиление ветра в зимние сезоны или в отдельные дни приводит к образованию на поверхности ледника плотных ветровых досок с пониженной воздухопроницаемостью, которые могут изолировать от атмосферы слои более рыхлого снега, где закрытие пор еще не завершилось. В результате рыхлые летние слои после превращения в лед будут иметь повышенное газосодержание по сравнению с зимними (Martinerie et al., 1992). Однако в районах с малой аккумуляцией снега, таких как районы станций Восток и Конкордия, где годовая аккумуляция даже в современную климатическую эпоху не превышает 2.5 см в ледяном эквиваленте, вклад стратиграфического шума в общую изменчивость газосодержания невелик, поскольку образцы керна, используемые для измерений, включают от одного до трёх годовых слоев льда (Lipenkov et al., 2011).

Увеличение повторяемости сильных ветров в Центральной Антарктиде на протяжении длительных периодов времени приводит к увеличению средней плотности поверхностного снега



и уменьшению средней пористости ледяной породы на стадии изоляции фирновых от атмосферы. В такие периоды формируется лёд с пониженным средним содержанием газа (Martinerie et al., 1994).

На рис. 3 показаны фрагменты экспериментальных рядов газосодержания кернов Востока и EDC на отрезке временной шкалы 150–182 тыс. лет. Во временном ряду Востока наблюдается весьма существенное (десятипроцентное) падение газосодержания льда на отрезке 158–162 тыс. лет. Измерения выполнялись волюметрическим методом определения газосодержания льда по кернам скважин 3Г и 4Г (Martinerie et al., 1994) и барометрическим методом по керну скважины 5Г (Lipenkov et al., 2011). Хорошая воспроизводимость данных, полученных разными методами по кернам трёх скважин, пробуренных на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга,

Рис. 2. Построение взаимно согласованных орбитальных временных шкал ледяных кернов со станций Восток и Конкордия (EDC): *а* – экспериментальный (точки) и отфильтрованный (кривая) нормированные ряды газосодержания (*V*) керна Востока, построенные с использованием индивидуальной орбитальной шкалы возраста этого керна; *б* – то же для керна EDC; *в* – временное запаздывание отфильтрованных рядов *V* керна EDC (*б*) относительно таких же рядов керна Востока (*а*), определенное методом CWT (кривая) и методом совмещения экстремумов (ромбики). Пустые ромбики соответствуют случаям, когда определение экстремумов хотя бы в одном из рядов затруднено. Порядковые номера экстремумов показаны на верхней панели; *г* – отфильтрованные ряды газосодержания кернов Востока (*1*) и EDC (*2*), построенные с использованием согласованных орбитальных датировок этих кернов, и перевернутый отфильтрованный ряд ISI380 (*3*). Серые вертикальные полосы обозначают временные интервалы с пониженной амплитудой вариаций местной инсоляции

Fig. 2. Constructing coherent *V*-based orbital timescales for Vostok and EDC ice cores: *а* – normalized experimental (dots) and filtered (curve) air content records from the Vostok ice core on the individual *V*-based timescale; *б* – same as above for the EDC ice core; *в* – time delay between filtered EDC (*б*) and Vostok (*а*) *V* records obtained with CWT method (curve) and using peak-to-peak matching (diamonds). The top panel has the sequential numbers of the extrema. Empty diamonds show the tie points for which correspondence between the extrema is questionable due to data scattering; *г* – filtered Vostok (*1*) and EDC *V* (*2*) records plotted on the joint *V*-based orbital timescales and filtered (and inverted) insolation curve ISI380 (*3*). The vertical gray strips indicate time intervals with smoothed variations of local insolation

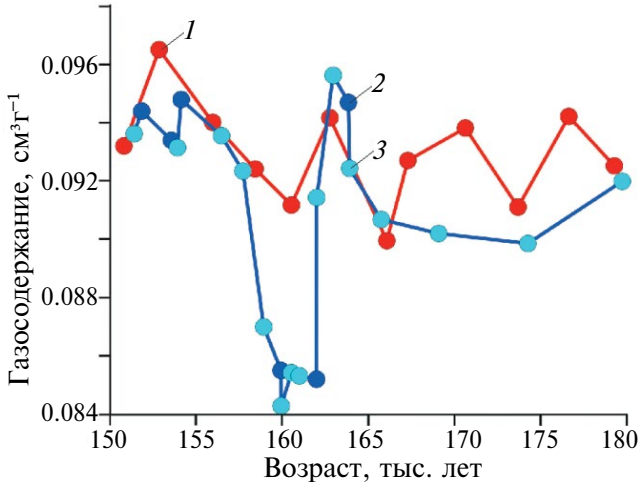


Рис. 3. Пример высокоамплитудных «неорбитальных» вариаций газосодержания льда (*V*) в ледяном керне со станции Восток: *1* – керн EDC (барометрическим метод измерения *V*); *2* – керн из скважин 3Г и 4Г на станции Восток (волюметрический метод); *3* – керн из скважины 5Г на станции Восток (барометрический метод)

Fig. 3. High-amplitude “non-orbital” variations of air content *V* in the Vostok ice core: *1* – EDC ice core (barometric *V* measurements); *2* – Vostok 3G and 4G ice cores (volumetric *V* measurements); *3* – Vostok 5G ice core (barometric *V* measurements)

свидетельствует о естественной природе низких значений газосодержания льда, которые наблюдаются в керне Востока, но не зафиксированы в керне EDC.

Исследуя полученные ряды, мы не обнаружили высокоамплитудные среднепериодические (с периодами порядка 10^2–10^3 лет) неорбитальные вариации газосодержания льда, которые были бы синхронными в обоих изученных кернах. Это свидетельствует о том, что изменения интенсивности ветра, с которыми мы ассоциируем такие вариации, имели локальный характер и отражали местные изменения погодных условий в связи с происходившими в прошлом перестройками атмосферной циркуляции в Антарктике.

Суммарный вклад климатически обусловленных изменений температур T_c, T_s и давления P_c (см. уравнения 1 и 2) в общую изменчивость газосодержания *V* ледяных кернов Востока и EDC оценивается в среднем в 13% (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011). Остальные 87% изменчивости экспериментального рядов *V* связаны с независящими от T_s изменениями пористости ледяной породы в момент изоляции фирновых пор (V_c), а также с погрешностями измерений. Рассматривая отфильтрованный ряд *V* в качестве компоненты экспериментального ряда, связанной только с инсоляцией, мы с помощью линейно-регрессионного анализа определили, что «инсоляционная доля» в общей изменчивости газосодержания составляет в среднем 44%, а оставшиеся 43% приходятся на «неорбитальные» вариации V_c (~30%) и погрешности измерений (~13‰). При этом на отрезках времени с сильным инсоляционным сигналом его доля в общей изменчивости *V* возрастает до 53%, а на отрезках с пониженной амплитудой вариаций ISI (серые зоны на рис. 2) падает до 25%. Таким образом, нет ничего удивительного в том, что именно на этих временных отрезках метод совмещения экстремумов малопригоден для орбитального тюнинга рядов газосодержания льда (см. рис. 2, *в*).

Отметим, что метод экстремумов нацелен на получение дискретных датировок льда для настройки гляциологической модели, с помощью которой затем производится интерполяция возраста льда между контрольными точками (Kawamura et al., 2007). Он дает хорошие результаты только тогда, когда в рядах доминирует инсоляционный сигнал,

а «неорбитальная» составляющая изменчивости измеряемой характеристики льда незначительна. Этим условиям в большей мере соответствуют ряды $\delta O_2/N_2$, при построении которых принято отбраковывать «аномальные» результаты измерений (Kawamura et al., 2007; Landais et al., 2012).

Метод CWT дает мгновенное запаздывание одного ряда относительно другого, не обращая внимание на особую значимость пиков для визуального восприятия степени совмещения кривых. Поэтому совмещение пиков при использовании CWT получается не таким идеальным, как в методе экстремумов. Однако, учитывая указанные выше неопределённости в датировке самих экстремумов в рядах газосодержания с повышенным «неорбитальным» шумом, использование метода CWT для таких рядов следует считать более предпочтительным.

Рассчитанное с помощью CWT временное запаздывание ряда EDC относительно ряда Востока (см. рис. 2, *в*) было использовано для построения взаимно согласованных временных шкал рассматриваемых кернов. С этой целью к возрасту керна EDC по индивидуальной орбитальной шкале прибавлялась, а от возраста керна Востока отнималась ½ величины текущего запаздывания.

Таблица. Взаимно согласованные орбитальные шкалы возраста ледяных кернов со станций Восток и Конкордия (EDC)

Table. Joint *V*-based orbital timescales for Vostok and EDC ice cores

Номер экстремума	Возраст экстремума по ISI380, тыс. лет	Глубина по керну Востока, м	Глубина по керну EDC, м	Абсолютное расхождение датировок, тыс. лет
2	164.9	2174.7	1913.6	0.53
3	177.1	2298.3	1967.9	0.08
4	185.3	2364.0	2002.7	0.14
5	196.7	2449.1	2056.0	0.22
6	209.9	2560.0	2128.2	0.02
7	222.6	2657.9	2200.2	0.29
8	230.5	2697.7	2229.2	0.35
9	239.0	2736.4	2263.2	0.21
10	252.6	2801.9	2328.6	0.15
11	268.6	2859.2	2379.3	0.33
12	282.4	2907.5	2418.2	0.58
13	290.1	2940.7	2444.6	0.60
14	300.5	2979.9	2475.5	0.50
15	313.3	3024.7	2508.8	0.34
16	326.5	3072.3	2549.3	0.34
17	336.1	3113.2	2587.5	0.39
18	340.3	3131.8	2598.7	0.38
19	353.7	3167.1	2621.5	0.18
20	370.4	3204.0	2648.2	0.05
21	385.7	3236.0	2674.7	0.25

Примечание. В таблице приведены глубины ледяных кернов, на которых возраст льда, по согласованным орбитальным датировкам, равен возрасту экстремумов на инсоляционной кривой ISI 380. Порядковые номера экстремумов как на рис. 2, *а*. В крайнем правом столбце указано абсолютное расхождение между индивидуальной и согласованной орбитальными датировками кернов.

Comments. The ages in the second column refer to both the age of the ISI380 extremum (in the first column) and the coherent *V*-based orbital age of ice at the depths in the Vostok and EDC cores that are shown in the third and fourth columns, respectively. The sequential numbers of the extrema as in fig. 2, *a*. The rightmost column gives the absolute deviation of the individual *V*-based age from the coherent age.

Полученные таким образом «осреднённые» временные шкалы улучшили синхронизацию отфильтрованных рядов *V* как между собой, так и с кривой ISI (см. рис. 2, *г*).

В таблице приведены глубины ледяных кернов Востока и EDC, на которых возраст льда, по согласованной орбитальной датировке, равен возрасту экстремумов на инсоляционной кривой ISI380. Среднее абсолютное отклонение индивидуальных орбитальных датировок от взаимно согласованных составило 0.3±0.2 (σ) тыс. лет, что свидетельствует о высокой воспроизводимости результатов орбитального датирования ледяных кернов, полученных на близких широтах, при использовании метода CWT.

Выше отмечалось, что важным моментом при построении орбитальной временной шкалы керна является выбор инсоляционной кривой. В нашем исследовании вслед за работой (Raynaud et al., 2007) в качестве инсоляционного показателя используется ISI со специфическим для данного ряда *V* пороговым значением среднесуточной инсоляции $w_{кр.}$ (см. выше). В более поздней работе (Raynaud et al., 2024) для этой цели было предложено использовать среднюю за астрономическое летнее полугодие местную инсоляцию. Средняя летняя инсоляция, так же как и ISI, хорошо коррелирует с газосодержанием льда, но в отличие от ISI, рассчитывается независимо от ряда *V*. Сравнение ISI380 со средней летней инсоляцией, рассчитанной для пункта бурения керна EDC (см. рис. 4 в работе (Raynaud et al., 2024)), показало, что фазовый сдвиг между отфильтрованными рядами этих характеристик в среднем составляет 0.26 тыс. лет и не превышает 0.65 тыс. лет. Полученные величины сопоставимы с фазовыми сдвигами кривых ISI, рассчитанных с разными пороговыми значениями $w_{кр.}$ (Lipenkov et al., 2011), и достаточно точно характеризуют вклад неопределенностей, обусловленных выбором той или иной инсоляционной кривой, в общую погрешность датирования льда по его газосодержанию.

Экспериментально оценить общую абсолютную погрешность разработанных нами орбитальных датировок можно сравнив их с оптимизированными временными шкалами AICC2012 и AICC2023, первая из которых считалась эталонной для кернов Востока и EDC в 2012–2023 годах, а вторая является таковой в настоящее время. Графики, представленные на рис. 4, показывают, что отклонение наших датировок от эталонных в большинстве случаев не превышает 2 тыс. лет, т.е. не выходит за пределы общей стандартной погрешности метода орбитального датирования керна по рядам газосодержания льда (Скакун, Липенков, 2016) и, в основном, находится в пределах стандартных погрешностей самих референтных шкал AICC2012 (1.9–4.8 тыс. лет) и AICC2023 (0.8–2.6 тыс. лет).

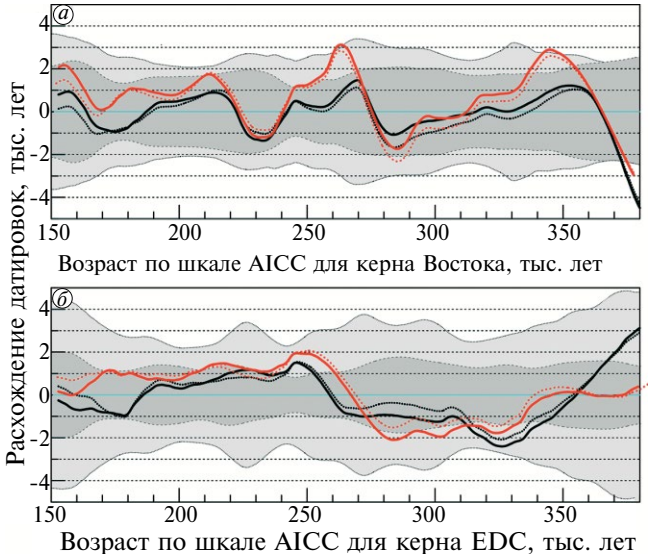


Рис. 4. Отклонение орбитальных датировок, полученных по газосодержанию льда для кернов Востока (*а*) и EDC (*б*), от оптимизированных временных шкал этих кернов AICC2012 и AICC2023. Чёрными кривыми показаны отклонения индивидуальных (точечная линия) и взаимно согласованных (сплошная линия) орбитальных датировок от временной шкалы AICC2012, красными кривыми – отклонения этих датировок от временной шкалы AICC2023. Возраст по оси абсцисс соответствует той шкале AICC, относительно которой показаны отклонения орбитальных датировок. Светло-серой заливкой обозначена область стандартной погрешности шкалы AICC2012, темно-серой – область стандартной ошибки AICC2023

Fig. 4. Deviation of the *V*-based orbital timescales obtained for the Vostok (*a*) and EDC (*б*) ice cores from their AICC2012 and AICC2023 chronologies. Black curves – deviations of the individual (dotted line) and coherent (solid line) orbital timescales from the AICC2012 chronology, red curves – deviations of these timescales from the AICC2023 chronology. The age on the X-axis corresponds to the AICC timescale against which the deviation of the orbital dating is shown. The light-gray fill shows the standard error of the AICC2012 chronology, the dark-gray fill shows the standard error of the AICC2023

(Наблюдаемый рост расхождения датировок в правой части графика на рис. 4, *а* связан с влиянием краевого эффекта на расчёт временного запаздывания методом CWT ряда газосодержания льда станции Восток, который, в отличие от ряда EDC, ограничен справа возрастом 390 тыс. лет.)

Таким образом, проведённое нами исследование продемонстрировало высокую воспроизводимость метода орбитального датирования льда по данным о его газосодержании и подтвердило ранее сделанную оценку общей стандартной погрешности этого метода.

В заключение отметим, что отклонение индивидуальных орбитальных датировок, установленных по газосодержанию льда для кернов Востока и EDC, от взаимно согласованных датировок для этих кернов имеет тот же порядок величины, что и расхождение двух независимых орбитальных датировок, полученных для керна станции Восток по экспериментальным рядам газосодержания льда и соотношения O_2/N_2 в экстрагированном изо льда воздухе (Lipenkov et al., 2011). В связи с этим представляется весьма перспективным объединение «мульти-кернового» (эта работа) и двухпараметрического (Lipenkov et al., 2011) подходов к орбитальному датированию уже имеющихся (Восток, EDC, Купол Фуджи) и будущих кернов Центральной Антарктиды путем одновременного использования экспериментальных рядов V и $\delta O_2/N_2$, полученных по нескольким пробуренным в этом районе глубоким скважинам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа рядов газосодержания льда, полученных равноточными измерениями образцов ледяных кернов со станций Восток и Конкордия (EDC), мы оценили вклад различных составляющих в общую изменчивость общего содержания воздуха во льду Центральной Антарктиды. Было установлено, что около 74% изменчивости этой характеристики льда связаны с независящими от среднегодовой температуры поверхности ледника изменениями пористости ледяной породы на границе фирн-лед в момент изоляции фирновых пор от атмосферы. Эта составляющая общей изменчивости газосодержания, в свою очередь, состоит из сигнала местной летней инсоляции (~44%) и «неорбитальных» вариаций пористости, обусловленных изменениями погодных условий во время отложения снега (~30%).

Ранее было предложено использовать инсоляционный сигнал в экспериментальных рядах газосодержания льда для датирования ледяных кернов методом орбитальной настройки (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011). Чтобы точнее оценить неопределенности, связанные с этим методом датирования, мы сравнили индивидуальные орбитальные временные шкалы, полученные для кернов Востока и EDC, полагая, что связанные с местной инсоляцией изменения газосодержания льда должны быть одинаковы и происходить синхронно в пунктах бурения, расположенных на примерно одинаковой широте.

Проведённое исследование показало, что метод непрерывного вейвлет-преобразования (CWT) – надежный инструмент орбитальной настройки отфильтрованных рядов газосодержания льда, которая заключается в совмещении их с расчётными кривыми местной летней инсоляции (ISI). Несмотря на значительный вклад «неорбитальных» вариаций в общую изменчивость экспериментальных рядов газосодержания, использование метода CWT обеспечило хорошую синхронизацию временных шкал Востока и EDC и позволило построить взаимно согласованные орбитальные датировки для этих кернов, основанные на данных об их газосодержании. Среднее абсолютное отклонение индивидуальных орбитальных датировок от взаимно согласованных составило 0.3±0.2 тыс. лет, что свидетельствует о хорошей воспроизводимости разрабатываемого метода орбитального датирования.

Сравнение полученных нами датировок с оптимизированными временными шкалами AICC2012 и AICC2023 для кернов Востока и EDC показало, что их расхождение в большинстве случаев не превышает 2 тыс. лет, т.е. не выходит за пределы общей стандартной погрешности метода датирования по рядам газосодержания льда (Скакун, Липенков, 2016) и, в целом, находится в пределах стандартных погрешностей самих референтных шкал AICC2012 (1.9–4.8 тыс. лет) и AICC2023 (0.8–2.6 тыс. лет).

Показано, что увеличение погрешности орбитального датирования на отдельных участках временной шкалы может быть связано с естественным ослаблением инсоляционного сигнала. Уменьшение амплитуды вариаций ISI приводит к увеличению относительного вклада «неорбитальных» вариаций в общую изменчивость газосодержания. Мы не обнаружили высокоамплитудных среднепериодических (с периодами порядка 10^2–10^3 лет) «неорбитальных» вариаций газосодержания льда, которые были бы синхронными в обоих исследованных кернах. С другой стороны, некоторые из подобных вариаций хорошо воспроизводятся измерениями в параллельных ледяных кернах, пробуренных на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга, что подтверждает их значимость и связь с локальными изменениями условий формирования льда.

На основании проведенного исследования сделан вывод о перспективности объединения «мульти-кернового» и двухпараметрического (общее газосодержание льда и $\delta O_2/N_2$) подходов для орбитального датирования уже полученных (Восток, EDC, Купол Фуджи) и будущих кернов Центральной Антарктиды, включая керны более древнего антарктического льда.

Благодарности. Авторы благодарят Мари-Франс Лутр за помощь в разработке программного обеспечения для реализации метода CWT. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 23-27-00447.

Acknowledgements. The authors would like to thank Marie-France Loutre for her help in developing the

software to implement the CWT method. The work was carried out with financial support from the Russian Science Foundation, grant 23-27-00447.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Скакун А.А., Липенков В.Я. Исследование погрешностей орбитального метода датирования льда по данным о его газосодержании на примере ледяного керна со станции Купол Фуджи (Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Вып. 2 (110). С. 14–29.

Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012) 120–800 ka // Climate Past. 2013. V. 9. P. 1715–1731. https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013

Bender M. Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 204. P. 275–289.

Bouchet M., Landais A., Grisart A., Parrenin F., Prié F., Jacob R., Fourré E., Capron E., Raynaud D., Lipenkov V.Y., Loutre M.-F., Extier T., Svensson A., Legrain E., Martinerie P., Leuenberger M., Jiang W., Ritterbusch F., Lu Z.-T., Yang G.-M. The Antarctic Ice Core Chronology 2023 (AICC2023) chronological framework and associated timescale for the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C ice core // Climate Past. 2023. V. 19. P. 2257–2286. https://doi.org/10.5194/cp-19-2257-2023

EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.

Huybers P. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing // Science. 2006. V. 313 (5786). P. 508–511. https://doi.org/10.1126/science.1125249

Kawamura K., Parrenin F., Lisiecki L., Uemura R., Vimeux F., Severinghaus J.P., Hutterli M.A., Nakazawa T., Aoki S., Jouzel J., Raymo M.E., Matsumoto K., Nakata H., Motoyama H., Fujita S., Goto-Azuma K., Fujii Y., Watanabe O. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360 000 years // Nature. 2007. V. 448. P. 912–916.

Landais A., Dreyfus G., Capron E., Pol K., Loutre M.-F., Raynaud D., Lipenkov V.Y., Arnaud L., Masson-Delmotte V., Paillard D., Jouzel J., Leuenberger M. Towards orbital dating of the EPICA Dome C ice core using O_2/N_2 // Climate Past. 2012. V. 8. P. 191–203. https://doi.org/10.5194/cp-8-191-2012

Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // Astronomy and Astrophysics. 2004. V. 428. P. 261–285. https://doi.org/10.1051/0004-6361.20041335

Lemieux-Dudon B., Blayo E., Petit J.R., Waelbroeck C., Svensson A., Ritz C., Barnola J.M., Narcisi B.M., Parrenin F. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 8–20. https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2009.11.010

Lipenkov V., Candaudap F., Ravoir J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41 (138). P. 423–429.

Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Loutre M.F., Duval P. On the potential of coupling air content and O_2/N_2 from trapped air for establishing an ice core chronology tuned on local insolation // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 3280–3289. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.013.

Martinerie P., Raynaud D., Etheridge D.M., Barnola J.-M., Mazaudier D. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice // Earth and Planetary Science Letters. 1992. V. 112. P. 1–13.

Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N.I., Lorius C. Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica). A mixed record of climatic and glaciological parameters // Journ. of Geophysical Research. 1994. V. 99 (D5). P. 10565–10576.

Martinerie P., Lipenkov V., Raynaud D. Correction of the air content measurements in polar ice for the effect of cut bubbles at the surface of the sample // Journ. of Glaciology. 2007. V. 36 (124). P. 299–303.

Mélice J.L., Servain J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationship with the SOI, NAO and Southern Ocean // Journ. of Climate Dynamics. 2003. V. 20 (5). P. 447–464. https://doi.org/10.1007/s00382-002-0289-x

Parrenin F., Barnola J.-M., Beer J., Blunier T., Castellano E., Chappellaz J., Dreyfus G., Fischer H., Fujita S., Jouzel J., Kawamura K., Lemieux-Dudon B., Loulergue I.L., Masson-Delmotte V., Narcisi B., Petit J.-R., Raisbeck G., Raynaud D., Ruth U., Schwander J., Severi M., Spahni R., Steffensen J.P., Svensson A., Udisti R., Waelbroeck C., Wolff E. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core // Climate Past. 2007. V. 3. P. 485–497.

Parrenin F., Bazin L., Buizert C., Capron E., Chowdry Beeman J., Corrick E., Drysdale R., Kawamura K., Landais A., Mulvaney R., Oyabu I., Rasmussen S. The Paleochrono probabilistic model to derive a consistent chronology for several paleoclimatic sites // EGUsphere. 2021. P. 21–822. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-822

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric

history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399 (6735). P. 429–436.

Raynaud D., Lipenkov V.Ya., Lemieux-Dudon B., Duval P., Loutre M.-F., Lhomme N. The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 26. P. 337–349.

Raynaud D., Yin Q., Capron E., Wu Z., Parrenin F., Berger A., Lipenkov V. Local summer temperature changes over the past 440 ka revealed by the total air content in the Antarctic EPICA Dome C ice core // Climate Past. 2024. V. 20. P. 1269–1282. https://doi.org/10.5194/cp-20-1269-2024

Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation. Vostok Station (East Antarctica) // Physics of ice core records. 2009. V. 2. P. 167–194.

Veres D., Bazin L., Landais A., Toye Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S., Severi M., Svensson A., Vinther B., Wolff E. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years // Climate Past. 2013. V. 9. P. 1733–1748. https://doi.org/10.5194/cp-9-1733-2013

Citation: *Khomyakova V.A., Tebenkova N.A., Lipenkov V.Ya., Raynaud D.* Consistency of the orbital chronologies derived for Vostok and EPICA DC ice cores based on the dependence of ice air content on local insolation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 7–20. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010017

Consistency of the orbital chronologies derived for Vostok and EPICA DC ice cores based on the dependence of ice air content on local insolation

© 2025 V.A. Khomyakova[a], N.A. Tebenkova[a,b], V.Ya. Lipenkov[a,#], D. Raynaud[c]

[a]*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*
[b]*Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[c]*Institute of Environmental Geosciences, Grenoble, France*
[#]*e-mail: lipenkov@aari.ru*

Received December 2, 2024; revised December 9, 2024; accepted December 25, 2024

Total air content (TAC) is a multi-proxy property of polar ice, which is thought to contain evidence of past changes in local insolation, summer temperature, meteorological conditions, and the elevation of glaciers at the site of ice formation. By revisiting two equally accurate TAC records obtained at the Vostok and EPICA DC drilling sites, we attempt a careful assessment of the contributions of different natural components (orbital and non-orbital, global and local), and of experimental uncertainties to the total variance of the TAC data. We show that a major contribution (~74 % of the total variance) is made by the non-thermal variations of the close-off porosity, which includes the local insolation signal (~44 %) and the non-orbital variations of the firn properties related to changes in weather conditions (~30 %). The insolation signal has been used to produce TAC-based timescales for the EPICA DC and Vostok ice cores (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011). In this paper, in order to better estimate the uncertainties of this dating technique, we compare the individual TAC timescales obtained for the two ice cores in their overlap age interval (150–390 ka) assuming that the insolation-related variations should be the same and synchronous at the two sites, which sit at similar latitudes. We prove that CWT analysis is the most reliable technique for tuning the experimental TAC records to their local summer insolation targets (ISI). It provides excellent reproducibility of the deduced TAC timescales (0.3±0.2 ka) and good synchronization of the records obtained from the different ice cores even though the scattering of the TAC data is large. Finally, using the same CWT technique we come to the construction of the coherent TAC-based orbital timescales for Vostok and EDC ice cores. Comparison of the TAC timescales with the optimized chronologies AICC2012 and AICC2023 for the Vostok and EDC cores showed that their discrepancy, as a rule, does not exceed 2 ka, which is consistent with both the standard error of the TAC-based dating method (±2.1 ka) and the standard errors of the AICC2012 (±1.9...4.8 ka) and AICC2023 (±0.8...2.6 ka) reference chronologies themselves. We show that the increase in the uncertainty of orbital dating can be related to the natural weakening of variations of local insolation in some periods of time. The decrease in amplitude of the ISI variations implies reduction

of the insolation signal and increase of the noise/signal ratio in the air content record. We did not find high-amplitude short-term (millennial scale) non-orbital TAC variations that were synchronous in both the ice cores that were studied. On the other hand, some of these variations are well reproduced by measurements in the replicate ice cores drilled several tens of metres apart, which confirms their significance and link with changes in the local conditions of ice formation. Based on our study, we argue that applying a multi-core and dual-proxy (TAC and O_2/N_2) approach would be advantageous for comprehensive investigation of the uncertainties associated with the combined use of TAC and O_2/N_2 records for orbital dating of existing (Vostok, EDC, Dome Fuji) and future ice cores, including those which will be drilled in central Antarctica as part of the Oldest Ice projects.

Keywords: air content, local summer insolation, orbital tuning, ice core timescale

REFERENCES

Skakun A.A., Lipenkov V.Ya. Assesing the uncertainties of an ice core time scale based on orbital tuning of air content records: a case study of the Dome Fuji (Antarctica) ice core. Problems of Arctica and Antarctica. 2016, 4 (110): 14–29 [In Russian].

Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka, Climate Past. 2013, 9: 1715–1731. https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013

Bender M. Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition. Earth and Planetary Science Letters. 2002, 204: 275–289.

Bouchet M., Landais A., Grisart A., Parrenin F., Prié F., Jacob R., Fourré E., Capron E., Raynaud D., Lipenkov V.Y., Loutre M.-F., Extier T., Svensson A., Legrain E., Martinerie P., Leuenberger M., Jiang W., Ritterbusch F., Lu Z.-T., and Yang G.-M. The Antarctic Ice Core Chronology 2023 (AICC2023) chronological framework and associated timescale for the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C ice core, Climate Past. 2023, 19: 2257–2286. https://doi.org/10.5194/cp-19-2257-2023

EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature. 2004, 429: 623–628.

Huybers P. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science. 2006, 313 (5786): 508–511. https://doi.org/10.1126/science.1125249

Kawamura K., Parrenin F., Lisiecki L., Uemura R., Vimeux F., Severinghaus J.P., Hutterli M.A., Nakazawa T., Aoki S., Jouzel J., Raymo M.E., Matsumoto K., Nakata H., Motoyama H., Fujita S., Goto-Azuma K., Fujii Y., Watanabe O. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360 000 years. Nature. 2007, 448: 912–916.

Landais A., Dreyfus G., Capron E., Pol K., Loutre M.-F., Raynaud D., Lipenkov V.Y., Arnaud L., Masson-Delmotte V., Paillard D., Jouzel J., Leuenberger M. Towards orbital dating of the EPICA Dome C ice core using O_2/N_2 Climate Past. 2012, 8: 191–203. https://doi.org/10.5194/cp-8-191-2012

Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy and Astrophysics. 2004, 428: 261–285. https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335

Lemieux-Dudon B., Blayo E., Petit J.R., Waelbroeck C., Svensson A., Ritz C., Barnola J.M., Narcisi B.M., Parrenin F. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores, Quaternary Science Reviews. 2010, 29: 8–20. https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2009.11.010

Lipenkov V., Candaudap F., Ravoir J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice. Journ. of Glaciology. 1995, 41 (138): 423–429.

Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Loutre M.F., Duval P. On the potential of coupling air content and O_2/N_2 from trapped air for establishing an ice core chronology tuned on local insolation. Quaternary Science Reviews. 2011, 30: 3280–3289. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.013

Martinerie P., Raynaud D., Etheridge D.M., Barnola J.-M., Mazaudier D. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice. Earth and Planetary Science Letters. 1992, 112: 1–13.

Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N.I., Lorius C. Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters. Journal of Geophysical Research. 1994, 99 (D5): 10565–10576.

Martinerie P., Lipenkov V., Raynaud D. Correction of the air content measurements in polar ice for the effect of cut bubbles at the surface of the sample. Journ. of Glaciology. 2007, 36 (124): 299–303.

Mélice, J.L., Servain J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationship with the SOI, NAO and Southern Ocean. Journ. of Climate Dynamics. 2003, 20 (5): 447–464. https://doi.org/10.1007/s00382-002-0289-x

Parrenin F., Barnola J.-M., Beer J., Blunier T., Castellano E., Chappellaz J., Dreyfus G., Fischer H., Fujita S., Jouzel J., Kawamura K., Lemieux-Dudon B., Loulergue L., Masson-Delmotte V., Narcisi B., Petit J.-R., Raisbeck G., Raynaud D., Ruth U., Schwander J., Severi M., Spahni R., Steffensen J.P., Svensson A., Udisti R., Waelbroeck C., Wolff E. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. Climate Past. 2007, 3: 485–497.

Parrenin F., Bazin L., Buizert C., Capron E., Chowdry Beeman J., Corrick E., Drysdale R., Kawamura K., Landais A., Mulvaney R., Oyabu I., Rasmussen S. The Paleochrono probabilistic model to derive a consistent chronology for several paleoclimatic sites. EGUsphere, 2021: 21–822. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-822

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. 1999, 399 (6735): 429–436.

Raynaud D., Lipenkov V.Ya., Lemieux-Dudon B., Duval P., Loutre M.-F., Lhomme N. The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records. Earth and Planetary Science Letters. 2007, 26: 337–349.

Raynaud D., Yin Q., Capron E., Wu Z., Parrenin F., Berger A., Lipenkov V. Local summer temperature changes over the past 440 ka revealed by the total air content in the Antarctic EPICA Dome C ice core, Climate Past. 2024, 20: 1269–1282. https://doi.org/10.5194/cp-20-1269-2024

Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). In: Ed. T. Hondoh. Physics of ice core records V. 2. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009, 2: 167–194.

Veres D., Bazin L., Landais A., Toye Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S., Severi M., Svensson A., Vinther B., and Wolff E. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years, Climate Past. 2013, 9: 1733–1748. https://doi.org/10.5194/cp-9-1733-2013.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 21–36

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.578.462

МОДЕЛИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕДНИКАХ КАВКАЗА И КАМЧАТКИ

© 2025 г. И. М. Сушинцев[1,2,*], Е. Д. Дроздов[1,2], П. А. Торопов[1,2], В. Н. Михаленко[1], М. А. Воробьев[1], А. Г. Хайрединова[1]

[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия*

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

**e-mail: sushintsev@yahoo.com*

Поступила 20.09.2024 г.
После доработки 12.11.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Проведена валидация модельного комплекса из SNOWPACK и орографической модели осадков с данными реанализа для вулканов Эльбрус и Ушковский. В сравнении с ледниковым керном показано, что модельный комплекс может применяться для воспроизведения структуры снежной толщи, а также снегонакопления на длительных временных масштабах. Проанализировано изменение типа льдообразования на вулкане Ушковский за последние 40 лет.

Ключевые слова: снежный покров, осадки, ледяные прослои, моделирование, Камчатка, Эльбрус, модель SNOWPACK

DOI: 10.31857/S2076673425010025, **EDN**: GZPRUC

ВВЕДЕНИЕ

Корректное воспроизведение физических механизмов формирования снежной толщи играет важную, а порой и ключевую роль при решении многих прикладных и научных задач. В частности, от плотностной стратиграфии снежного покрова зависит интенсивность его таяния и сроки схода, что ключевым образом влияет на интенсивность и продолжительность весеннего половодья на реках умеренных и субарктических широт. Стратиграфия снежного покрова играет определяющую роль в формировании снежных лавин на горных склонах (Beniston et al., 2018). Наконец, она определяет прочностные характеристики снега, что важно при планировании транспортных маршрутов в Арктике и малонаселённых районах Северной Евразии и Канады (прокладка зимников, прохождение тяжёлой техники по снегу, создание сезонных аэродромов в условиях Арктики и т.д.). Кроме того, метеорологические условия формирования снежного покрова на ледниках определяют физические механизмы льдообразования, что, с одной стороны, определяет скорость этого процесса, а с другой – термическую структуру и вертикальное строение ледовой толщи. В итоге от этих факторов существенно зависит динамика ледников, в том числе их потенциальная опасность (пульсации, айсберговый сток, ледовые обвалы, скорость таяния и т.д.). Также структура фирновой и ледовой толщ, зависящая от типа ледообразования, существенно влияет на реконструкцию климатических условий и природных ландшафтов по данным ледниковых кернов. Например, современные изменения климата приводят к тому, что на большей части горных ледников всё ярче проявляется сезонное таяние, в результате которого жидкая влага просачивается в снежно-фирновую толщу (Thompson et al., 2021).

В результате в полученных ледниковых кернах (особенно в их верхней, снежно-фирновой части) практически отсутствует сезонность стабильных изотопов и остаётся только одна группа методов датировки – с помощью микроэлементов (Clifford et al., 2023), что усложняет интерпретацию результатов. С учётом логистической сложности и дороговизны получения ледниковых кернов на подготовительном этапе буровых экспедиций имеет смысл применять модельные оценки снегонакопления и структуры снежного покрова на площадках предполагаемого бурения, а также оценивать многолетнюю динамику характеристик снежного покрова для точек, где керны уже были получены.

Перечисленные аспекты существенно мотивируют исследования, посвящённые синтезу методов

численного моделирования и мониторинга снежного покрова на горных ледниках.

Для оценки состояния верхней части снежно-фирновой толщи и типа льдообразования могут быть применены модели физики снежного покрова, рассчитанные на воспроизведение не только многолетнего накопления снега, но и его вертикальной структуры, в том числе ледяных прослоев. Одной из наиболее развитых моделей, способных сравнительно полно описать стратиграфию снежной толщи, является модель SNOWPACK (Lehning et al., 2002a). Однако существенным ограничением для детального воспроизведения стратиграфии снежно-фирновой толщи служит отсутствие длинных рядов прямых наблюдений на поверхностях горных ледников, в то время как данные реанализов могут содержать серьёзные ошибки, что, в первую очередь, касается данных осадков (Toropov et al., 2019). В то же время, эти данные могут быть существенно улучшены за счёт модельного учёта орографической составляющей осадков (Торопов и др., 2022). Подобный модельный подход к восстановлению стратиграфии верхней части снежно-фирновой толщи на масштабе десятилетий с применением модели снежного покрова в связке с данными реанализа и модели орографического добавка осадков требует специальной верификации, которая может быть проведена в сравнении с доступными данными ледниковых кернов.

Одним из индикаторов типа льдообразования могут служить ледяные слои и прослои, имеющие различные механизмы формирования (Фирц и др., 2012). Так, для рекристаллизационных зон аккумуляции горных ледников (Кренке, 1973) характерны ледяные прослои и корки, имеющие малую толщину (0.5–2 мм) и связанные с радиационным прогревом и появлением поверхностной ледяной плёнки (Ozeki, Akitaya, 1998) или диффузией водяного пара при значительном градиенте температуры в приповерхностной части снежной толщи (Pinzer et al., 2012), а также вблизи контакта снежного покрова с фирново-ледовыми слоями. Эти процессы характерны, например, для зон аккумуляции ледников Кавказа, где в кернах встречаются подобные ледяные прослои (Mikhalenko et al., 2015), Центральной Антарктиды и Якутии (Котляков, 1961). В фирновой зоне ледяные прослои имеют преимущественно инфильтрационную природу и связаны с поверхностным таянием снега при положительных температурах воздуха.

В то же время, сочетание жидких осадков с отрицательной температурой поверхности снежного покрова приводит к образованию ледяных корок гололедного генезиса. Предполагается, что этот механизм типичен для горных ледников Камчатского полуострова в силу высокой повторяемости синоптических ситуаций, характеризующихся адвекцией тёплого влажного воздуха с Тихого океана. В итоге стратиграфия снежного покрова и фирновой толщи здесь может быть очень сложной, что было показано в результате исследований кернов льда, полученных на вулканах Ичинский и Ушковский (Matoba et al., 2007; Sato et al., 2013, Chizhova et al., 2024). При этом в кернах, полученных на вулкане Ушковский в различные десятилетия (Муравьев, Саламатин, 1989; Shiraiwa et al., 1997; Chizhova et al., 2024), наблюдается изменение числа ледяных прослоев и возможное изменение факторов льдообразования. Специфика процессов формирования снежной толщи на Камчатке в сочетании с наличием данных ледовых кернов мотивирует выбирать в качестве одного из «тестовых полигонов» вулкан Ушковский. Вторым таким «полигоном» стал эльбрусский ледник Гарабаши, по причине его наиболее полной обеспеченности метеорологическими данными среди всех горных регионов России (Ледники..., 2020). Кроме того, Кавказский горно-ледниковый район находится в совершенно других метеорологических условиях формирования снежной толщи по сравнению с Камчатским, что делает верификацию предлагаемого модельного комплекса более полной и обоснованной.

В данной работе поставлены две задачи. Первая – выполнить верификацию комплекса из двух моделей: снежного покрова SNOWPACK и модели орографической компоненты осадков с использованием данных реанализа для вулканов Эльбрус и Ушковский. Вторая – оценить результаты моделирования ледяных прослоев с помощью данного модельного комплекса на примере вулкана Ушковский и попытаться выявить возможное изменение типа льдообразования в условиях высокогорного района Камчатки на фоне изменяющегося климата.

Успешная верификация модельного комплекса может показать, что даже в горной местности, на основе далеко не самых точных данных реанализа, можно получить подробную и достаточно разумную информацию о строении снежно-фирновой толщи, что может быть использовано в ряде прикладных и научных задач гляциологии и горной метеорологии, обозначенных выше, а также оценить многолетнюю динамику льдообразования в различных ледниковых районах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Характеристика районов исследования. Полуостров Камчатка – крупный горно-ледниковый район России, он занимает третье место по числу и площади горных ледников после Кавказа и Алтая (Хромова и др., 2021). Вулкан Ушковский (3950 м над ур. моря, 56.04° с. ш., 160.28° в. д.) входит в восточный вулканический пояс полуострова и расположен в Ключевской группе вулканов, примерно в 10 км к северо-западу от Ключевской сопки (рис. 1, *а*). Он относится к активным

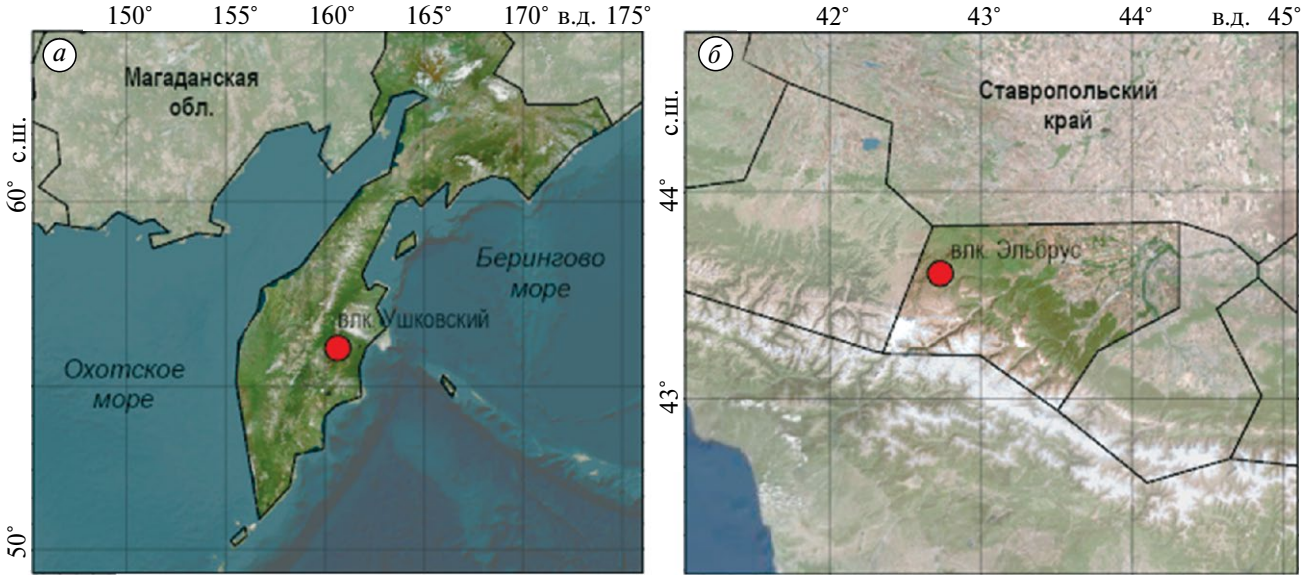


Рис. 1. Карта районов исследований для вулкана Ушковский (*а*) и вулкана Эльбрус (*б*)
Fig. 1. Map of study areas for Ushkovsky Volcano (*а*) and Elbrus Mountain (*б*)

стратовулканам: последнее извержение отмечалось в 1890 г. В настоящее время Ушковский покрыт ледниками общей площадью 43 км^2 (это примерно треть от общей площади ледников Эльбруса). Вулкан представляет научный интерес, поскольку в кратере Горшкова (3950 м над ур. моря) ранее были получены ледниковые керны К-2 (Kodama et al., 1996; Shiraiwa et al., 1997; Sato et al., 2013), а также 14-метровый керн в сентябре 2022 г. (Chizhova et al., 2024), что даёт возможность оценить температуру и стратиграфию снежно-фирновой толщи. В то же время для вулкана Ушковский, как и для всей высокогорной зоны Камчатки, отсутствуют какие-либо длительные ряды метеорологических наблюдений. Ближайшая из доступных метеорологических станций сети Росгидромета находится в пос. Ключи в 13 км от вулкана на высоте 50 м над ур. моря и не является репрезентативной ни по одному из метеорологических параметров.

Климат Камчатки отличается значительным влиянием Охотского моря и Тихого океана, что определяет его муссонные черты, а также очень высокой циклонической активностью, особенно в течение холодного периода (Shkaberda, Vasilevskaya, 2014). В этих условиях типично чередование аномальной адвекции тёплого воздуха на больших высотах, нередко сопровождающееся жидкими осадками, с резкими понижениями температуры, что особенно характерно для конца лета и осеннего сезона и связано с выходом на территорию полуострова трансформировавшихся тайфунов и интенсификации полярного фронта. По этим причинам структура снежно-фирновой, а впоследствии и ледовой толщи, оказывается очень сложно стратифицированной.

Эльбрус – это крупный стратовулкан, расположенный в Боковом хребте Большого Кавказа (рис. 1, *б*). Последнее извержение одного из паразитических кратеров Эльбруса, расположенного под массивом Восточной вершины на северном макросклоне горы, произошло около 1500 лет назад (Ледники и климат..., 2020). Площадь ледниковой системы Эльбруса равна примерно 112.6 км^2, что составляет около 10% всего оледенения Кавказа. Метеорологические условия Эльбруса соответствуют южной части умеренного климатического пояса вблизи среднего положения средиземноморской ветви полярного фронта (Ледники..., 2020). В тёплое полугодие высока повторяемость антициклонов субтропического происхождения, которая на климатических картах выражается в виде отрога азорского антициклона. Это приводит к увеличению приходящей солнечной радиации, что вызывает прогрев поверхности снежного покрова и его таяние. В результате в высокогорных зонах Эльбруса типично образование инфильтрационных прослоев и радиационных корок.

Квазиоднородный субгоризонтальный участок ледника Гарабаши на южном склоне Эльбруса на высоте 3900 м над ур. моря был выбран для верификации модели по следующем причинам. Во-первых, этот участок отражает типичные условия формирования толщи в высокогорных районах Большого Кавказа, отличаясь при этом относительной легкодоступностью. Во-вторых, он неплохо обеспечен метеорологическими и снегомерными

измерениями, выполненными на достаточно высоком современном уровне (Дроздов и др., 2024). В январе–феврале 2024 г. в этой точке были получены вертикальные профили плотности и температуры снега, что позволило провести сравнение результатов моделирования с данными наблюдений. Точка измерений находится вблизи границы питания ледника Гарабаши, где максимальная высота снега составляет около 2–2.5 м при средней температуре самого холодного месяца (январь) –16 °C. В июле среднемесячная температура воздуха достигает +2 °C (Ледники..., 2020), а снежный покров, как правило, полностью сходит к началу–середине августа.

Модель SNOWPACK. SNOWPACK – многоцелевая модель снежного покрова с открытым кодом, которая сфокусирована на детальном описании массо- и энергообмена между снежным покровом, атмосферой и, при необходимости, с растительностью и почвой; она создана для оперативного прогноза в лавинной службе в Швейцарских Альпах. Поэтому данная модель направлена на подробное описание микроструктурных свойств снега как трёхкомпонентного пористого материала и включает в себя детальный расчёт его фазовых изменений и переноса воды в снежной толще. Также для потоков массы и энергии на поверхности доступны различные варианты параметризации эрозии снега и коррекции турбулентных потоков для различной стратификации атмосферы (Schlögl et al., 2017). В качестве граничных условий на поверхности в модели используются значения приходящей коротковолновой и длинноволновой радиации, температуры воздуха, относительной влажности, скорости ветра и суммы осадков. В качестве начальных условий могут задаваться вертикальные профили температуры и плотности снежной толщи, размера снежных кристаллов, содержания льда, воды и воздуха. Описание методов расчёта микроструктуры снежного покрова и образования ледяных прослоев приведено в работах (Lehning et al., 2002a; Lehning et al., 2002b).

Модель SNOWPACK применялась и развивалась для ряда различных исследовательских задач, а её верификация на декадном масштабе для альпийских условий полигона Weissfluchjoch (Wever et al., 2015) показала достаточную высокую степень согласованности с натурными данными по высоте снежного покрова, температуре и плотности снега на глубинах. В то же время показано (Wever et al., 2016), что данная модель способна воспроизводить лишь «некоторые ледяные прослои». Так или иначе модель SNOWPACK остаётся одной из наиболее физически полных моделей снежного покрова и, с учётом открытого доступа к модели, служит наиболее доступным инструментом для моделирования формирования ледяных прослоев в снежном покрове.

Орографическая модель осадков. Важно отметить проблему, связанную с воспроизведением осадков в горных районах даже современными глобальными и мезомасштабными моделями атмосферы с пространственным шагом 0.25 градусов. Например, в случае Кавказа месячные суммы осадков могут воспроизводиться с ошибкой, превышающей значения межгодовой изменчивости (Toropov et al., 2019). Поэтому использование данных об осадках, взятых из архивов реанализов для отдельных ледников или горных склонов, некорректно. Для улучшения ситуации в данной работе была использована модель орографической компоненты осадков, основанная на алгоритме расчёта скорости конденсации водяного пара в воздухе, вынужденно поднимающегося вдоль горного склона с наветренной стороны. Эта схема представляет собой комбинацию уравнения Клаузиуса–Клайперона с упрощённым уравнением притока тепла для случая адиабатического охлаждения воздушной частицы, вынужденно поднимающейся вдоль горного склона (Торопов и др., 2022). Такого рода схему можно отнести к «моделям промежуточной сложности». С одной стороны, она существенно проще полного мезомасштабного моделирования, требующего огромных вычислительных ресурсов и мало реалистичного для климатических задач, с другой – существенно более физически обоснована, чем статистические подходы. Подробнее с обзором методов моделирования осадков в горных районах и обоснованием выбора «моделей склонов» можно ознакомиться в работах (Barry, 2008; Торопов и др., 2022).

Отмечено, что при использовании данного подхода орографический добавок к осадкам складывается с крупномасштабными осадками, которые могут быть получены либо отдельно по данным о доступном количестве влаги в столбе атмосферы над расчётной точкой, либо по данным реанализов. Таким образом, согласованность времени и интенсивности выпадения осадков по данным приземного реанализа и по результатам модели зависит от выбранного метода получения крупномасштабных осадков.

Описание численных экспериментов. Прежде, чем использовать модель SNOWPACK для моделирования снежного покрова на вулкане Ушковский, были проведены тестовые численные эксперименты, нацеленные на оценку качества воспроизведения снежной толщи. В качестве «тестового полигона» был использован эльбрусский ледник Гарабаши, по которому собрано значительное количество натурных данных (Дроздов и др., 2024). В ряде работ (Huss et al., 2005; Торопов и др., 2016; Toropov et al., 2019) было показано, что данные реанализов в высокогорных районах в целом достаточно корректны, за исключением, например, осадков. Однако для такой тонкой задачи как

моделирование снежного покрова погрешности реанализов могут быть критичными. Поэтому одна из первых задач – доказать или опровергнуть правомерность использования связки данных реанализов с параметризацией орографического добавка к осадкам для расчётов с моделью SNOWPACK в условиях горного оледенения.

Исходя из этих соображений, проведён численный эксперимент с моделью SNOWPACK по воспроизведению снежного покрова с сентября по февраль 2024 г. с использованием реанализа ERA5 (Hersbach et al., 2023), а также применением модели орографической составляющей осадков на наветренном склоне (Торопов и др., 2022). В данном случае сумма крупномасштабных атмосферных осадков была взята из реанализа для уровня земной поверхности ERA5 Single levels, а затем к этому количеству осадков добавлялись осадки для конкретной точки на основе модели орографического добавка к осадкам. Все прочие метеорологические параметры, входящие в список граничных условий модели SNOWPACK, получены из данных реанализа для различных барических поверхностей ERA5 Pressure levels для уровня 600 гПа. В качестве эталона для сравнения использовались данные о температуре, полученные с помощью термокосы Geoprecision, а также плотномерной съёмки, выполненной в январе–феврале 2024 г. Начальный профиль снега не задавался, так как вблизи границы питания ледника Гарабаши на Эльбрусе (3900 м над ур. моря) снежный покров полностью сходит к сентябрю, обнажая фирновую облицовку.

Вторым этапом после валидации модели стала серия численных экспериментов для вулкана Ушковский. Был выбран период с 1986 по 1997 г., поскольку в этот период в кратере Горшкова на вулкане Ушковский производилось несколько керновых бурений фирновой и ледовой толщи. Для керна, полученного в 1986 г. (Муравьев, Саламатин, 1989), имеются подробные условия по температуре и плотности снежного покрова, которые были заданы для верхних 4 м для всей серии численных экспериментов в качестве начальных условий модели. Для верификации результатов модели SNOWPACK по аккумуляции за данный период, а также по температуре внутри снежно-фирновой толщи использовались данные глубокого бурения 1996 года (Kodama et al., 1996; Shiraiwa et al., 1997).

Для этих расчётов мы использовали данные реанализа ERA5, аналогичные данным из эксперимента для Эльбруса. Варьировались только данные о сумме осадков: использовались прямые данные реанализа ERA5 Single levels, данные прямых наблюдений на метеостанции Ключи, а также результаты применения параметризации орографического добавка к осадкам. Отмечено, что данные реанализа ERA5 Single levels в среднем соответствуют высоте 485 м над ур. моря, поэтому, помимо суммы осадков, значения приходящей суммарной радиации также были пересчитаны на уровень 3950 м над ур. моря по высотному градиенту согласно (Barry, 2008).

Верификация модели для этих параметров производилась по серии численных экспериментов с различными параметрами модели SNOWPACK: варьировались доступные параметризации (Schlögl et al., 2017) параметра стабильности при расчёте турбулентных потоков тепла, температура замерзания жидких осадков, используемая в модели, а также некоторые доступные параметризации фазовых изменений и переноса воды в снежной толще (Wever et al., 2014). В итоге наиболее удовлетворительные результаты были получены при использовании теории подобия Монина–Обухова с одномерным параметром стабильности, разделении выпадающих осадков на жидкие и твёрдые при температуре воздуха 1.2 °C и базовыми моделями метаморфизма и влагопереноса в снеге (Lehning et al., 2002a).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Верификация модельного комплекса с использованием данных реанализа. В результате описанного выше численного эксперимента получена временнáя изменчивость высоты, стратиграфии и температуры снежного покрова с 01.09.2023 по 10.02.2024 г. для ледника Гарабаши (южный склон Эльбруса). Поскольку доступны данные наблюдений по вертикальному распределению плотности и температуры снежной толщи, а также фактическая высота снежного покрова для конца расчётного периода, то предлагаемый модельный комплекс может быть верифицирован именно для этих величин.

Первое, что хотелось бы отметить, это весьма высокая точность воспроизведения аккумуляции снега к концу расчётного периода. Разница модельных и фактических результатов толщины снежного покрова по итогам шурфования 27.01.2024 составила всего 3 см: так, по модели величина снегонакопления для точки шурфа составила 137 см, а по натурным данным – 140 см. Этот результат демонстрирует адекватность применения параметризации орографического добавка к осадкам с использованием данных по крупномасштабным осадкам из реанализа ERA5.

Кроме того, значения температуры в толще снежного покрова для периода измерений также достаточно хорошо согласуются с данными наблюдений (рис. 2). Представленная выборка соответствует данным за 4 и 5 февраля на глубинах от 60 до 120 см. Эти глубины были взяты для того, чтобы исключить различия в суточном ходе температур у поверхности, которые слабо воспроизводятся

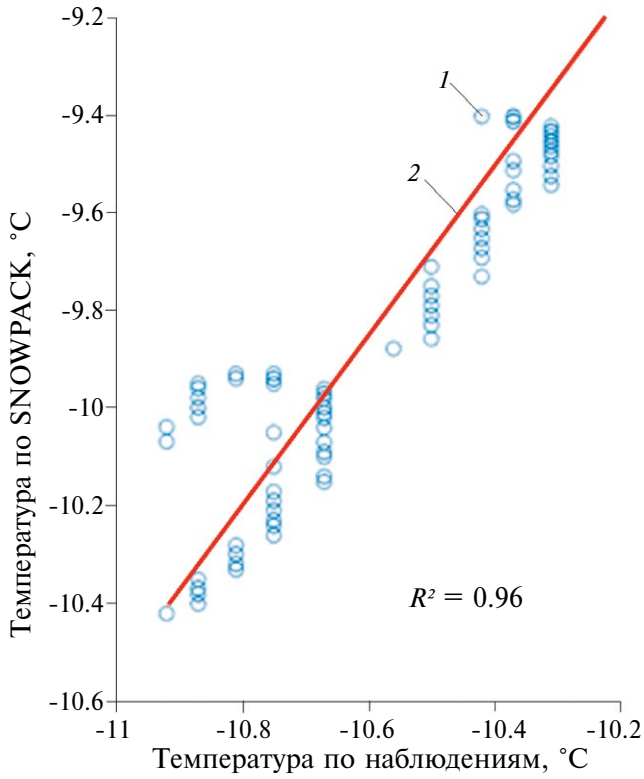


Рис. 2. Диаграмма рассеяния для температуры снежного покрова на глубинах от 60 до 120 см за период 04–05.02.2024 на леднике Гарабаши на вулкане Эльбрус по результатам модели SNOWPACK и данным наблюдений по термокосе Geoprecision (*1*) и линия аппроксимации для всех точек (*2*). R^2 – коэффициент детерминации

Fig. 2. The scatterplot for the temperature of the snow cover at depths from 60 cm to 120 cm for the period 04–05.02.2024 for the Garabashi glacier on the Elbrus volcano based on the results of the SNOWPACK model and Geoprecision thermistor observations (*1*) and the approximation line for all the points (*2*). R^2 is the coefficient of determination

с учётом использования в качестве граничных условий данных реанализа. Кроме того, термокоса была помещена в нарушенный снежный покров и засыпана свежим снегом, для которого характерна более низкая теплопроводность, что давало дополнительные ошибки наблюдений. Тем не менее суточная амплитуда температуры по результатам моделирования оказалась ещё ниже.

Для данной выборки получена высокая степень соответствия временнóй изменчивости рядов (коэффициент детерминации R^2 составил 0.96), однако было получено смещение результатов моделирования относительно наблюдаемых значений: средняя абсолютная ошибка моделирования составила 1.1 °C. При сравнении полных полученных профилей температуры среднее смещение для всех глубин возрастает до 1.4 °C. Увеличение ошибки для уровней вблизи поверхности может быть связано не только с ошибками реанализа и измерений, но и с необходимостью интерполяции результатов модели SNOWPACK на уровни измерений по термокосе.

Можно заключить, что результаты моделирования по воспроизведению высоты и температурного профиля в снежном покрове с достаточной в рамках задач исследования точностью соотносятся с фактическими измерениями. Эксперимент показал, что использование модели SNOWPACK с входными данными реанализа ERA5 и использованием модели орографического добавка к осадкам возможно для моделирования снежной толщи в высокогорных районах и может применяться для воспроизведения снегонакопления и основных физических характеристик снега. Правда, необходимо отметить, что такие эксперименты возможны только при условии орографической коррекции осадков для наветренного склона, что будет более подробно показано далее в эксперименте для вулкана Ушковский.

Воспроизведение снежного покрова на вулкане Ушковский. На втором этапе исследования были проведены численные эксперименты по воспроизведению снежной толщи в кратере Горшкова на вулкане Ушковский за период с 1986 по 1997 г. с тремя видами данных об атмосферных осадках: по данным наблюдений на метеостанции Ключи, реанализу ERA5 Single levels и результатам расчётов по параметризации орографического добавка к осадкам.

Первый эксперимент проводился с осадками с ближайшей метеостанции в посёлке Ключи. Расстояние до вулкана составляет 13 км, что более, чем в 2 раза меньше, чем размер шага сетки реанализа. Сумма осадков по данным метеостанции за выбранный период составила 5000 мм. Результаты моделирования показали, что 4 м снежного покрова, заданные в качестве начальных условий, полностью стаяли за 10 лет модельного времени. Этот эксперимент демонстрирует, что данные об осадках с ближайшей для Ключевской группы вулканов метеостанции вполне нерепрезентативны.

Во втором эксперименте использовались те же входные данные модели, но осадки взяты из реанализа ERA5 Single levels. Уровень ячейки реанализа оказался в среднем выше метеостанции в пос. Ключи на 400 м. При этом сумма осадков за весь период оказалась вдвое больше, чем в первом эксперименте. По результатам моделирования было получено, что снегонакопление в кратере Горшкова за выбранный период составило около 6 м, в то время как по результатам бурения 1996 г. (Shiraiwa et al., 1997) за этот же период аккумуляция составила около 10 м. Таким образом, использование данных по осадкам

из реанализа ERA5 приводит к существенному занижению высоты снежного покрова при относительной ошибке моделирования для высоты снежного покрова в 40%. При этом в смоделированной снежно-фирновой толще не было получено ни одного ледяного прослоя. Полученный в этом численном эксперименте результат можно считать неудовлетворительным.

В третьем случае были использованы результаты расчётов по модели орографического добавка к осадкам. Полученные высота и стратиграфия снежного покрова приведены на рис. 3. Суммарное снегонакопление с июня 1986 по июль 1997 г. составило 12.5 м. Таким образом, использование орографической модели осадков позволило уменьшить ошибку моделирования с 40 до 25%. Ошибка остаётся довольно значительной и, помимо несовершенства модели орографических осадков, может быть связана с упрощенным пересчётом приходящей суммарной радиации на высоту вершины Ушковского, в результате чего её величина скорее всего занижается. Второй источник ошибок, вероятно, заключается в неточном задании граничных условий модели и, прежде всего, температуры воздуха из-за того, что данные реанализа берутся с ближайшего доступного уровня, с изобарической поверхности 600 гПа, в то время как высота кратера Горшкова соответствует в среднем уровню 625 гПа.

Также было проведено сравнение выявленных по результатам моделирования сведений о плотности снежного покрова с фактическими данными, полученными из керна jim (Kodama et al., 1996) – результаты представлены на рис. 4. Из-за различий в высоте снежного покрова на 2.5 м модельный профиль был приведён к длине профиля по керну. При непосредственном статистическом сравнении профилей их корреляция оказывается пренебрежимо малой. Это может объясняться грубым шагом натурных данных, а также крайне

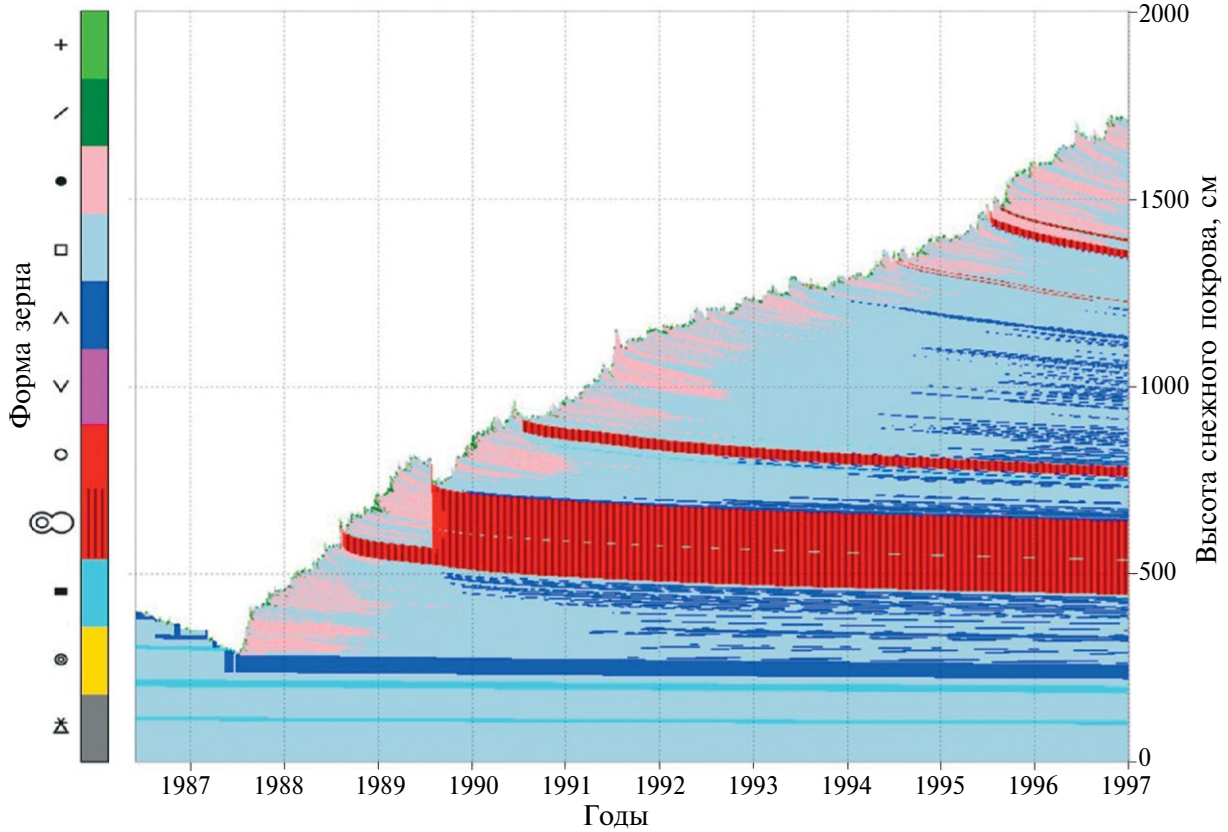


Рис. 3. Распределение стратиграфии и высоты снежного покрова в кратере Горшкова на вулкане Ушковский по результатам модели SNOWPACK по данным реанализа ERA5 и с использованием параметризации орографического добавка к осадкам для периода с 1986 по 1997 г. Цветная шкала показывает форму снежных зёрен и кристаллов в соответствии с (Фирц и др., 2012)

Fig. 3. Distribution of stratigraphy and snow depth in the Gorshkov crater on Ushkovsky volcano based on the results of the SNOWPACK model with ERA5 reanalysis data with using the parameterization of orographic precipitation addition for the period from 1986 to 1997. The color scale shows the shape of snow grains and crystals according to (Fierz et al., 2012)

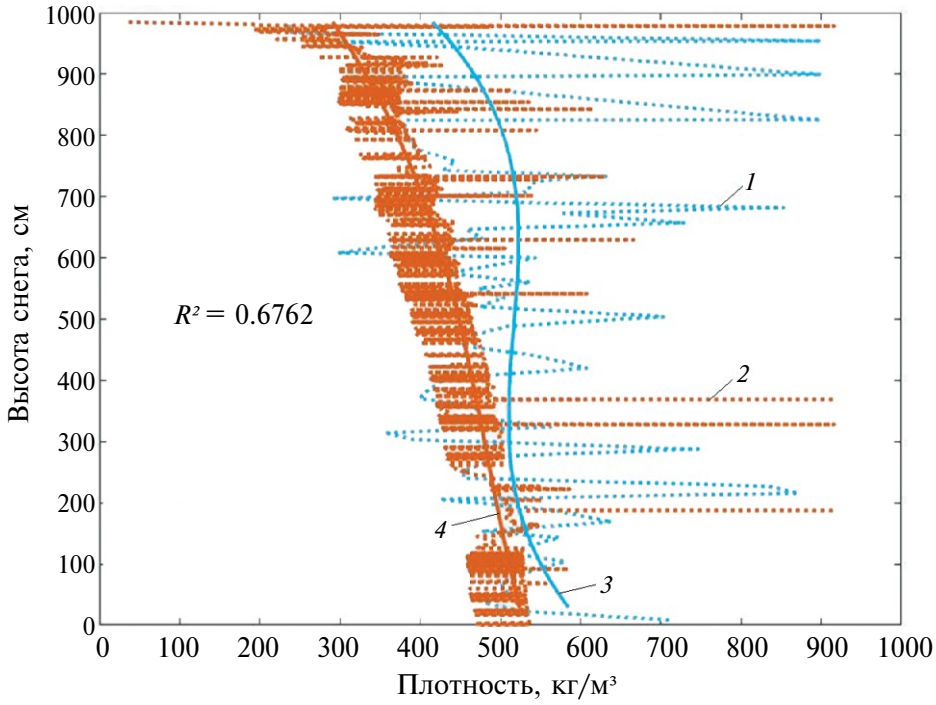


Рис. 4. Вертикальные профили плотности снежного покрова по данным керна 1996 года (Kodama et al., 1996) (*1*) и результатам моделирования с помощью SNOWPACK (*2*), а также аппроксимирующие кривые (*3*) и (*4*) для этих профилей соответственно. R^2 – коэффициент детерминации между двумя аппроксимирующими кривыми

Fig. 4. Vertical snow cover density profiles according to 1996 core data (Kodama et al., 1996) (*1*) and the results of SNOWPACK modelling (*2*), as well as approximation curves (*3*) and (*4*) for these profiles, respectively. R^2 is the coefficient of determination between the two approximation curves

высокой неоднородностью как измеренного, так и смоделированного профилей. Поэтому для обоих профилей были построены аппрокисимирующие кривые по полиному 3-й степени, что позволяет показать высокую степень совпадения средних профилей (коэффициент детерминации R^2 между этими кривыми составил 0.67). Значения модели сходятся с аппроксимацией намного лучше, чем данные керна (коэффициент детерминации R^2 для аппроксимации выборки данных составил 0.6 для SNOWPACK и 0.04 для керна соответственно).

Рассматривая воспроизведение ледяных прослоев, отмечено, что в некоторых случаях совпадение с керном достаточно точное. Например, по результатам моделирования для 24 декабря 1996 г. (что соответствует высоте снега 9.5 м снега на рис. 4) сформировался плотный ледяной прослой толщиной 1 см, который близок по плотности и глубине тому, что получен в керне: по расположению и плотности ошибки составили всего 10 см и 10 кг/м^3 соответственно. Подобные совпадения отмечаются на отметке 175 см, где керн практически совпал с модельными данными (расхождение плотности не более 30 кг/м^3, при толщине ледяного прослоя менее 1 см). Так же на отметках 7 и 8.3 м модель SNOWPACK воспроизвела уплотнённые фирновые прослои, которые наблюдаются в керне, однако они не совпали по плотности с фактическими данными. На глубинах 3.2 и 3.7 м были смоделированы два ледяных прослоя, которые не наблюдаются в керне. Таким образом, модель воспроизвела четыре ледяных прослоя, в то время как по фактическим данным их количество составляет пять.

Отмечено, что в предыдущем эксперименте с использованием данных реанализа ERA5 по осадкам модель SNOWPACK вообще не воспроизвела ледяные прослои. При использовании параметризации орографического добавка к осадкам модель также не всегда воспроизводит вариации плотности и точную глубину ледяных прослоев, тем не менее представленные результаты всё же позволяют получить более или менее достоверную информацию о строении снежно-фирновой толщи. С учётом отсутствия качественных входных данных и невозможности корректировки результатов модели полученный результат можно считать приемлемым. Данный подход существенно улучшает результаты по сравнению с применением данных по осадкам непосредственно из реанализа и с сети станций Росгидромета.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Причины полученных различий модельных результатов и данных ледяного керна в кратере Горшкова вулкана Ушковский могут, с одной стороны, заключаться в некорректности метеорологических данных (реанализа и модели орографических осадков), а с другой – в ограничениях модели SNOWPACK.

Для воспроизведения ледяных прослоев важна корректность входных данных модели снежного покрова на как можно меньшем временно́м масштабе. При этом известно, что данные реанализа ERA5 более надёжны на больших временных масштабах, чем на часовых сроках, где наблюдается недооценка экстремальных величин, особенно в высокогорных районах (Дроздов и др., 2024), которая может оказать определяющее влияние на воспроизведение подробной стратиграфии снежного покрова.

В то же время, исследования по воспроизведению ледяных прослоев в модели SNOWPACK показывают, что рассчитывать просачивание жидкой влаги и появление ледовых образований внутри снежного покрова очень проблематично даже при наличии фактических метеоданных для точки моделирования. Так, для полигона Weissfluhjoch за период в 16 лет модель смогла воспроизвести лишь 20% всех ледяных прослоев (Wever et al., 2016). Позже в модель SNOWPACK была добавлена новая параметризация инфильтрации и замерзания влаги на глубинах (Quéno et al., 2020), которая существенно улучшила воспроизведение ледяных прослоев в модели. Однако она в настоящее время недоступна в открытой версии модели SNOWPACK.

Кроме того, в (Wever et al., 2016) также показано, что данная модель не может воспроизводить ледяные корки при выпадении переохлаждённых осадков. Однако именно этот тип ледяных образований ожидалось получить для вулкана Ушковский, поэтому с этим может быть связано занижение моделью общего количества прослоев и невоспроизведение некоторых из прослоев, наблюдающихся в керне. В то же время, параметризация ледяных корок при гололёдах была добавлена и успешно протестирована в модели CROCUS (Quéno et al., 2018). Но представленная методика требует также достоверных данных о содержании жидкой влаги в атмосфере над точкой моделирования.

Для оценки изменения процессов льдообразования на климатическом масштабе для вулкана Ушковский доступны данные 27 м ледникового керна jim, полученного в 1996 г. (Kodama et al., 1996), и 14 м керна, пробуренного в 2022 г. (Chizhova et al., 2024), которые представлены на рис. 5, *б*. Отмечены практически неизменные значения по средней многолетней скорости аккумуляции: за период 1986–1996 гг. она составила около 0.96 м/год, а за период 2008–2022 гг. – около 0.97 м/год. Однако в керне 2022 г. количество ледяных прослоев составляет около 53% от общей длины керна, при этом в керне jim 1996-го года эта же величина составляет лишь 4%. Отмечено, что для керна jim шаг анализа был значительно ниже, чем в керне 2022 г., что может приводить к занижению значений плотности и невозможности выделения всех ледяных прослоев. Но общий профиль плотности и различия в относительном содержании льда в верхней части снежно-фирновой толщи на порядок однозначно указывают на изменение процессов льдообразования в кратере Горшкова на вулкане Ушковский.

С одной стороны, это является следствием нескольких вулканических извержений и осаждения пепла на поверхности, что приводило к усилению поглощения солнечной радиации, прогреву и таянию снежного покрова, однако с другой – реакцией на изменения климатических параметров для данной точки. По данным реанализа ERA5, на уровне 600 гПа с 1997 г. среднегодовое количество часов с положительными температурами воздуха увеличилось почти втрое (рис. 5, *а*). В период с 1986 по 1997 г. можно наблюдать всего два года, когда сумма часов с положительными температурами была больше 48, а среднегодовое количество часов за данный период составило 21.9. С 1997 по 2022 г. участилась повторяемость положительных температур: за этот период наблюдается всего 6 лет, когда сумма часов с положительными температурами была меньше 48, а среднегодовое количество равняется 57.

В вышеописанных экспериментах для периода 1986–1997 гг. отмечено отсутствие глубокого промачивания снежно-фирновой толщи жидкой влагой, что характерно для рекристаллизационного типа льдообразования. Активное таяние наблюдалось только в летние периоды 1988, 1989 и 1990 гг., когда максимальные значения температуры воздуха достигали +2 °C. Для последующего периода можно отметить 11 подобных случаев. Эти результаты согласуются с последними климатическими оценками для Камчатского полуострова (Korneva et al., 2024), которые показывают увеличение летних температур воздуха по данным станций наземной сети на 0.2 °C/10 лет.

Предположено, что за последние 40 лет на полуострове Камчатка происходит смена циркуляционного режима, который напрямую влияет на климатические параметры. Рост высоты геопотенциальных поверхностей 850 и 500 гПа за последние десятилетия (2000–2020 гг.), по всей видимости, связан с распространением Северотихоокеанского антициклона на север, а также с увеличением повторяемости адвекции тепла из тропических районов Тихого океана, уменьшением балла облачности

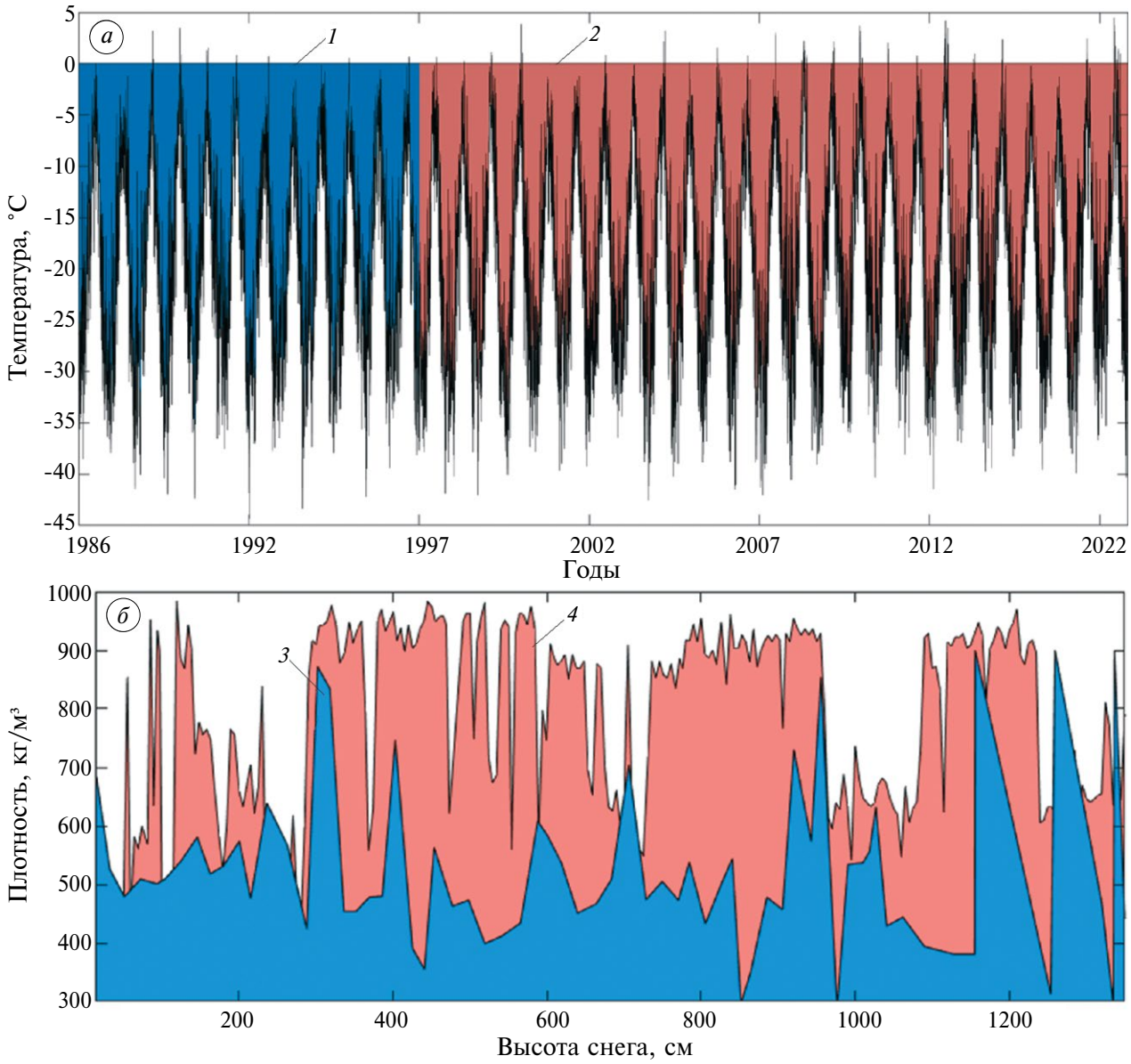


Рис. 5. Температура воздуха на изобарической поверхности 600 гПа за период 1986–2022 гг. по данным реанализа для различных барических поверхностей ERA5 Pressure levels (*а*), где синим цветом показан период моделирования 1986–1997 гг. (*1*), красным цветом – 1998–2023 гг. (*2*). Вертикальные профили плотности снежного покрова (*б*) по данным керна 1996 года (Kodama et al., 1996) (*3*) и 14-метрового керна, пробуренного в 2022 г. (*4*)

Fig. 5. The air temperature on the 600 hPa pressure level for the period 1986–2022 according to the data of the reanalysis of ERA5 Pressure levels (*a*), where the blue fill shows the modelling period 1986–1997 (*1*), and the red one shows the 1998–2023 period (*2*). Vertical profiles of the snow cover density (*б*) according to the 1996 ice core (Kodama et al., 1996) (*3*) and the 14-meter ice core drilled in 2022 (*4*)

и увеличением баланса коротковолновой радиации. Показано, что эти процессы приводят к увеличению абляции ледников в Камчатском регионе (Korneva et al., 2024).

Анализ ледовых прослоев, полученных по результатам численных экспериментов, с точки зрения их генезиса и метеорологических условий образования показал, что образование ледяных прослоев наблюдается преимущественно при адвекции тёплого влажного воздуха с Тихого океана и Охотского моря как в условиях циклонической циркуляции, так и при положении на периферии антициклонов. Как было отмечено выше, в последние десятилетия увеличивается повторяемость именно этих синоптических процессов над Камчатским полуостровом.

Полученные в настоящем исследовании результаты позволяют говорить, что представленный подход к воспроизведению структуры снежно-фирновой толщи на основе данных реанализа ERA5 и модельного комплекса из SNOWPACK и модели орографического добавка к осадкам может приближённо воспроизводить количество и положение ледяных прослоев в снежно-фирновой толще. Вероятно, этот результат может быть улучшен в будущих исследованиях за счёт использования модели снежного покрова CROCUS или обновлённой параметризация инфильтрации и замерзания влаги в модели SNOWPACK, указанных выше. Последующие этапы исследования предполагают развитие представленного метода и его верификацию на большем временно́м масштабе и для других горно-ледниковых районов с доступными данными ледниковых кернов. В частности, такие расчёты могут быть проведены для кратера Горшкова на Ушковском вулкане на климатическом временно́м масштабе с 1986 по 2022 г. Кроме того, использование атмосферного форсинга из климатических моделей может позволить применять описанный модельный инструмент для прогноза изменений состояния снежно-фирновой толщи и типа льдообразования ледников в будущем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые воспроизведена аккумуляция и стратиграфия снежного покрова для условий горного оледенения Эльбруса и Камчатки с помощью вычислительного комплекса, состоящего из модели снежного покрова SNOWPACK (Lehning et al., 2002a) и параметризации орографического добавка к осадкам (Торопов и др., 2022), при использовании в качестве «форсинга» данных реанализа ERA5. Тестирование данного модельного подхода на сезонном масштабе для ледника Гарабаши на Эльбрусе показало высокую степень совпадения с данными прямых наблюдений по аккумуляции и воспроизведению термического режима снежной толщи. Отклонение по высоте снежного покрова составило всего 3 см, а коэффициент детерминации для температурного профиля – 0.96 при средней абсолютной ошибке результатов моделирования 1.4 °C.

Для 10-летнего периода на вулкане Ушковский показано, что применение модели орографического добавка к осадкам улучшает воспроизведение скорости аккумуляции снега по сравнению с использованием в качестве входных данных реанализа ERA5 или данных прямых наблюдений по ближайшей метеостанции. Ошибка воспроизведения многолетней аккумуляции была уменьшена до 25% по сравнению с 40% при использовании данных реанализа ERA5 по осадкам.

Также, по результатам модели SNOWPACK, в кратере Горшкова на вулкане Ушковский воспроизведено четыре ледяных прослоя, что в целом соответствует пяти ледяным прослоям, полученным по ледниковому керну jim (Kodama et al., 1996). Два ледяных прослоя показали близкое соответствие натурным данным с различиями по глубине и плотности не более 30 см и 30 кг/м^3. При аппроксимации модельного и натурного профилей плотности была получена высокая степень совпадения средних профилей с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.67$. В целом модельный комплекс удовлетворительно воспроизвёл основные характеристики ледяных прослоев в снежно-фирновой толще и общее снегонакопление на Ушковском.

Долгосрочный анализ показал, что за последние 40 лет на Камчатке наблюдается тенденция к увеличению случаев положительных температур в летний период, что приводит к увеличению таяния и инфильтрации воды в снежно-фирновую толщу. Это подтверждается увеличением количества ледяных прослоев в керне, пробуренном в 2022 г., по сравнению с предыдущими результатами. Всё это указывает на изменение типа льдообразования в кратере Горшкова на вулкане Ушковский.

Таким образом, данное исследование показывает, что модельный комплекс из SNOWPACK, данных реанализа ERA5 и модели орографического добавка к осадкам может быть использован для детального анализа стратиграфии и динамики снежного покрова на горных ледниках. Такой подход может быть полезен для решения научных и прикладных задач, в частности изучения климатических изменений в труднодоступных горных районах и оценки изменений в структуре снежной толщи горных ледников. В то же время, приведённый в работе метод может быть улучшен за счёт применения обновлённых параметризаций инфильтрации и замерзания жидкой влаги внутри снежного покрова и воспроизведения ледяных образований гололёдного генезиса. В дальнейшем возможно развитие представленного метода и его верификация на большем временно́м масштабе и для других горно-ледниковых районов с доступными данными ледниковых кернов.

Благодарности. Численные эксперименты и верификация модели снежного покрова SNOWPACK на основе данных ледниковых кернов Камчатки выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00159. Верификация модели SNOWPACK по данным измерений на Эльбрусе и модели орографической составляющей осадков выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00247.

Acknowledgements. Numerical experiments and verification of the SNOWPACK snow cover model based on data from Kamchatka glacial cores were carried out with the financial support of the RSF grant № 22-17-00159.

Verification of the SNOWPACK model based on measurements on Elbrus and the model of orographic component of precipitation was carried out with the financial support of the RSF grant № 23-17-00247.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дроздов Е.Д., Торопов П.А., Авилов В.К., Артамонов А.Ю., Полюхов А.А., Железнова И.В., Ярынич Ю.И. Метеорологический режим высокогорной зоны Эльбруса в период аккумуляции // Лёд и Снег. 2024. Т. 64 (1). С. 25–40. https://doi.org/10.31857/S2076673424010022

Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. 246 с.

Кренке А.Н. Зоны льдообразования на ледниках // Геофизический бюллетень. Вып. 25. М.: Наука, 1973. С. 44–56.

Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. М.–СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.

Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н. Баланс массы и термодинамический режим ледника в кратере Ушковского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 85–92.

Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. Вып. 1. С. 5–19. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

Торопов П.А., Шестакова А.А., Ярынич Ю.И., Кутузов С.С. Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. Вып. 4. С. 485–503. https://doi.org/10.31857/S2076673422040146

Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., Маккланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова): Русское издание // Материалы гляциологических исследований. 2012. № 2. 80 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. Вып. 3. С. 341–358. https://doi.org/10.31857/S2076673421030093

Barry R.G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.

Beniston M., Farinotti D., Stoffel M., Andreassen L.M., Coppola E., Eckert N., Fantini A., Giacona F., Hauck C., Huss M., Huwald H., Lehning M., López-Moreno J.-I., Magnusson J., Marty C., Morán-Tejéda E., Morin S., Naaim M., Provenzale A., Rabatel A., Six D., Stötter J., Strasser U., Terzago S., Vincent C. The European Mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges // Cryosphere. 2018. № 12. P. 759–794. https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018

Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Korneva I.A., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A., Muravyov Ya.D. New Data on Deuterium Excess Values of Glacial Ice in Kamchatka Peninsula // Doklady Earth Science. 2024. V. 517. P. 1387–1392. https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190

Clifford H.M., Potocki M., Rodda C., Dixon D., Birkel S., Handley M., Mayewski P.A. Prefacing unexplored archives from Central Andean surface-to-bedrock ice cores through a multifaceted investigation of regional firn and ice core glaciochemistry // Journ. of Glaciology. 2023. V. 69. № 276. P. 693–707. https://doi.org/10.1017/jog.2022.91

Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C. B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4687–4698. https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J-N. (2023): ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). Accessed 30.03.2024. https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6

Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Natural Climate Changing. 2018. 8 (2). P. 135–140. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x

Kodama Y., Shiraiwa T., Kobayashi D., Matsumoto T., Yamaguchi S., Muravyev Ya.D., Glazirin G.E. Hydrometeorological and glaciological observations in the Koryto and Ushkovsky Glaciers, Kamchatka // Low Temperature Science. Ser. A. 1996. 55. P. 107–136.

Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Ya., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // International Journ. of Climatology. 2024. V. 44 (2). P. 345–369. https://doi.org/10.1002/joc.8328

Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C., Satyawali P. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure // Cold regions science and technology. 2002a. 35 (3). P. 147–167. https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3

Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche

warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation // Cold Regions Science and Technology. 2002b. 35 (3). P. 169–184. https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00072-1

Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhideleeva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia // Bulletin of Glaciological Research. 2007. 24. P. 79–85.

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

Ozeki T., Akitaya E. Energy balance and formation of sun crust in snow // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 35–38.

Pinzer B.R., Schneebeli M., Kaempfer T.U. Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography // The Cryosphere Discussions. 2012. V. 6 (3). P. 1673–1714. https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012

Quéno L., Vionnet V., Cabot F., Vrécourt D., Dombrowski-Etchevers I. Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees // Cold Regions Science and Technology. 2018. V. 146. P. 19–31. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.11.007

Quéno L., Fierz C., van Herwijnen A., Longridge D., Wever N. Deep ice layer formation in an alpine snowpack: monitoring and modeling // The Cryosphere. 2020. V. 14 (10). P. 3449–3464. https://doi.org/10.5194/tc-14-3449-2020

Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // Climate of the Past Discussions. 2013. V. 9 (2). P. 2153–2181. https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013

Schlögl S., Lehning M., Nishimura K., Huwald H., Cullen N.J., Mott R. How do Stability Corrections Perform in the Stable Boundary Layer Over Snow? // Boundary-Layer Meteorol. 2017. V. 165. P. 161–180. https://doi.org/10.1007/s10546-017-0262-1

Shiraiwa T., Muravyev Ya.D., Yamaguchi S. Stratigraphic Features of Firn as Proxy Climate Signals at the Summit Ice Cap of Usnkovsky Volcano, Kamchatka, Russia // Arctic and Alpine Research. 1997. V. 29 (4). P. 414–421.

Shkaberda O.A., Vasilevskaya L.N. Long-term variability of the temperature and humidity regime on the Kamchatka peninsula // Izvestiya TINRO. 2014. V. 178 (3). P. 217–233. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2014178-217-233

Thompson L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson E., Porter S.E., Corrales G.V., Shuman C.A., Tucker C.J. The impacts of warming on rapidly retreating high-altitude, low-latitude glaciers and ice core-derived climate records // Global and Planetary Change. 2021. V. 203. P. 103538. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103538

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the greater caucasus, 20th–21st century // International Journ. of Climatology. 2019. V. 39. P. 4703–4720. https://doi.org/10.1002/joc.6101

Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M. Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 2271–2293 https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015

Wever N., Würzer S., Fierz C., Lehning M. Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks // The Cryosphere. 2016. V. 10 (6). P. 2731–2744. https://doi.org/10.5194/tc-10-2731-2016

Citation: ***Sushintsev I.M., Drozdov E.D., Toropov P.A., Mikhalenko V.N., Vorobiev M.A., Hayredinova A.G.*** **Modeling of snow cover on glaciers of the Caucasus and Kamchatka Peninsula.** ***Led i Sneg.*** **Ice and Snow. 2025, 65 (1): 21–36. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010025**

Modeling of snow cover on glaciers of the Caucasus and Kamchatka Peninsula

© 2025 I. M. Sushintsev[a,b,#], E. D. Drozdov[a,b], P. A. Toropov[a,b], V. N. Mikhalenko[a], M. A. Vorobiev[a], A. G. Hayredinova[a]

[a] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*
[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[#] *e-mail: sushintsev@yahoo.com*

Received September 20, 2024; revised November 12, 2024; accepted December 25, 2024

The paper evaluates the possibility of using a computing complex that includes a SNOWPACK model and an algorithm for calculating orographic precipitation addition to reproduce snow cover in mountainous areas. This model complex was tested in the conditions of two contrasting mountain-glacial systems provided with in-situ data: the Central Caucasus (using the example of Mount Elbrus), and Kamchatka (using the example of the Ushkovsky volcano). Numerical experiments were carried out for the period of 09.2023–02.2024 for Elbrus and for the period of 1986–1997 for Ushkovsky, ERA5 reanalysis data was used as a forcing. It is shown that on a seasonal scale for the Elbrus volcano, the simulation results are in good agreement with the field data: the error in the amount of snow accumulation was 3 cm, for the temperature inside the whole snow column mean average error was 1.4 °C with a coefficient of determination $R^2 = 0.96$. For Ushkovsky, 3 numerical experiments were conducted with different input data on precipitation. The simulation results were compared with the data from the 1996 ice core. When using the orographic precipitation model, the error in reproducing accumulation over 10 years was reduced to 25% compared to 40% according to the ERA5 reanalysis. At the same time, the model described the stratigraphy of the snow cover well: 4 out of 5 ice formations were reproduced. It is shown that the presented model tool can be used to approximate the dynamics of snow accumulation on long time scales and to analyze changes in ice formation conditions on mountain glaciers. Possible ways of the model complex developing are also discussed, which will allow more accurate assessment of snow column structure and reproduction of ice formations. According to the drilling data of 2022, it was revealed that the density profile of the Ushkovsky volcano is very different from that presented in the 1996 study. Previously, only about 4% of ice was observed in the snow-firn stratum, currently its content has increased to 53% of the entire profile. Thus, climate change has affected the snow cover structure of Kamchatka's high-altitude glaciers. This is manifested in an increase in the frequency of positive summer temperatures over the past decades, which leads to melting and infiltration of liquid moisture into the snow-firn stratum.

Keywords: snow cover, precipitation, ice layers, modeling, Kamchatka, Elbrus, SNOWPACK model

REFERENCES

Drozdov E.D., Toropov P.A., Avilov V.K., Artamonov A.Y., Polyukhov A.A., Zheleznova I.V., Yarinich Y.I. Meteorological regime of the Elbrus high-mountain zone during the accumulation period. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 1 (64): 25–40. https://doi.org/10.31857/S2076673424010022 [In Russian].

Kotlyakov V.M. The Snow Cover of the Antarctic and Its Role in the Present-Day Glaciation of the Continent. Jerusalem, 1966: 256 p.

Krenke A.N. Zones of ice formation on glaciers. *Geofizicheskiy bulleten'.* Geophysical bulletin. Moscow: Nauka Publ., 1973, 25: 44–56 [In Russian].

Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus / Resp. ed. V.N. Michalenko. Moscow; St. Petersburg: Nestor-Istoria Publ., 2020: 372 p. [In Russian].

Muraviev Ya.D., Salamatin A.N. Mass balance and thermodynamic regime of the glacier in the crater of Ushkovsky volcano. *Vulkanologiya i seismologiya.* Volcanology and seismology. 1989, 3: 85–92 [In Russian].

Toropov P.A., Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 1 (56): 5–19. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19 [In Russian]

Toropov P.A., Shestakova A.A., Yarynich Yu.I., Kutuzov S.S. Simulation of orographic precipitation's component on the Mount Elbrus example. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 4 (62): 485–503. https://doi.org/10.31857/S2076673422040146 [In Russian].

Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. International classification for seasonally falling snow (a guide to the description of snow thickness and snow cover). 2012, 2: 80 p. [In Russian]

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

Barry R.G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008: 505 p.

Beniston M., Farinotti D., Stoffel M., Andreassen L.M., Coppola E., Eckert N., Fantini A., Giacona F., Hauck C., Huss M., Huwald H., Lehning M., López-Moreno J.-I., Magnusson J., Marty C., Morán-Tejéda E., Morin S., Naaim M., Provenzale A., Rabatel A., Six D., Stötter J., Strasser U., Terzago S., Vincent C. The European Mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. Cryosphere. 2018, 12: 759–794. https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018

Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Korneva I.A., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A., Muravyov Ya.D. New Data on Deuterium Excess Values of Glacial Ice in Kamchatka Peninsula. Dokl. Earth Sc. 2024, 517: 1387–1392. https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190

Clifford H.M., Potocki M., Rodda C., Dixon D., Birkel S., Handley M., Mayewski P.A. Prefacing unexplored archives from Central Andean surface-to-bedrock ice cores through a multifaceted investigation of regional firn and ice core glaciochemistry. Journ. of Glaciology. 2023, 69 (276): 693–707. https://doi.org/10.1017/jog.2022.91

Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C. B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models. The Cryosphere. 2020, 14: 4687– 4698. https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J-N. (2023): ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). Accessed March 30, 2024. https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6

Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nat. Clim. Chang. 2018, 8 (2): 135–140. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x

Kodama Y., Shiraiwa T., Kobayashi D., Matsumoto T., Yamaguchi S., Muravyev Ya.D., Glazirin G.E. Hydrometeorological and glaciological observations in the Koryto and Ushkovsky Glaciers, Kamchatka // Low Temp. Sci. Ser. A. 1996, 55: 107–136.

Korneva I.A., Toropov P.A., Muraviev A.Ya., Aleshina M.A. Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // International Journ. of Climatology. 2024, 44 (2): 345–369. https://doi.org/10.1002/joc.8328

Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C., Satyawali P. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. Cold regions science and technology. 2002a, 35 (3): 147–167. https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3

Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. Cold Regions Science and Technology. 2002b, 35 (3): 169–184. https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00072-1

Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhideleeva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia // Bulletin of Glaciological Research. 2007, 24: 79–85.

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

Ozeki T., Akitaya E. Energy balance and formation of sun crust in snow // Annals of Glaciology. 1998, 26: 35–38.

Pinzer B.R., Schneebeli M., Kaempfer T.U. Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography // The Cryosphere Discussions. 2012, 6 (3): 1673–1714. https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012

Quéno L., Vionnet V., Cabot F., Vrécourt D., Dombrowski-Etchevers I. Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees. Cold Regions Science and Technology. 2018, 146: 19–31. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.11.007

Quéno L., Fierz C., van Herwijnen A., Longridge D., Wever N. Deep ice layer formation in an alpine snowpack: monitoring and modeling.

The Cryosphere. 2020, 14 (10): 3449–3464. https://doi.org/10.5194/tc-14-3449-2020

Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // Climate of the Past Discussions. 2013, 9 (2): 2153–2181. https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013

Schlögl S., Lehning M., Nishimura K., Huwald H., Cullen N.J., Mott R. How do Stability Corrections Perform in the Stable Boundary Layer Over Snow? // Boundary-Layer Meteorol. 2017, 165: 161–180. https://doi.org/10.1007/s10546-017-0262-1

Shiraiwa T., Muravyev Ya.D., Yamaguchi S. Stratigraphic Features of Firn as Proxy Climate Signals at the Summit Ice Cap of Usnkovsky Volcano, Kamchatka, Russia // Arctic and Alpine Research. 1997, 29 (4): 414–421.

Shkaberda O.A., Vasilevskaya L.N. Long-term variability of the temperature and humidity regime on the Kamchatka peninsula // Izvestiya TINRO. 2014, 178 (3): 217–233. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2014178-217-233

Thompson L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson E., Porter S.E., Corrales G.V., Shuman C.A., Tucker C.J. The impacts of warming on rapidly retreating high-altitude, low-latitude glaciers and ice core-derived climate records. Global and Planetary Change. 2021, 203: 103538. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103538

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the greater caucasus, 20th–21st century // International Journ. of Climatology. 2019, 39: 4703–4720. https://doi.org/10.1002/joc.6101

Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M. Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes // The Cryosphere. 2015, 9: 2271–2293. https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015

Wever N., Würzer S., Fierz C., Lehning M. Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks. The Cryosphere. 2016, 10 (6): 2731–2744. https://doi.org/10.5194/tc-10-2731-2016

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 37–49

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324, 556.5

ДИНАМИКА ОЗЁР НА ЛЕДНИКЕ ФЕДЧЕНКО ЗА 2016–2021 гг.

© 2025 г. С. В. Косковецкая

Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики», Москва, Россия
e-mail: svkoskovetskaya@edu.hse.ru

Поступила 14.08.2024 г.
После доработки 16.11.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Малый уклон и сплошной моренный покров ускоряют развитие озёр на последних 11.5 км ледника Федченко на Памире. Рассматриваются площади озёр за 2016–2021 гг., выделенных на основе двух индексов по снимкам Sentinel-2. Озёра в сумме занимали около 2% площади участка, но значительно поменялись амплитуда их площади и режим, выросла сумма положительных температур, а относительная площадь небольших озер удвоилась.

Ключевые слова: ледниковые озёра, автоматизированное дешифрирование, ледник Федченко, Памир

DOI: 10.31857/S2076673425010036, **EDN**: GZLRNT

ВВЕДЕНИЕ

Супрагляциальные озёра формируются путём накапливания талой воды в понижениях на поверхности ледников. Каждый год в сезон абляции они появляются практически в одних и тех же местах, что обусловлено неизменностью местоположения понижений в рельефе подледникового ложа. Если вода в понижениях остаётся до конца периода абляции, то зимой она замерзает, в ином же случае просачивается через трещины и каналы во льду или стекает по поверхности ледника (Melling et al., 2023).

Отметим, что в период с 1990 по 2018 г. объём ледниковых озёр во всём мире увеличился на 48% (Lützow et al., 2023). Это подтверждается в работах, рассматривающих конкретные ледники и ледниковые долины в разных частях планеты (Stokes et al., 2007; Wendleder et al., 2021; Veettil, Kamp, 2021).

Супрагляциальные озёра активно исследуются на востоке высокогорной Азии. По нескольким ледникам Тибетского района Кхумбу был сделан важный вывод, касающийся общего тренда увеличения площади супрагляциальных озёр за 6-летний период (2017–2022 гг.), но не за счёт расширения уже существующих озёр, а из–за появления новых небольших водоёмов. Так, с каждым годом рост количества небольших озёр влияет на увеличение фильтрации, понижение альбедо поверхности ледника и, как следствие, на ускорение его таяния. Кроме того, был выявлен парадокс: рост площади супрагляциальных озёр приходился на зимние месяцы, что не должно происходить в период аккумуляции. Тем не менее есть гипотеза, что увеличенное количество поглощаемой радиации в местах с тонким моренным покровом приводит к преждевременному таянию льда под этим слоем и формированию супрагляциальных озёр даже зимой. А так как фильтрация из–за замерзания во всех частях ледника в это время года мала, то озёра остаются на месте уже до начала периода абляции (Zeller et al., 2023).

В этом же районе, но уже на леднике Балторо, была проведена оценка доли площади, занятой супрагляциальными озёрами в разных его частях с 2016 по 2020 г. С каждым годом на леднике увеличивалось количество осадков и температура, но при этом явной корреляции с суммарной площадью озёр не было выявлено. Тем не менее выяснилось, что больше всего эта доля растёт на границе областей абляции и аккумуляции – активно развивается таяние ледника и его фирновая линия смещается вверх (Wendleder et al., 2021).

Сильно отличается от Азии динамика развития озёр на ледниках Альп: там с каждым сезоном растут супрагляциальные озёра преимущественно очень большого размера. То есть, они остаются каждый год в одном и том же понижении и становятся больше из-за увеличения притока вод. Кроме того, в Альпах много ледниково-подпрудных озёр на краях ледников, наиболее опасных с точки зрения их прорывов. Такие озёра накапливаются по несколько лет, они относительно стабильны по своей площади и объёму (Cook, Quincey, 2015).

В других регионах, где есть продолжительный период наблюдений – на Кавказе и в Кордильерах – наблюдается такая же тенденция

к увеличению количества и площади супрагляциальных, приледниковых и ледниково-подпрудных озёр. В разных частях Перуанских Кордильер с 1985 по 2015 г. ледники потеряли от 51 до 62% своей площади, из-за чего образовалось множество новых озёр: их количество выросло с 247 до 329, с общей площадью более 3.8 км^2 (Veettil, Kamp, 2021). На ледниках Кавказа последние 50 лет увеличивается площадь со сплошным моренным покровом. Таким образом, появляется больше места для формирования супрагляциальных озёр: по подсчётам в долине Адылсу количество зафиксированных озёр с 1985 по 2000 г. увеличилось с 16 до 24 (а их площадь выросла с 0.2423 до 0.3815 км^2), то есть их стало почти в два раза больше (Stokes et al., 2007).

Супрагляциальные озёра могут влиять на ледники по-разному. Вода поглощает больше солнечной радиации, чем лёд, и это приводит к увеличению скорости таяния ледников. Кроме того, если вода затекает в трещины во льду, достаточно большие по размеру для того, чтобы попасть на ложе ледника, то скольжение ледника усиливается и, следовательно, увеличивается его общая скорость движения. Сама динамика супрагляциальных озёр отличается их быстрой фильтрацией в сезон абляции и непредсказуемым формированием новых небольших озёр, в то время как приледниковому озеру свойственно накапливать талую воду к концу сезона, оставаясь в сопоставимых границах. При изучении особый интерес может представлять оценка разницы изменений в сезонной суммарной площади между супрагляциальными и приледниковыми озёрами (Wendleder et al., 2021). При этом в моделях, воспроизводящих реакцию гидрологических ресурсов на потерю массы ледников, при расчётах часто не учитывается вода супрагляциальных озёр из-за их малого размера и нестабильности (Bazilova, Kääb, 2022).

Помимо этого, с некоторыми озёрами, преимущественно ледниково-подпрудными, связана группа проблем, касающаяся их периодических прорывов. Известно, что есть прямая корреляция между потеплением климата и увеличением количества прорывов: во время похолодания 1990-х годов количество прорывов в Высокогорной Азии снизилось до уровня 1950-х, а их пик наблюдался в 1970-х, когда ледники Памира и других регионов испытывали интенсивное таяние во время потепления (Lützow et al., 2023).

Ледник Федченко на Памире был выбран в качестве объекта исследования, так как о динамике его приледниковых и ледниково-подпрудных озёр, а также супрагляциальных озёр известно немного по сравнению с ледниками восточной части региона Высокогорной Азии, Альпийского региона и Кордильер. При этом данный ледник имеет малый уклон поверхности, сплошной моренный покров и низкие скорости движения, что даёт положительный эффект для развития супрагляциальных озёр.

Цель исследования – проследить за динамикой морфометрических параметров трёх упомянутых выше видов озёр, выделенных автоматизированным дешифрированием на леднике Федченко на Памире.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследовался участок поверхности ледника в его нижней части протяжённостью 11.4 км, который имеет наибольшую плотность распределения супрагляциальных озёр и моренного покрова. Диапазон высот на этом участке варьирует от 2900 до 3600 м над ур. моря. Для выделения границ участка использовался векторный слой границ ледников в каталоге Randolph Glacier Inventory Version 7 (рис. 1). Верхняя граница участка проводилась не

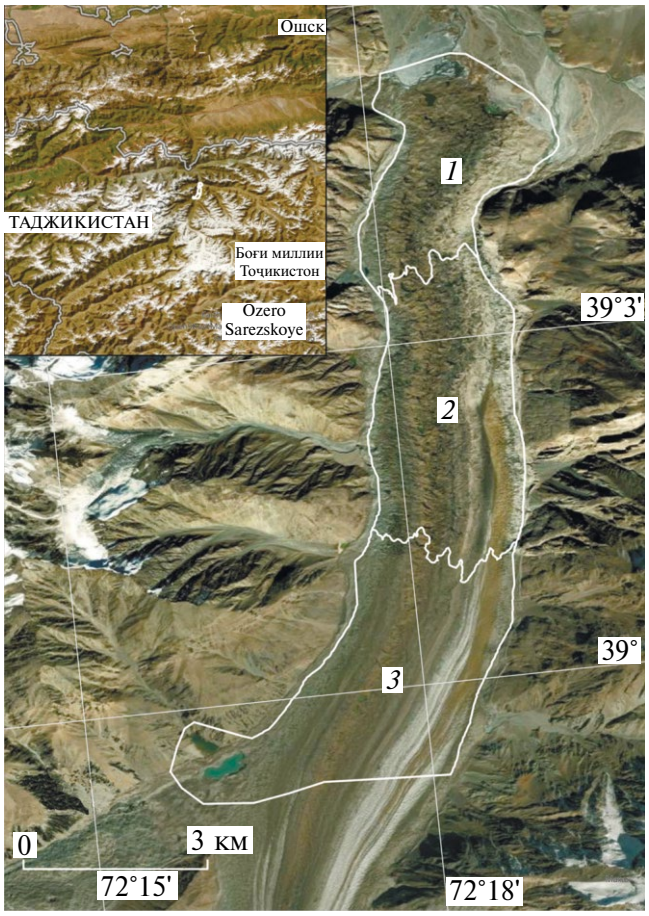


Рис. 1. Область исследования на леднике Федченко. Высотные диапазоны в м над ур. моря: *1* – 2900–3100, *2* – 3100–3300, *3* – 3300–3600

Fig. 1. Study area on Fedchenko Glacier. Altitude ranges (m a.s.l.): *1* – 2900–3100, *2* – 3100–3300, *3* – 3300–3600

по горизонтали 3600 м, а по ломаной линии, захватывая часть крупных регулярных озёр на леднике.

Ледник Федченко – самый большой ледник Памира. Его общая площадь в 2011 г. достигала 579.9 км^2, он занимал 26% гляциальной зоны. Располагается на высотах от 2900 до 5400 м с высотой границы питания 4700–4800 м. Последние 7 км ледника покрыты моренными отложениями при общей длине ледника в 72 км и среднем уклоне языка в 2° (Lambrecht et al., 2018).

Средние летние температуры воздуха на леднике Федченко ниже, чем в соседних бассейнах: в его средней высотной зоне температура июля составляет около 4 °С, а в фирновой не выше –2 °С. Кроме того, северная экспозиция ледника снижает влияние преобладающих юго-западных воздушных масс. На метеостанции им. Горбунова (38.8° с. ш., 72.2° в. д.), расположенной на 4169 м, в 1930–1990 гг. наблюдался тренд повышения температуры на 0.005 °С в год, со средней летней температурой около 7 °С, с чем связывали уменьшение небольших ледников Восточного Памира на 20% в этот период. По относительным оценкам суммарное уменьшение всей площади ледниковой системы Федченко в тот же период составило всего 0.005% (–2.85 км^2), что крайне незначительно. Тем не менее стоит обратить внимание на нижнюю часть ледника: за период 1928–1968 гг. язык ледника сократился в длину на 460 м (Lambrecht et al., 2014).

Что касается скорости движения ледника, то в 1939–1968 гг., по данным метеостанции Ледник Федченко, нарастание скорости движения происходит на 2/3 площади ледника, начиная с верховьев, а в нижней трети она уменьшается, падая почти до нуля у края. В средней, самой активной части, средняя скорость достигает 252 м/год, то есть 69 см/сут, в фирновой зоне 60 см/сут, на языке – 40 см/сут. Средняя скорость по всей поверхности составляет 126 м/год или 34.5 см/сут (Каталог ледников СССР, 1968). Сезонный максимум скорости наблюдается дважды – в марте, когда осадков выпадает больше всего, и в августе, при максимальной температуре воздуха. По новым наблюдениям со спутника TerraSAR-X и полевым GPS измерениям, скорости в 2009 и 2010 гг. в средней части ледника были 242–248 м/год, т.е. изменения в скорости движения ледника по сравнению с данными предыдущих измерений очень малы (Lambrecht et al., 2014).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Чтобы подобрать способ идентификации озёр, было выбрано по три тестовых снимка из коллекции Sentinel-2 MSI за сезоны абляции в 2017, 2019 и 2021 гг. Затем, когда способы идентификации были опробованы, к тестовому набору данных были добавлены снимки из той же коллекции за сезоны абляции периода 2016–2021 гг., по нескольку снимков за каждый месяц, и из коллекции Landsat 8 для заполнения пробелов в данных. Все собранные снимки безоблачны, так как проверялись сразу при выборе в GEE.

Данные по температуре и осадкам были взяты из глобального интерполированного грида ERA5 (Muñoz, 2019). Он содержит большое количество переменных, описывающих климатические изменения, осреднённые за каждый час каждого дня. Из них были выбраны две: температура на высоте двух метров, переведённая из K в °С, и осадки, которые на входе тоже сразу переводились из м в мм. На участок попадали два тайла грида разрешением 0.5° на 0.5° каждый, поэтому они были обрезаны по контуру участка, а из их значений выведено среднее на всю исследуемую область. Обе переменные выгружались в формате csv через функцию ui.Chart.image.series в Google Earth Engine (GEE) и в дальнейшем осреднялись за день. В табл. 1 указаны использованные данные и их параметры, точки с датами снимков и выделением снимков с Sentinel-2 и Landsat 8 показаны.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Так как супрагляциальные озёра находятся на поверхности ледника, их можно дешифрировать по оптическим снимкам. Чаще всего для оценки динамики площади таких озёр используются снимки PlanetScope с разрешением 3 м, Sentinel-2 с разрешением 10 м или Landsat 8 с разрешением 30 м, на которых хуже различимы отдельные небольшие

Таблица 1. Параметры используемых данных

Источник данных	Разрешение	Количество использованных снимков/переменных
COPERNICUS/S2_HARMONIZED, Google Earth Engine	10 м	73
LANDSAT/LC08/C02/T1_TOA, Google Earth Engine	30 м	13
ECMWF/ERA5_LAND/MONTHLY_BY_HOUR, Google Earth Engine	0.5°	2

озёра, но прослеживается сезонный тренд изменения площади.

При идентификации супрагляциальных, приледниковых и других озёр могут возникать две основные проблемы. Первая из них касается ограничения из-за выпадающего с ноября по март снега, озёра замерзают и покрываются снежным покровом, их нельзя детектировать. Вторая заключается в том, что падающие на топографические понижения тени служат источником дополнительных ошибок при дешифрировании.

В современных исследованиях используются рассчитанные индексы, отвечающие за детектирование разных покровов ледника. Их можно использовать для автоматизированного дешифрирования, как, например, в работе по идентификации супрагляциальных озёр на востоке Высокогорной Азии, основанной на машинном обучении по пикселям (Smith, 2022). Было выбрано несколько спутниковых снимков Sentinel-2 Level 1C TOA за сезон в качестве обучающей выборки, создавались спектральные индексы NDWI (Normalised Difference Water Index), SI (Shadow Index) и другие для подготовки изображения к классификации по пикселям. Изображения классифицировались посредством кластеризации методом k-средних, основанном на минимизации квадрата расстояния между каждой точкой данных и центром кластера. Далее выделенные на снимках озёра (класса “вода”) использовали для обучения на основе случайного леса, чтобы в дальнейшем данную модель можно было использовать для выделения супрагляциальных озёр на других ледниках (Smith, 2022).

Для данной работы тоже были применены индексы, отвечающие за детектирование разных покровов ледника. Они применялись к собранным внутри GEE снимкам. Из рассмотренных индексов были выбраны два, которые наиболее контрастно показывают озёра: NDWI и $SAVI_{mod}$ (табл. 2) (Smith, 2022).

Для эффективного использования этих индексов был написан скрипт функции, создающей маску из заданного верхнего и нижнего порогов для класса воды, весь остальной участок переходит в класс “не водных” объектов. Для значений NDWI важным было выставить такие пороги, чтобы они захватывали открытую воду, но не лёд или снег. Значения $SAVI_{mod}$ между водой и моренным покровом изначально оказались достаточно контрастными, и вода занимала в них минимальные значения. После маскирования два полученных растра соединялись и выводился средний между ними. Был создан скрипт функции для выделения озёр, где вводится снимок и полигон для вырезания участка.

Работа функции, идентифицирующей границы озёр на основе индексов, строится следующим образом: заданный снимок сразу на входе вырезается по полигону; из него высчитываются индексы NDWI и $SAVI_{mod}$ с расчётом растра среднего значения, создаются бинарные растры с классом “воды” (1) и “не воды” (0); по маске класса воды создаётся векторный слой и, далее он экспортируется для сбора статистических данных.

Для того чтобы проверить достоверность выделенных озёр, из коллекции был случайным образом выбран снимок Sentinel-2 от 29.05.2018, для которого проводилось ручное дешифрирование. Затем получившиеся площади полигонов озёр, обведённых вручную (всего 128 озёр), сравнивались с полигонами, выделенными автоматически (около 200 озёр), чтобы оценить, насколько завышаются или занижаются значения площадей озёр (рис. 2). Наклон прямой тренда (1.036) мало отходит от центральной оси, но сильнее завышаются значения крупных озёр при автоматизированном дешифрировании, в то время как небольшие идентифицируются более точно. Корреляция между значениями площадей по ручному и автоматизированному дешифрированию составляет более 98%.

При обработке полигонов в ArcGIS ставилась минимальная площадь озёра в 900 м^2, так как у снимков с Landsat 8 и Sentinel-2 отличалось разрешение. Подобная фильтрация позволяла убирать шум в слоях, отметая случайно выделенные пиксели льда и снега. Кроме того, несмотря на точное определение границ, на некоторых летних снимках возникала проблема с выделением свежевыпавшего снега в верхнем высотном диапазоне в качестве водных объектов. Вследствие этого завышалась суммарная площадь – такие выбросы хорошо отслеживались на общих точечных графиках суммарной площади по каждому использованному снимку, и лишние пиксели удалялись вручную. Для объективности полученных результатов в площадях озёр рассчитывалась оценка неопределённости на основе буферного метода: выстраивался буфер в ½ пикселя вокруг полигонов (Paul et al., 2017).

Таблица 2. Выбранные для идентификации индексы – нормализованный водный индекс разности, модифицированный индекс растительности с поправкой на почву

Индекс	Формула	Что детектирует
Normalised Difference Water Index (NDWI)	$(B_{Green} - B_{NIR})/(B_{Green} + B_{NIR})$	Водные объекты
Modified Soil–Adjusted Vegetation Index ($SAVI_{mod}$)	$(B_{Green} - B_{NIR})/(B_{Green} + B_{NIR} + 1) \times 2$	Моренный покров

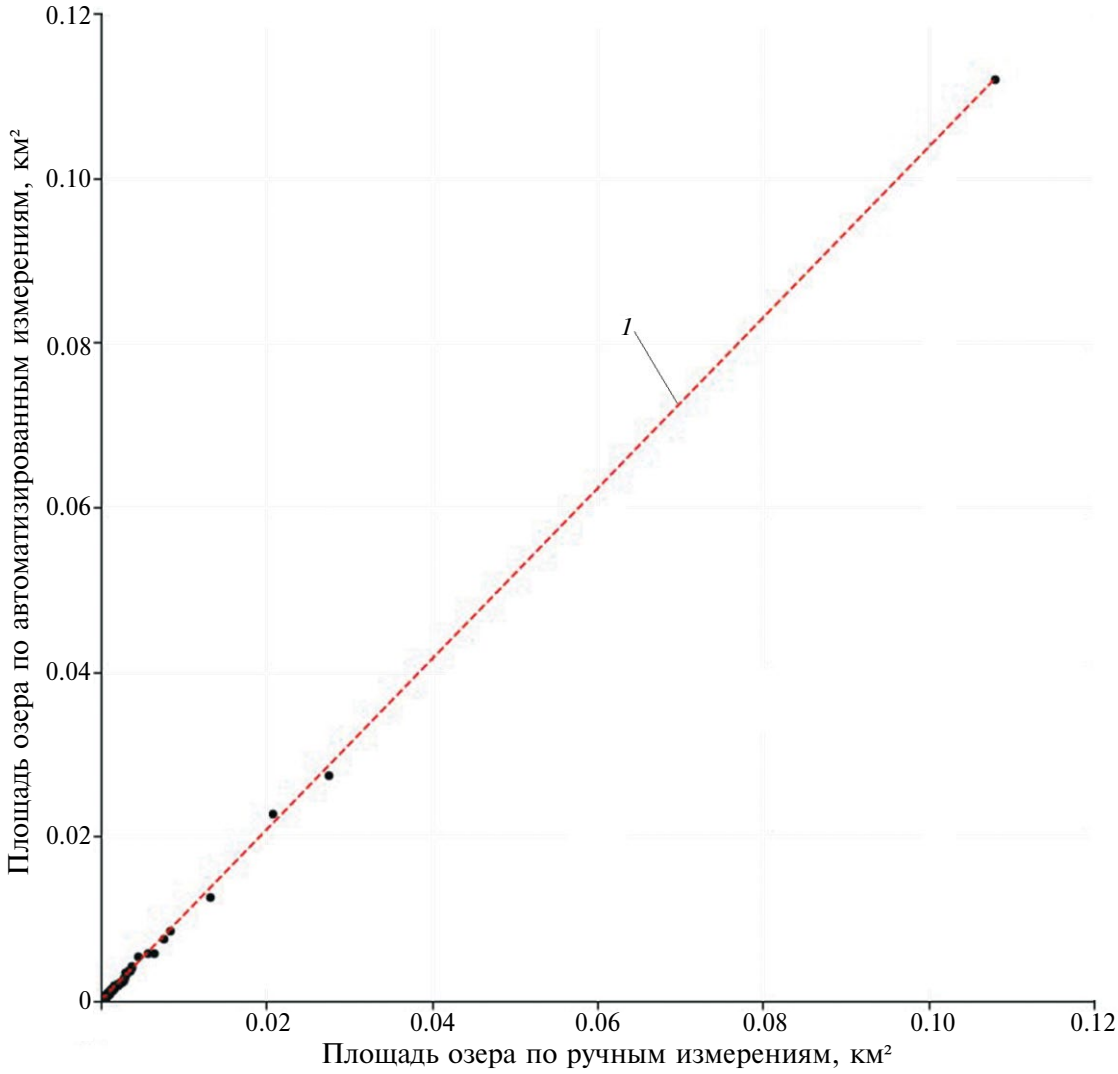


Рис. 2. Диаграмма разброса значений площадей ледниковых озёр по ручным и автоматизированным измерениям за снимок Sentinel-2 от 29.05.2018. *1* – линия тренда, наклон составляет 1.036

Fig. 2. Spread of area values of supraglacial lakes by manual and automated measurements from Sentinel-2 scene by 29.05.2018. *1* – trendline with value of inclination 1.036

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ динамики площадей трёх типов озёр – приледникового, ледниково-подпрудного и супрагляциальных – проводился по полученным с помощью GEE и ArcGIS таблицам с данными о площадях по датам выгруженных снимков. Рассматривались как параметры площади по всему участку, так и по двум 200-метровым и одному 300-метровому высотным диапазонам, рассчитанным через ЦМР ALOS AW3D30: нижний – 2900–3100 м, средний – 3100–3300 м, верхний – 3300–3600 м над ур. моря.

Графики, основанные на измерении суммарной площади во времени, могут показать общий тренд изменения. Положительный тренд объясняется разными причинами в зависимости от расположения: высотой местоположения озёр, изменением баланса массы ледника или общим повышением средней температуры со временем (Benn at al., 2012). Кроме того, по графикам следят за прорывами ледниково-подпрудных озёр: если площадь резко уменьшается за один год, то, скорее всего, произошёл прорыв (Bazilova, Kääb, 2021).

В данной работе площади суммировались за каждую дату по всей исследуемой области, полученные значения представлены в км^2 (рис. 3). В течение сезона амплитуда значений варьирует от 0.15±0.008 км^2 в 2016 г. до 0.3±0.011 км^2 в 2021 г. Минимум 2018 г. связан с найденным на начало апреля снимком, где снег уже не лежит на всей поверхности участка, но период таяния ещё не

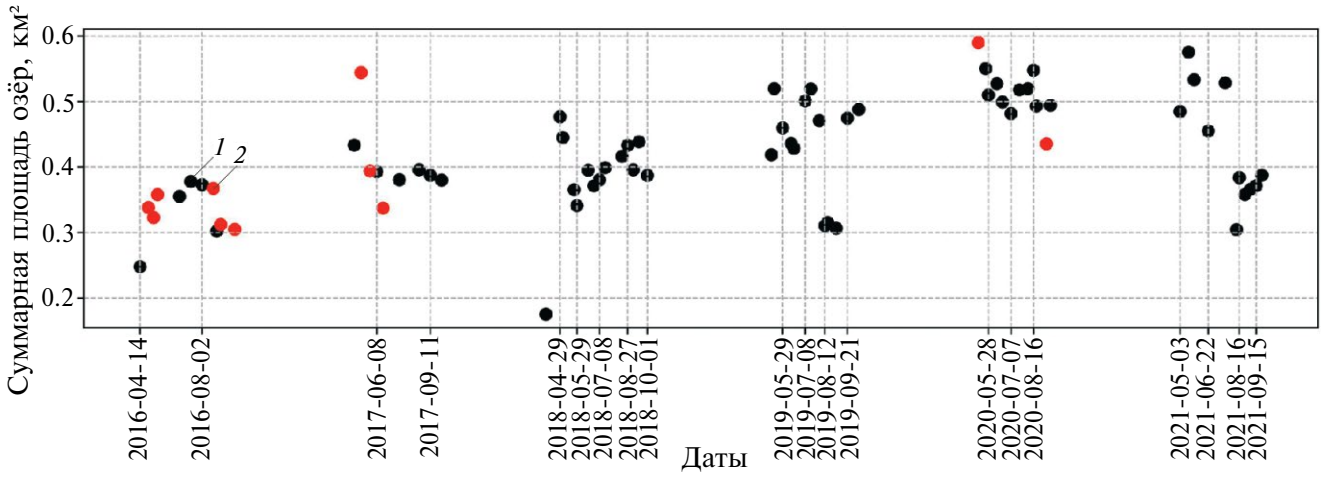


Рис. 3. График сезонных изменений суммарной площади ледниковых озёр за 2016–2022 г. *1* – снимки с Sentinel-2, *2* – снимки с Landsat 8

Fig. 3. Seasonal changes in the total area of glacial lakes, 2016–2022. *1* – scenes from Sentinel-2, *2* – scenes from Landsat 8

начался в полной мере. Если в 2016 г. нет ярко выраженного пика, то в два последующих года он один – связанный с началом сезона абляции и интенсивным таянием накопленного снега, а в период с 2019 по 2021 г. выделяются по два пика – в мае, по той же причине, и в июле, которые могут относиться к влиянию разных факторов: повышению температуры, количества осадков, увеличения дренажа. Увеличение площади озёр чаще всего происходит в мае, июле и сентябре. Если посмотреть на график за весь рассмотренный период в 6 лет, можно увидеть не явный, но положительный тренд роста площади с каждым годом.

Для подробного анализа взаимосвязей между климатическими факторами и площадями озёр были рассмотрены сезонные зависимости площади ледниковых озёр по датам снимков от средних суточных значений температуры и суточных сумм осадков по интерполированным данным ERA5 (рис. 4). Для 2016 г. было отобрано меньше точек в связи с ограниченным количеством доступных снимков Sentinel-2. Тем не менее можно заметить, что пика площади озёр из-за таяния в мае, несмотря на большое количество осадков в регионе, не произошло. Площадь озёр варьирует в малом диапазоне (0.15±0.008 км^2) и начинает уменьшаться к сентябрю. В следующем 2017 г. график похож на классический сценарий сезонного развития ледниковых озёр: их площадь наибольшая в мае и начинает снижаться к лету по мере повышения средней ежедневной температуры. Амплитуда площади внутри сезона больше, чем в предыдущем году, на 0.1±0.006 км^2. В 2018 г. температуры конца апреля и начала мая были ниже, чем в предыдущем году, что отразилось на суммарной площади озёр – максимальное значение за сезон практически на 0.07±0.006 км^2 меньше, чем в 2017 г. Несмотря на пониженные температуры, пик 2018 г. приходится на треть месяца раньше, чем в предыдущий период, что можно связать со значительно увеличенным объёмом осадков – локальные максимумы месяца на 5 мм больше, чем в предыдущем сезоне. 2019 год характеризуется увеличенной амплитудой абсолютных значений суммарной площади внутри сезона. Майский пик в связи с началом сезона абляции соизмерим с максимальным в 2017 г. – озёра занимают площадь более 0.5±0.013 км^2. Абсолютные значения температур в мае в 2019 г. выше, чем в предыдущий год, на 3–4°. Повышенная температура держалась и в продолжение периода абляции, при малом количестве осадков в июле – там наблюдается падение площади на 0.2±0.009 км^2. В следующем 2020 г. амплитуда значений площади озёр намного меньше, но при этом режим её изменений похож на 2019 г. –максимумы значения площади (больше 0.5±0.013 км^2) наблюдаются и весной, и летом. Кроме того, площадь в среднем становится больше, и её максимальное значение уже приближается к 0.6±0.015 км^2 при высоких значениях температуры (до 7–8 °C) и осадков (до 15 мм в конце июня и до 10 мм в конце августа). Последний рассмотренный 2021 год, как и 2019 г., характеризуется большой амплитудой абсолютных значений площадей (около 0.3±0.011 км^2 за сезон). Устойчиво высокие температуры во вторую половину сезона (выше 0 °C), сопровождающиеся максимально высокой температурой за весь изучаемый период (около 10 °C) в конце июля, могли привести к уменьшению суммарной площади озёр после середины августа до значений <0.4±0.013 км^2, что ниже аналогичного периода в 2020 г., когда было больше осадков.

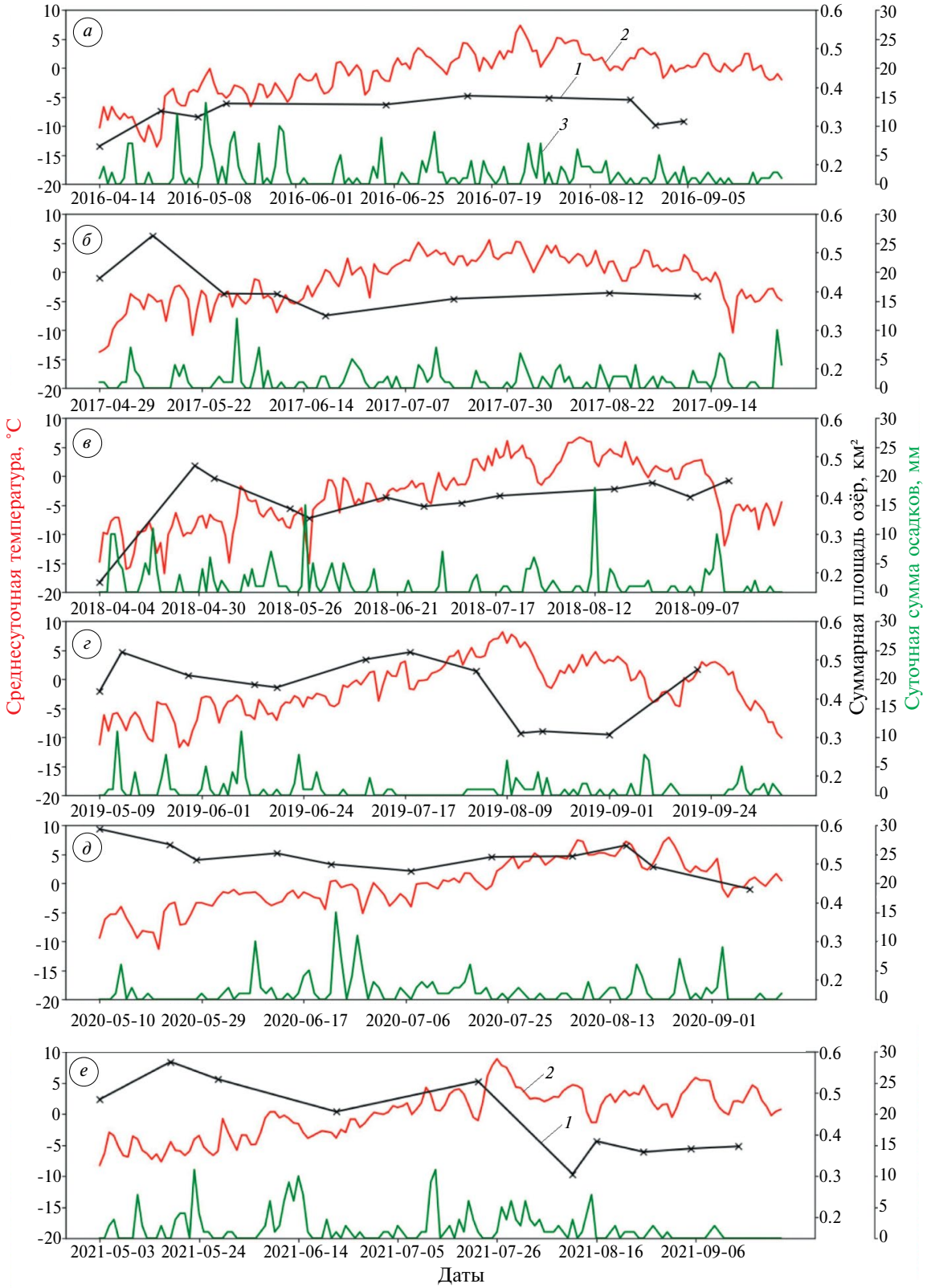


Рис. 4. Графики сезонного распределения суммарной площади озёр (*1*) в сравнении с температурой (*2*) и осадками (*3*). Сезоны: *а* – 2016, *б* – 2017, *в* – 2018, *г* – 2019, *д* – 2020, *е* – 2021

Fig. 4. Seasonal distribution of the total area of lakes (*1*) in comparison with temperature (*2*) and precipitation (*3*). Seasons: *а* – 2016, *б* – 2017, *в* – 2018, *г* – 2019, *д* – 2020, *е* – 2021

На изучаемом участке отдельно рассматривались два крупных озера – приледниковое в нижнем диапазоне высот и подпруженное моренной в верхнем, которые сильно влияют на результаты анализа по площадям, так как занимают около половины площади диапазона. Чтобы узнать, действительно ли велики отличия в динамике, в верхнем и нижнем диапазонах из суммарной площади озёр была вычтена максимальная, и сравнивались суммы площадей небольших озёр на поверхности ледника с площадями двух крупных (рис. 5, *а–б*). В первые исследуемые года площадь крупных озёр повышалась к концу сезона, а небольших, наоборот, понижалась, что хорошо отражает график за 2016 год. Затем динамика приледникового озера изменилась, и его площадь к сентябрю начала падать, притом что супрагляциальные озёра на поверхности ледника в нижнем диапазоне начали набирать площадь к концу сезона, и к 2020 г. их площадь на пике оказалась в 2 раза больше, чем 4 года назад – произошло увеличение с 0.09±0.006 до 0.18±0.009 км^2. Приледниковое озеро, несмотря на смену режима с течением сезонов, не так значительно увеличилось в площади за это время – на 0.3±0.011 км^2. В верхнем диапазоне не произошло серьёзных изменений в динамике, но можно заметить, что площадь небольших озёр относительно ледниково-подпрудного меняется быстрее, при этом оно с каждым сезоном дольше набирается и медленнее увеличивается в площади – на графиках 2016 и 2020 гг. прослеживается, что начало преобладания площади крупного озера верхнего диапазона над суммарной площадью небольших озёр сдвигается примерно на два месяца за такой небольшой временно́й период.

Чтобы корректно рассмотреть долю ледниковых озёр от общей площади участка или высотного диапазона за каждый сезон, высчитывалась доля по суммарной площади трёх рассмотренных типов озёр вместе и отдельно доля по площади только супрагляциальных озёр. Суммарная площадь на каждый год медианная, так как количество снимков за год не одинаковое (рис. 5, *в–е*). На графике по всему участку динамики обоих сумм площадей схожи, с ростом до пика в 2% в 2020 г. и уменьшением на 0.4% в следующем. Если сравнивать между собой доли в высотных диапазонах, то видно, что доля всех озёр в верхнем диапазоне из года в год меняется незначительно, мало того, она даже увеличивается в 2021 г. несмотря на общее значительное понижение. Площадь остальных озёр в этом диапазоне занимает всего около 0.5% от общей площади. Самые значительные относительные перепады доли площади от общей наблюдаются в среднем высотном диапазоне, состоящем только из супрагляциальных озёр – доля площади от 2020 к 2021 г. падает почти вдвое, на 0.5%. Самую большую долю, около 5% в 2020 г., озёра занимают в нижнем диапазоне, так как приледниковое озеро самое крупное из рассматриваемых.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

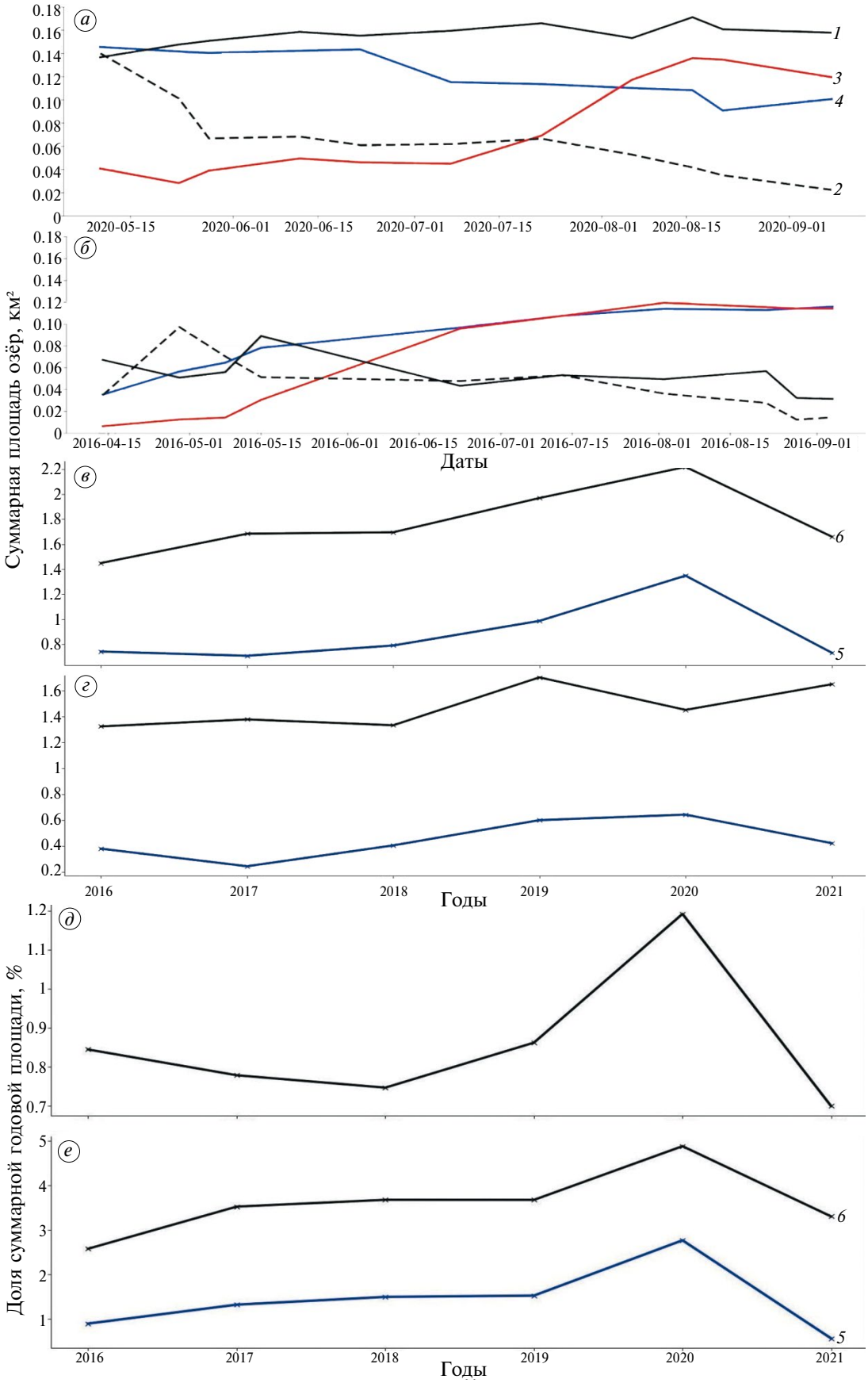
В сравнении сезонов между собой прослеживается постепенная смена режима изменения суммарной площади ледниковых озёр внутри сезона. От классического режима с пиком площади озёр в начале мая, когда значения снегового таяния самые высокие, он переходит в режим с двумя пиками, где второй пик наблюдается в июле, что можно объяснить повышением температур воздуха во второй половине сезона абляции. Осадки начинают оказывать более значительное влияние по сравнению с таянием как раз во вторую половину – если осадков в сезон оказывается недостаточно, то площадь к концу сезона только уменьшается, в обратном же случае, наоборот, она может увеличиваться к концу сентября и началу октября.

На основе этого замечания было проверено, как выделенные закономерности соотносятся с суммами положительных температур и осадками уже между сезонами изученного временно́го периода, и как они вписываются в контекст климатической нормы температур данного региона. Были составлены графики по накопленным за каждый сезон абляции (14 апреля – 14 октября) положительным температурам воздуха и значениям медианной суммарной площади озёр за этот сезон (рис. 6).

Самым тёплым годом из рассмотренных оказался последний 2021 г., причём с большим отрывом в сумме положительных температур: на 42 градусо-дня больше, чем в 2020 г. При этом медианная площадь озёр за сезон в 2021 г. сильно упала: более чем на 0.1±0.006 км^2 по сравнению с предыдущим 2020 г., где данный параметр имел самые высокие значения. Самым холодным сезоном по сумме

Рис. 5. Сравнение площадей супрагляциальных озёр в нижнем (*1*) и верхнем (*2*) высотных диапазонах с площадями подпруженного мореной озера (*3*) и приледникового озера (*4*): *а* – за 2016 г., *б* – за 2020 г.; Сравнение доли супрагляциальных озёр (*5*) с долей суммарной годовой площади всех озёр (*6*) от: *в* – всей площади исследования, *г* – верхнего высотного диапазона, *д* – среднего высотного диапазона, *е* – нижнего высотного диапазона

Fig. 5. Comparison of the areas of supraglacial lakes in the lower (*1*) and upper (*2*) altitude ranges with the areas of the moraine–dammed lake (*3*) and the proglacial lake (*4*). *а* – 2016, *б* – 2020; Comparing the share of supraglacial lakes (*5*) with the share of all glacial lakes (*6*) of: *в* – the entire study area, *г* – the highest altitude range, *д* – the medium altitude range, *е* – the lowest altitude range


а
б
в
г
д
е
1
2
3
4
5
6
Суммарная площадь озёр, км²
Доля суммарной годовой площади, %
Даты
Годы
2020-05-15
2020-06-01
2020-06-15
2020-07-01
2020-07-15
2020-08-01
2020-08-15
2020-09-01
2016-04-15
2016-05-01
2016-05-15
2016-06-01
2016-06-15
2016-07-01
2016-07-15
2016-08-01
2016-08-15
2016-09-01
2016
2017
2018
2019
2020
2021

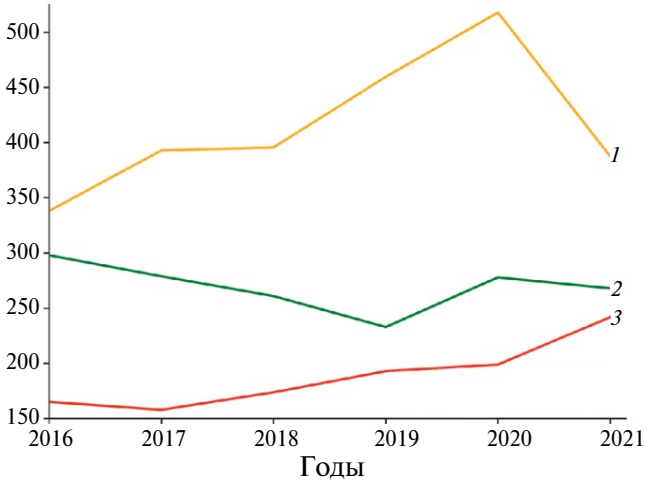


Рис. 6. Годовые значения за весь период исследования: *1* – медианной суммарной площади озёр, 0.001*м^2, *2* – суммы осадков, мм, *3* – суммы положительных температур воздуха, градусо-дни

Fig. 6. Annual values for the entire study period of: *1* – the median total area of lakes, 0.001*m^2, *2* – the sum of precipitation, mm, *3* – the sum of positive air temperatures, degree days

положительных температур был 2017 г., но ниже предыдущего года всего на 7 градусо-дней. В этом сравнении интересно наблюдение резкого снижения суммарной площади всех озёр во вторую половину сезона абляции 2021 г. до значений 2017 г. В эти два года – самый холодный и самый тёплый – озёра занимали на участке примерно одинаковую долю площади в 1.5%. Возможно, существует порог суммы положительных температур, после которого озёра на леднике начинают быстрее испаряться, ужимаясь по площади. Для данного исследования по используемой ранее сетке температур ERA5 были рассчитаны климатические аномалии на референтный период последних 30 лет, с 1992 по 2021 г. Предварительно были выбраны месяцы с апреля по октябрь, чтобы расчёты проводились для каждого исследуемого года именно на сезон абляции. Годом, наиболее отклоняющимся от климатической нормы в положительную сторону, оказался 2021 – на 0.46 °C, а в отрицательную – 2017, на –0.31 °C, что связывается с предыдущими результатами работы, но в небольшом временно́м периоде не объясняет влияния этого параметра на динамику озёр.

Таким образом, изменения температуры и осадков влияют на развитие ледниковых озёр внутри сезона, но не наблюдается зависимости между этими двумя метеорологическими параметрами и изменениями суммарной площади в течение сезонов. Тем не менее стоит отметить, что супрагляциальные озёра, небольшие по размеру по сравнению с приледниковыми и подпруженными мореной, оказались намного более динамичными в течение рассматриваемого периода, сильнее крупных реагируя на изменения температуры. Именно средний диапазон только с небольшими озёрами показал наибольшую зависимость от суммы температур воздуха внутри сезона – в 2021 г. произошло наибольшее снижение доли площади из всех диапазонов по сравнению с 2020 г. Притом, если в верхнем диапазоне нет таких значительных изменений, то в нижнем суммарная площадь небольших супрагляциальных озёр возрастает вдвое за 4 года, в то время как крупные озёра изменяются относительно медленно. Кроме того, каждый год характеризуется появлением большего количества хаотично расположенных, новых небольших озёр. Их разрастание и увеличение в объёме может негативно сказываться на балансе массы ледника из-за снижения альбедо поверхности и повлиять на увеличение скорости движения из-за интенсивного дренажа.

Динамика супрагляциальных озёр на леднике Федченко действительно имеет общие черты с динамикой данных озёр в восточной части региона Высокогорной Азии. Как и в восточной части, есть тренд на повышение суммы положительных температур с каждым годом, что, тем не менее, также не отражается на стабильном увеличении площади озёр – на некоторых ледниках Тибета практически за тот же период не было статистически значимого повышения суммарной площади. В регионе небольшие озёра развиваются более активно, чем постоянные крупные, что характерно и для ледника Федченко. Тем не менее в динамике изучаемого ледника есть и отличия – рост суммарной площади малых озёр с каждым сезоном интенсивнее всё ещё в нижнем диапазоне, у самого края ледника, а не выше по языку, что уже наблюдается, например, на леднике Балторо, со средним значением доли площади озёр около 4%. Этот ледник сопоставим по размерам с ледником Федченко и расположен практически в тех же широтах, но нижняя его граница находится на высоте 3400 м, попадая, в контексте данного исследования, в верхний высотный диапазон. В этом диапазоне средняя доля площади озёр за 5 лет составляет около 1.5%, в то время как на леднике Балторо в этом диапазоне – 2–4%, повышаясь на следующем рассмотренном участке до 6–7%; возможно, большую роль в этом регионе играет перенос тёплых воздушных масс (Wendleder et al., 2021; Zeller et al., 2023). В глобальном контексте, если сравнивать с другими регионами, характеризующимися увеличением суммы положительных температур, количества и площади озёр, ледник Федченко тоже может иметь подобную тенденцию в более длительном периоде изучения. Он будет отличаться закономерностями в динамике – в Альпийском регионе за несколько последних лет до рассмотренного в данной работе

временнóго периода ещё происходило развитие пока только крупных, замерзающих на зиму озёр, без выраженного хаотичного появления новых небольших (Cook, Quincey, 2015; Veettil, Kamp, 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для дистанционного анализа развития озёр в течение сезонов и между сезонами были использованы регулярные безоблачные спутниковые снимки на участок исследования из двух источников: Sentinel-2 10-метрового разрешения и Landsat-8 30-метрового разрешения. Итоговый набор данных, состоящий из 70 векторных слоёв с полигонами ледниковых озёр, в дальнейшем использовался для сбора статистики по площадям и её анализа вместе с таблицами средних суточных температур воздуха на высоте 2 м в °C и суточных осадков в мм, осреднённых на участок.

В результате анализа полученных данных выяснилось, что приледниковое, подпруженное и супрагляциальные озёра вместе занимают небольшую долю площади от части ледника Федченко со сплошным моренным покровом – около 2%. Два рассмотренных метеорологических параметра – температура и осадки – локально влияют на развитие озёр внутри сезона, но нет чёткой зависимости между изменениями суммарной площади озёр и этими параметрами за весь изучаемый период. Последний рассмотренный 2021 г. оказался намного теплее предыдущих по сумме положительных температур воздуха, при этом медианная суммарная площадь всех озёр за этот сезон упала до уровня самого холодного рассмотренного года (2017 г.). Предположено, что существует порог суммы температур, после достижения которого значения площади озёр начинают стремительно падать, но установить его в таком коротком временнóм периоде не представляется возможным.

Отмечено, что развитие супрагляциальных озёр становится всё более хаотичным и непредсказуемым по мере стабильного увеличения суммы температур в каждый сезон абляции. При этом в данном временнóм периоде крупные озёра намного медленнее увеличиваются в площади, чем новые небольшие, особенно в нижнем высотном диапазоне, где температуры поверхности в среднем самые высокие. Такая сезонная динамика супрагляциальных озёр на леднике Федченко сравнима с динамикой в восточной области Высокогорной Азии, но площадь небольших озёр стремительно растёт пока только вблизи края языка ледника, а не в диапазоне ближе к фирновой линии, как на леднике Балторо.

Малая доля площади озёр на леднике Федченко пока неощутимо меняет режим ледника и мало влияет на сокращение его площади. Тем не менее, динамичное развитие озёр отражает влияние климатических изменений, как региональных, так и глобальных, на ледники. В дальнейшем благодаря дистанционному зондированию можно собирать более длинные временные ряды данных по площадям супрагляциальных озёр, сравнивая между собой результаты исследований за разные года и формулируя закономерности их сезонного режима в зависимости от изменяющейся температуры и других глобальных факторов.

Благодарности. Благодарю своего научного руководителя Андрея Федоровича Глазовского за существенный вклад в данную работу, за помощь в анализе результатов и подборе литературы для исследования.

Acknowledgements. I want to thank my supervisor, Andrey Fedorovich Glazovsky, for his significant contribution to this work, for his help in analysis of the results and selection of literature for the study.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бассейн р. Муксу (А – система ледника Федченко) // Каталог ледников СССР. Т. 14. Вып. 3. Ч. 8А. М.: Гидрометеоиздат, 1968.

ALOS DSM: Global 30m v3.2. // Электронный ресурс. https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/JAXA_ALOS_AW3D30_V3_2 Дата обращения: 30.03.2024.

Bazilova V., Kääb A. Mapping Area Changes of Glacial Lakes Using Stacks of Optical Satellite Images // Remote Sensing. 2022. V. 1. № 23. P. 5973.

Benn D., Bolch T., Hands K., Gulley J., Luckman A., Nicholson L., Quincey D., Thompson S., Toumi R., Wiseman S. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards // Earth–Science Reviews. 2012. V. 114. № 1–2. P. 156–174.

Cook S.J., Quincey D. Estimating the volume of Alpine glacial lakes // Earth Surface Dynamics Discussions. 2015. V. 3. P. 559–575.

Harmonized Sentinel-2 MSI. // Электронный ресурс. https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/COPERNICUS_S2_HARMONIZED Дата обращения: 20.05.2024.

Lambrecht A., Mayer C., Aizen V., Floricioiu D., Surazakov A. The evolution of Fedchenko Glacier in the Pamir, Tajikistan, during the past eight decades // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 220. P. 233–244.

Lambrecht A., Mayer C., Wendt A., Floricioiu D., Völksen C. Elevation change of Fedchenko Glacier, Pamir Mountains, from GNSS field measurements and TanDEM–X elevation models, with a focus on the upper glacier // Journ. of Glaciology. 2018. V. 64. № 246. P. 637–648.

Lützow N., Veh G., Korup O. A global database of historic glacier lake outburst floods // Earth System Science Data. 2023. V. 15. № 7. P. 2983–3000.

Melling L., Leeson A., McMillan M., Maddalena J., Bowling J., Glen E., Sandberg Sørensen L., Winstrup M., Lørup Arildsen R. Evaluation of satellite methods for estimating supraglacial lake depth in southwest Greenland // The Cryosphere. 2024. V. 18. № 2. P. 543–558. https://doi.org/10.5194/tc-18-543-2024

Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 203. P. 256–275. http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038

RGI 7.0 Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2023.

Smith C.S.R. Observing the Seasonal Evolution of Supraglacial Ponds in High Mountain Asia: A Supervised Classification Approach // Apollo – University of Cambridge Repository. 2022. P. 1–132. https://doi.org/10.17863/CAM.89716

Stokes C.R., Popovnin V., Aleynikov A., Gurney S.D., Shahgedanova M. Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 195–203. https://doi.org/10.3189/172756407782871468

USGS Landsat 8 Collection 2 // Электронный ресурс. https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/LANDSAT_LC08_C02_T1_TOA Дата обращения: 20.05.2024.

Veettil B.K., Kamp U. Glacial Lakes in the Andes under a Changing Climate: A Review // Journ. of Earth Science. 2021. V. 32. P. 1575–1593.

Wendleder A., Schmitt A., Erbertseder T., D'Angelo P., Mayer C., Braun Matthias H. Seasonal Evolution of Supraglacial Lakes on Baltoro Glacier from 2016 to 2020 // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. P. 1–16. https://doi.org/10.3389/feart.2021.725394

Zeller L., McGrath D., McCoy S.W., Jacquet J. Seasonal to decadal dynamics of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Khumbu Region, Nepal // EGUsphere. 2023. P. 1–27. https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-1684

Citation: *Koskovetskaya S.V.* Dynamics of lakes on Fedchenko Glacier from 2016 to 2021. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 37–49. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010036

Dynamics of lakes on Fedchenko Glacier from 2016 to 2021

© 2025 S. V. Koskovetskaya

Federal State Educational Institution of Higher Education "National Research University "Higher School of Economics", Moscow, Russia

e-mail: svkoskovetskaya@edu.hse.ru

Received August 14, 2024; revised November 16, 2024; accepted December 25, 2024

The aim of this work is to investigate dynamics of lakes on Fedchenko glacier on Pamir mountains, as the area growth of lakes causes faster filtration, lower surface albedo and as consequence raises speed of the glacier and intensity of melting. Lowest part of this glacier has continuous debris cover, low velocities and nearly horizontal surface, which increases the likelihood of lakes in each season. This paper provides insight into the dynamics of the total area of lakes on the last 11.5 km of Fedchenko during 2016–2021, and provides a comparison of the area within and between each season at three altitudinal levels. Lake outlines are identified by combining two indexes – Normalised Difference Water Index and Modified Soil-Adjusted Vegetation Index – which were range-cut in range to separate water from other surfaces on the glacier. The changes in the patterns of seasonal lakes dynamics can be due to various reasons, so temperature and precipitation data are used to analyze the changes in supraglacial lake regime. Result shows that lakes occupy a small percentage of the total area – about 2% for the whole period, with a minimum of 0.7% in 2016 and a maximum of 2.2% in 2020. However, there are significant changes in the dynamics of the lakes, with the amplitude of area doubling from 0.15 km^2 to 0.3 km^2 over the period 2016–2021, with an increase in the absolute seasonal maximum value by 0.2 km^2. The regime also changes rapidly over the six years, from normal with an area peak only in late May in 2016–2018 to more chaotic regime with several peaks, usually two, in May and July, in 2019–2021. An important role in the analysis is played by two largest lakes on Fedchenko Glacier – moraine–dammed lake at the highest altitude range (3300–3600 m a.s.l.) and proglacial lake at the lowest altitude range (2900–3100 m a.s.l.) – which mainly have opposite dynamics comparing to small supraglacial

lakes. They are continuously filling up until the end of ablation season, but the result shows that their relative area growth is less than growth of new smaller lakes over a period of six years. The rapid area growth and more chaotic dynamics of supraglacial lakes can indicate specific influence of climate changes on glaciers.

Keywords: glacial lakes, automatic interpretation, Fedchenko Glacier, Pamir Mountains

REFERENCES

The Muksu River basin (A – Fedchenko glacier system). Catalog of glaciers of the USSR. 1968, 14 (3): 8A. Hydrometeorological Publishing House. [In Russian].

ALOS DSM: Global 30m v3.2. Retrieved from: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/JAXA_ALOS_AW3D30_V3_2 Last access: March 30, 2024

Bazilova V., Kääb A. Mapping Area Changes of Glacial Lakes Using Stacks of Optical Satellite Images. Remote Sensing, 2022, 14 (23): 5973.

Benn D., Bolch T., Hands K., Gulley J., Luckman A., Nicholson L., Quincey D., Thompson S., Toumi R., Wiseman S. Response of debris–covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. Earth–Science Reviews. 2012, 114 (1–2): 156–174.

Cook S.J., Quincey D. Estimating the volume of Alpine glacial lakes. Earth Surface Dynamics Discussions. 2015, 3: 559–575.

Harmonized Sentinel-2 MSI. Retrieved from: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/COPERNICUS_S2_HARMONIZED Last access: May 20, 2024.

Lambrecht A., Mayer C., Aizen V., Floricioiu D., Surazakov A. The evolution of Fedchenko glacier in the Pamir, Tajikistan, during the past eight decades. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (220): 233–244.

Lambrecht A., Mayer C., Wendt A., Floricioiu D., Völksen C. Elevation change of Fedchenko Glacier, Pamir Mountains, from GNSS field measurements and TanDEM-X elevation models, with a focus on the upper glacier. Journ. of Glaciology. 2018, 64 (246): 637–648.

Lützow N., Veh G., Korup O. A global database of historic glacier lake outburst floods. Earth Syst. Sci. Data. 2023, 15 (7): 2983–3000.

Melling L., Leeson A., McMillan M., Maddalena J., Bowling J., Glen E., Sandberg Sørensen L., Winstrup M., Lørup Arildsen R. Evaluation of satellite methods for estimating supraglacial lake depth in southwest Greenland. The Cryosphere. 2024, 18 (2): 543–558. https://doi.org/10.5194/tc-18-543-2024

Paul F., Bolch T., Briggs K., Kääb A., McMillan M., McNabb R., Nagler T., Nuth C., Rastner P., Strozzi T., Wuite J. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project. Remote Sensing of Environment. 2017, 203: 256–275. http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038

RGI 7.0 Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2023.

Smith C.S.R. Observing the Seasonal Evolution of Supraglacial Ponds in High Mountain Asia: A Supervised Classification Approach. Apollo – University of Cambridge Repository. 2022: 1–132. https://doi.org/10.17863/CAM.89716

Stokes C.R., Popovnin V., Aleynikov A., Gurney S.D., Shahgedanova M. Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development. Annals of Glaciology. 2007, 46: 195–203. https://doi.org/10.3189/172756407782871468

USGS Landsat 8 Collection 2. Retrieved from: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/LANDSAT_LC08_C02_T1_TOA Last access: May 20, 2024.

Veettil B.K., Kamp U. Glacial Lakes in the Andes under a Changing Climate: A Review. Journ. of Earth Science. 2021. V. 32. P. 1575–1593.

Wendleder A., Schmitt A., Erbertseder T., D'Angelo P., Mayer C., Braun Matthias H. Seasonal Evolution of Supraglacial Lakes on Baltoro Glacier from 2016 to 2020. Frontiers in Earth Science. 2021, 9: 1–16. https://doi.org/10.3389/feart.2021.725394

Zeller L., McGrath D., McCoy S.W., Jacquet J. Seasonal to decadal dynamics of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Khumbu Region, Nepal. EGUsphere. 2023: 1–27. https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-1684

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 50–68

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАГОЗАПАСОВ СНЕГА НА ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

© 2025 г. Н. А. Калинин, А. Д. Крючков, И. А. Сидоров, Р. К. Абдуллин, А. Н. Шихов*

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

**e-mail: and3131@inbox.ru*

Поступила 24.07.2024 г.
После доработки 08.10.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Выполнено сопоставление данных о водном эквиваленте снега (ВЭС), полученных из реанализа ERA5-Land, с данными снегомерных съёмок за период с 1967 по 2023 г. Показано, что в южной части края отмечается некоторое завышение, а в северной – занижение ВЭС по данным реанализа. Выявлено статистически значимое уменьшение ВЭС в первой половине холодного периода по всей территории края, которое подтверждается по данным снегомерных съёмок.

Ключевые слова: водный эквивалент снега, реанализ ERA5-Land, снегомерные съёмки, пространственно-временное распределение, межгодовая изменчивость, многолетние тренды

DOI: 10.31857/S2076673425010044, **EDN**: GZIZZV

ВВЕДЕНИЕ

Сезонный снежный покров – важный климатообразующий фактор и один из ключевых компонентов гидрологического цикла суши. Роль снежного покрова особенно велика для таких районов, как Средний и Северный Урал, поскольку здесь он отмечается на протяжении значительной части года. Ключевые характеристики снежного покрова – его высота, плотность, продолжительность залегания и накопленный запас влаги (водный эквивалент снега, далее ВЭС). Измерения этих величин производятся на сети гидрометеорологического мониторинга. Высота снежного покрова измеряется ежедневно на метеостанциях и постах по снегомерной рейке, а запас воды в снеге оценивается по данным снегомерной съёмки каждые 5 или 10 дней (Наставление..., 1985).

Как отмечено в ряде работ (Турков, Сократов, 2016; Чурюлин, 2019; Крючков и др., 2023), для территории России характерен дефицит информации о пространственно-временно́м распределении снежного покрова и его многолетней изменчивости. Это обусловлено точечным характером измерений, низкой плотностью сети, неравномерным распределением, а иногда и низкой репрезентативностью пунктов мониторинга. Интерполяция данных снегомерных съёмок может приводить к некорректным результатам (Пьянков, Шихов, 2017). В труднодоступной и горной местности измерения почти не проводятся. Частота проведения снегосъёмок также недостаточна для ряда практических приложений.

Для получения пространственно-распределённых оценок ВЭС применяются математические модели снежного покрова разного уровня сложности (Kuchment et al., 2010; Гусев, Насонова, 2010; Турков, Сократов, 2016; Мотовилов, Гельфан, 2018; Pyankov et al., 2018), продукты обработки спутниковых данных в микроволновом диапазоне спектра (Kelly et al., 2005; Китаев и др., 2020) или различные комбинированные подходы. К последней группе относятся результаты комбинирования спутниковых наблюдений и измерений на сети метеостанций (Takala et al., 2011) или результаты моделирования с усвоением данных о высоте снежного покрова на метеостанциях (Brown, Brasnett, 2010; Казакова, 2015; Чурюлин, 2019). В открытом доступе имеется несколько источников данных о запасах воды в снеге, имеющих пространственное разрешение 25×25 км и доступных за разные периоды времени. Для оценки ВЭС на территории России подходят данные ESA GlobSnow Snow Water Equivalent (Takala et al., 2011; Турков и др., 2017), а также Канадского метеорологического центра (Brown, Brasnett, 2010), которые отклоняются от наземных наблюдений не более чем на 20% (Георгиевский и др., 2020). Однако эти данные могут

быть неоднородны во времени, что связано с разной доступностью наземных наблюдений за разные годы (Георгиевский и др., 2020).

Получение многолетних и однородных во времени данных о ВЭС на обширных территориях также могут обеспечить реанализы. В частности, данные реанализа ERA5-Land, разработанного Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), обладают исключительно высоким пространственным разрешением 0.1°, что для территории Пермского края соответствует примерно 9 км, дискретностью по времени 1 час, и покрывают период с 1950 г. по настоящее время (Muñoz-Sabater et al., 2021). Это обеспечивает их применимость для изучения климатических характеристик снежного покрова.

В ранее опубликованных работах (Крючков, Калинин, 2022; Крючков и др., 2023) показано, что данные реанализа ERA5-Land о высоте снежного покрова хорошо согласуются с результатами измерений на метеостанциях и гидропостах на территории Пермского края, за исключением нескольких пунктов, расположенных на берегах водохранилищ. При этом верификация значений ВЭС по данным ERA5-Land для Пермского края не проводилась. Также в работе (Крючков и др., 2023) показана высокая согласованность межгодовой изменчивости высоты снежного покрова по данным наблюдений и реанализа, что открывает возможность применения данных реанализа для изучения многолетних трендов и их пространственной неоднородности. Исходя из этого, в настоящей работе были поставлены две задачи – выполнить верификацию данных реанализа ERA5-Land о запасе воды в снеге на территории Пермского края путём их сравнения с материалами снегомерных съёмок на сети Росгидромета, а также оценить особенности пространственного распределения ВЭС и их многолетние изменения. Рассматриваемый период с 1967 по 2023 г. выбран из-за доступности данных снегосъёмок за эти годы.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Исходной информацией послужили среднемесячные данные о ВЭС из реанализа ERA5-Land (переменная Snow Depth Water Equivalent) и результаты снегомерных съёмок на лесных и полевых маршрутах метеостанций Пермского края за 1967–2023 гг. Данные снегомерных съёмок получены по материалам Уральского УГМС (Метеорологический ежемесячник..., 1990–2020). Снегомерные съёмки проводятся на всех 25 метеостанциях, но на некоторых из них имеются существенные пропуски в рядах данных. В настоящей работе использованы данные 17 лесных и 18 полевых снегомерных маршрутов на 22 метеостанциях (табл. 1). Расположение метеостанций показано на рис. 1. Снегосъёмки проводятся в зимний период каждые 10 дней, а в марте-апреле – каждые пять дней, но в настоящей работе использовались данные с шагом по времени 10 дней. Также важно отметить, что снегосъёмки в лесу на ряде метеостанций проводятся только с января.

Данные реанализа были загружены с сервиса Copernicus (Copernicus Climate Data Store..., 2024) в формате GRIB, в пределах области 55–62° с.ш. и 49–62° в.д., также за 1967–2023 гг., с октября по май каждого года. Были получены данные, осреднённые по месяцам (Monthly), а также почасовые данные, но только за один срок (00 ч Всемирного скоординированного времени). Почасовые данные были использованы для расчёта максимальных за сезон значений ВЭС, а также дат формирования максимумов. Эти расчёты, а также конвертация данных из формата Grib формат в Geotiff выполнены средствами языка программирования Python.

В реанализе ERA5-Land для описания процессов формирования и таяния снежного покрова используется параметризация подстилающей поверхности Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land (TESSEL). Её подробное описание приведено в документации ЕЦСПП (Integrated Forecast System Documentation..., 2018). Параметризация TESSEL включает однослойную модель, описывающую основные процессы в снежном покрове (снегонакопление, перехват выпадающего снега растительностью, испарение с поверхности снежного покрова и растительности, перехват жидких осадков снежным покровом, уплотнение снега под действием собственного веса, радиационную и адвективную составляющие снеготаяния, водоотдачу снега). Характеристики растительного покрова в реанализе ERA5-Land получены из проекта Global Land Cover Characteristics (GLCC), их первоисточником служат спутниковые снимки радиометра AVHRR с размером пиксела 1100 м (Loveland et al., 2000). В данных GLCC выделено 20 типов подстилающей поверхности, в том числе пять типов лесов (вечнозелёные и листопадные хвойные леса, вечнозелёные и листопадные лиственные леса, смешанные леса). Такая классификация позволяет учитывать различия в интенсивности перехвата твёрдых осадков кронами деревьев, которые существенно влияют на снегонакопление (Кузьмин, 1961; Мотовилов, Гельфан, 2018). Характеристики подстилающей поверхности осреднены в ячейках сетки реанализа (шаг сетки 0.1°). Это важно иметь в виду при сравнении с данными снегосъёмок, так как протяжённость снегомерного маршрута существенно меньше размера ячейки сетки реанализа.

Сравнение данных реанализа с данными снегомерных съёмок производилось для среднемесячных значений ВЭС, поэтому и данные снегосъёмок были осреднены аналогичным образом. Сам процесс сопоставления был выполнен средствами

Таблица 1. Перечень полевых и лесных снегомерных маршрутов на территории Пермского края

Метеостанция (WMO ID)	Абс. высота, м	Тип маршрута		Пропуски в данных снегомерных съёмок	
		Поле	Лес	Поле	Лес
Ныроб (23912)	172	+	+	Октябрь-ноябрь 1989–2014 гг.	Октябрь-ноябрь 1989- 2014 гг. Ноябрь-май 2017–2019 гг.
Вая (23913)	183		+		Октябрь-ноябрь 2019 г.
Усть-Чёрная (23905)	181		+		
Чердынь (23914)	208	+	+	Декабрь 2004 г.	Февраль-май 2019 г.
Гайны (23909)	196	+	+	Октябрь-май 1995–1997 гг. Декабрь 1997 г. Январь-март 1998 г. Октябрь-декабрь 2001 г. Январь 2002 г.	Октябрь-май 1995–1998 гг.
Коса (28013)	181	+	+	Октябрь-май 2014–2020 гг.	
Кочёво (28016)	180		+		Октябрь-май 1995–1999 гг.
Кудымкар (28116)	186	+		Октябрь-декабрь 1988 г.	
Чёрмоз (28128)	122	+			
Верещагино (28216)	238	+	+	Декабрь 2002 г.	
Бисер (28138)	463		+		
Лысьва (28013)	223	+		Февраль-май с 1973 по 1974 г. Декабрь 1979 г.	
Добрянка (28222)	155		+		
Пермь (28224)	171	+	+		
Кын (28238)	244	+	+	Январь-май 2011 г.	Январь-май 2009, 2011, 2014–2015 и 2018 гг.
Б. Соснова (28313)	153	+		Декабрь 1978 г. Январь-май 1979 г. Февраль-май 1980 г.	
Оханск (28321)	163	+			
Кунгур (28326)	153	+	+		Февраль-май 1983 г.
Оса (28324)	96	+			
Ножовка (28319)	133	+	+		Февраль 2006 г.
Чернушка (28428)	148	+			
Октябрьский (28429)	334	+	+	Февраль-май 1998 г.	Февраль-май 1998 г.

ГИС, путём извлечения значений в точки метеостанций из соответствующих ячеек сетки реанализа (расположение метеостанций и ячеек регулярной сетки показано на рис. 1). Для оценки точности рассчитаны абсолютная и относительная ошибка данных реанализа в сравнении с данными снегосъёмок. Относительная ошибка считалась приемлемой, если она составляла менее 15%.

Для оценки изменения ВЭС по данным ERA5-Land во времени рассчитаны коэффициенты наклона линии тренда (далее КНЛТ) за каждый месяц в каждой ячейке сетки реанализа. Объём выборки для расчёта КНЛТ составил 66 лет (по 66 значений с 1957 до 2023 г. в каждой ячейке сетки), значения были пересчитаны в мм/10 лет. Результаты расчётов КНЛТ использованы для построения карт трендов. Статистическая значимость трендов оценивалась для среднемесячных значений ВЭС по данным реанализа и снегомерных съёмок. Поскольку распределение в рядах данных могло

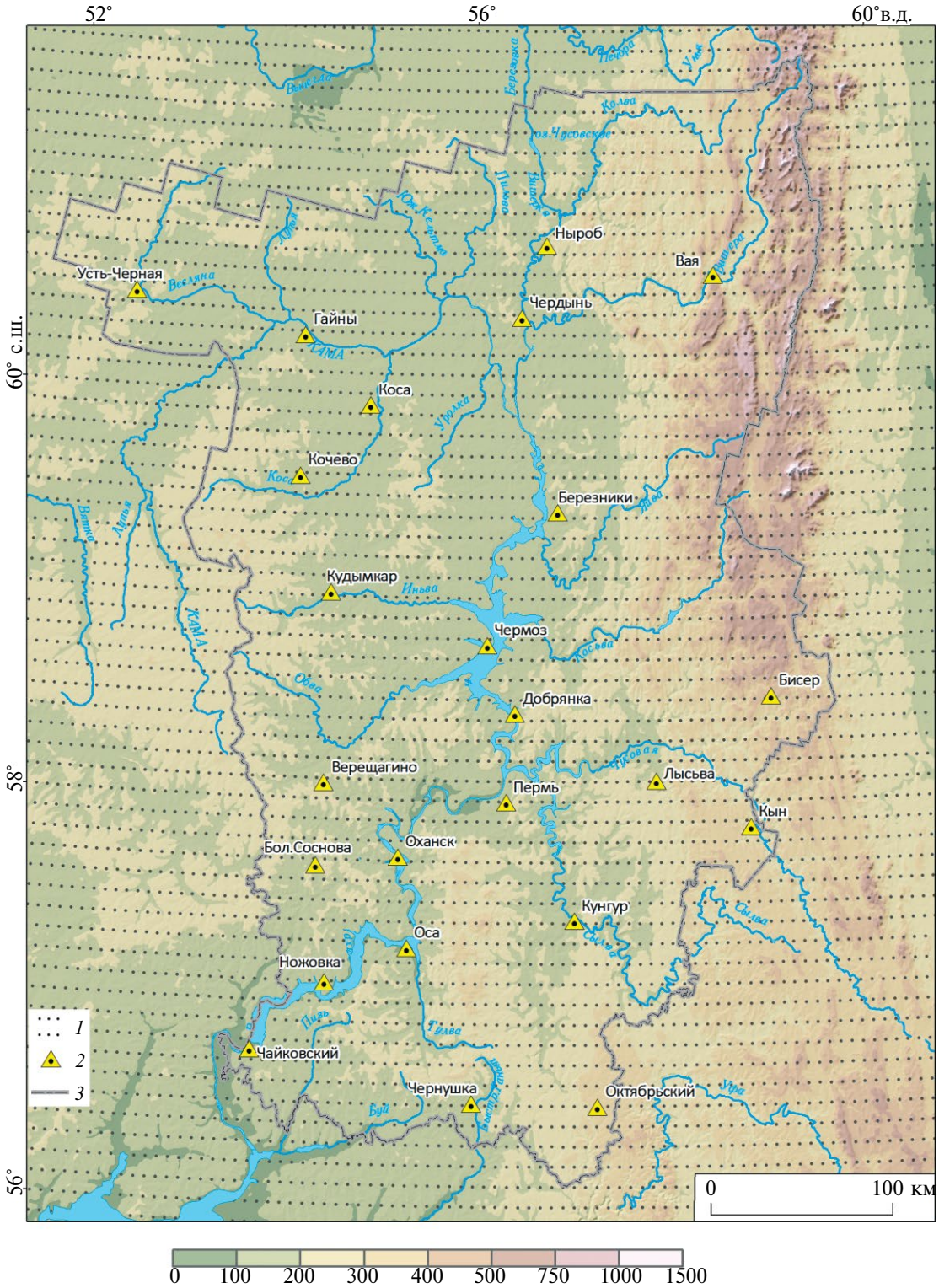


Рис. 1. Регион исследования, наблюдательная сеть и узлы сетки реанализа.
1 – узлы сетки реанализа ERA5-Land, *2*– метеостанции, *3* – граница Пермского края
Fig. 1. Study region and observation network.
1 – ERA5-Land grid nodes, *2* – weather stations, *3* – Perm region boundary

отличаться от нормального, использовались непараметрические коэффициенты корреляции Спирмена. Уровень значимости принят равным 0.05.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка достоверности данных ERA5-Land о влагозапасах снега. В целом реанализ ERA5-Land адекватно воспроизводит основные особенности пространственного распределения ВЭС в Пермском крае, известные по ранее опубликованным работам (Пьянков, Шихов, 2017; Крючков, 2021). В частности, хорошо выражен основной максимум снегонакопления вдоль Уральских гор и вторичные максимумы на Тулвинской и Верхнекамской возвышенностях (рис. 2). В горной части края максимум снегонакопления смещён на апрель, тогда как на равнинной территории он отмечается в марте, что также подтверждается ранее опубликованными данными (Пьянков, Шихов, 2017; Pyankov et al., 2018; Крючков, 2021).

Коэффициенты корреляции (R) между значениями ВЭС по данным реанализа и снегомерных съёмок (табл. 2) составляют в среднем для снегосъёмок в поле – 0.72, а для снегосъёмок в лесу – 0.83. Внутригодовая изменчивость R незначительна – для снегосъёмок в поле в среднем по 18 маршрутам от 0.67 в феврале до 0.82 в ноябре, для лесных маршрутов от 0.80 в марте и апреле до 0.84 в декабре. В октябре и мае корреляции не оценивались, так как в эти месяцы снегомерные съёмки проводятся эпизодически. Разброс значений R составляет для маршрутов в поле от 0.55 в Чермозе до 0.85 в Кочево, для маршрутов в лесу от 0.72 в Кунгуре до 0.88 в Бисере. Относительно слабая корреляция ВЭС по данным снегосъёмок и реанализа выявлена для полевых маршрутов метеостанций Чермоз и Оса (R = 0.55 и 0.58 соответственно). Обе эти метеостанции расположены на открытой местности вблизи акватории водохранилищ, где есть условия для выдувания снега с полей в пониженные формы рельефа, что может обуславливать занижение ВЭС при снегосъёмке в безлесной местности.

На большинстве полевых снегомерных маршрутов реанализ ERA5-Land завышает величину ВЭС в течение всего периода снегонакопления (табл. 3). Наиболее сильное завышение отмечается на метеостанциях Чермоз и Оса. Преобладание завышения ВЭС по данным реанализа согласуется с ранее опубликованными оценками для количества осадков в холодный период года по данным реанализа ERA5 (Григорьев и др., 2022), а также для высоты снежного покрова в Пермском крае по данным ERA5-Land (Крючков и др., 2023). Реанализ занижает величину ВЭС лишь для нескольких полевых маршрутов на севере края, в период с октября по февраль. Занижение также отмечается для метеостанции Октябрьский (юго-восток края) в период с ноября по март.

Для лесных снегомерных маршрутов согласованность данных снегосъёмки и реанализа в целом лучше, чем для полевых. Это может быть обусловлено особенностями расположения лесных маршрутов, большинство которых находятся на севере и востоке края, где величина снегозапасов существенно больше, чем на юге и в центре края (см. рис. 1; табл. 2). Завышение ВЭС по данным реанализа отмечается в основном на лесных маршрутах в южной части края (см. рис. 2; табл. 3). Однако наибольшее завышение (на 50 мм и более) характерно для метеостанций Вая и Кын, снегомерные маршруты которых находятся в глубоких (более 150 м) долинах рек и в связи с этим нерепрезентативны для окружающей территории. В свою очередь на севере края, а также на метеостанциях, расположенных в предгорьях Урала (Бисер), вблизи них (Чердынь) или на возвышенностях (Октябрьский), отмечается существенное занижение ВЭС по данным реанализа. Занижение может объясняться особенностями положения этих метеостанций – они расположены выше, чем средняя высота над уровнем моря в соответствующих ячейках сетки реанализа. Возможна и недооценка локального орографического усиления осадков по данным реанализа, поскольку исходные поля осадков, используемые в ERA5-Land, имеют пространственное разрешение не 0.1, а 0.25° (Muñoz-Sabater et al., 2021).

Рассмотрены зависимости величины абсолютной ошибки ВЭС и её модуля от высоты метеостанций над уровнем моря и от среднемноголетнего максимума ВЭС (по данным снегосъёмки). Коэффициенты корреляции Спирмена оценены для выборки, включающей лесные и полевые снегомерные маршруты (всего 33 значения). В период с ноября по март выявлена статистически значимая отрицательная корреляция абсолютной ошибки как с высотой местности (значения R от −0.32 в апреле до −0.43 в ноябре), так и со среднемноголетним максимумом ВЭС (значения R в пределах от −0.57 до −0.61). В апреле данные зависимости не значимы. Зависимости модуля абсолютной ошибки от высоты местности и максимального значения ВЭС не значимы во все месяцы. Таким образом, подтверждены выявленные пространственные закономерности: на равнинной территории края реанализ в основном завышает ВЭС, а в наиболее многоснежной горной части региона есть тенденция к его занижению. Также важно отметить, что реанализ не воспроизводит экстремальные значения ВЭС (свыше 400 мм), зафиксированные в 1979, 1990, 2002 и 2003 гг. на метеостанциях Губаха, Бисер, Чердынь. Занижение в этих случаях составляет свыше 50 мм.

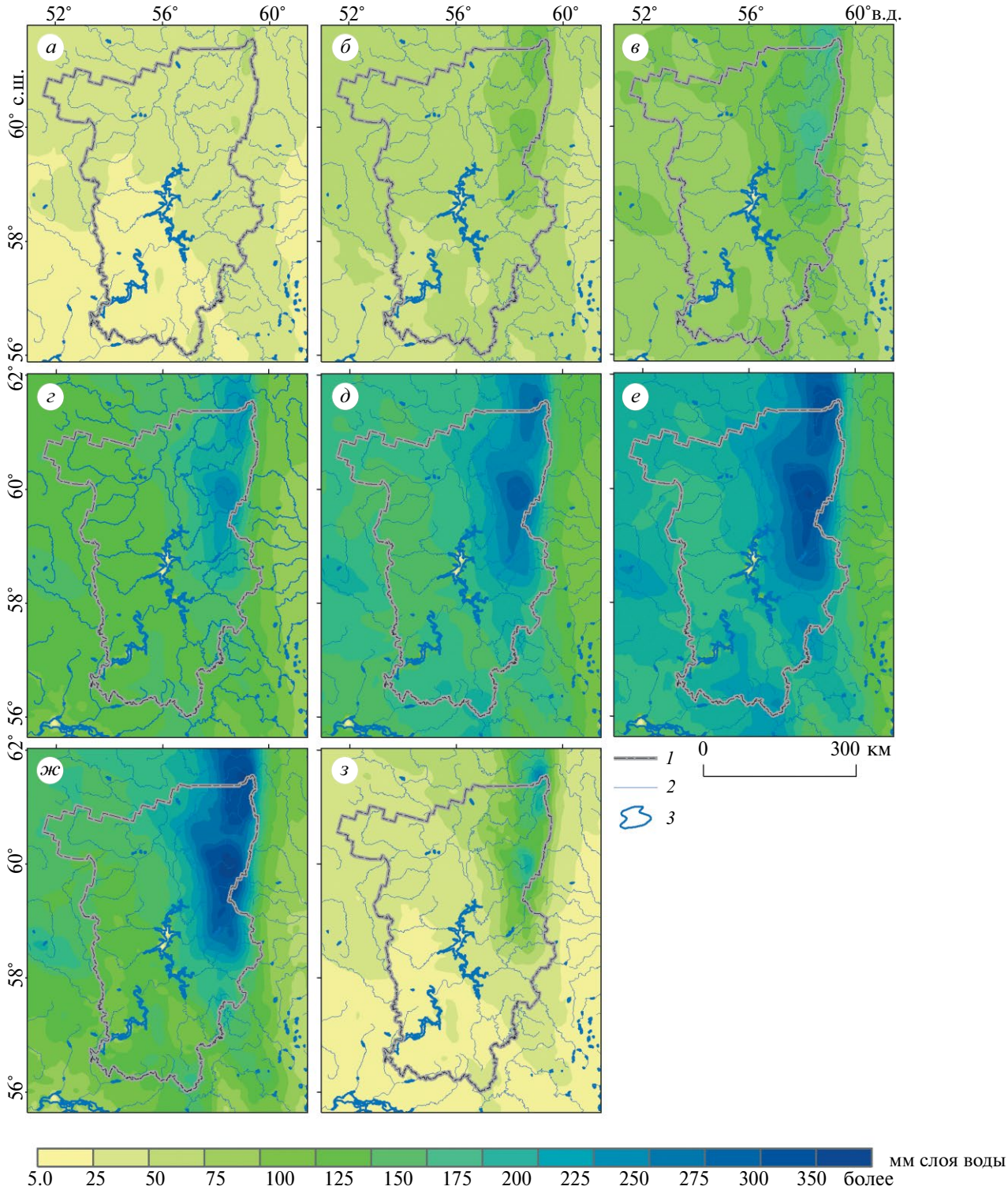


Рис. 2. Многолетние средние месячные значения ВЭС (мм слоя воды) по данным ERA5-Land за период 1967–2023 гг.: октябрь (*а*); ноябрь (*б*); декабрь (*в*); январь (*г*); февраль (*д*); март (*е*); апрель (*ж*); май (*з*).

1 – граница Пермского края, *2* – реки, *3* – озёра и водохранилища

Fig. 2. Monthly averaged snow water equivalent (mm SWE) according to the ERA5-Land reanalysis for the period 1967–2023: October (*а*); November (*б*); December (*в*); January (*г*); February (*д*); March (*е*); April (*ж*); May (*з*).

1 – Perm region boundary, *2* – rivers, *3* – lakes and reservoirs

Таблица 2. Коэффициенты корреляции Спирмена между среднемесячными значениями ВЭС по данным реанализа и снегомерной съёмки (длина ряда – с 1967 по 2023 г.) и среднемноголетние годовые максимумы ВЭС на этих станциях по данным снегосъёмки

Значения *R* для полевых маршрутов по месяцам								Средний-многолетний максимум ВЭС
Метеостанция	XI	XII	I	II	III	IV	Среднее по месяцам	
Ныроб	0.88	0.88	0.83	0.77	0.79	0.83	0.83	253
Чердынь	0.89	0.84	0.73	0.75	0.70	0.87	0.80	251
Гайны	0.90	0.83	0.78	0.82	0.84	0.89	0.84	171.3
Коса	0.89	0.87	0.81	0.78	0.88	0.85	0.85	161.2
Кочёво	0.79	0.91	0.85	0.85	0.90	0.53	0.80	163
Кудымкар	0.75	0.71	0.63	0.60	0.70	0.63	0.67	145.2
Чермоз	0.71	0.57	0.45	0.48	0.50	0.60	0.55	128.4
Верещагино	0.82	0.69	0.48	0.46	0.57	0.55	0.60	152.3
Лысьва	0.79	0.79	0.78	0.70	0.66	0.72	0.74	173.5
Пермь	0.87	0.80	0.67	0.63	0.61	0.59	0.70	154.5
Кын	0.92	0.83	0.83	0.80	0.79	0.69	0.81	163
Бол. Соснова	0.72	0.80	0.77	0.71	0.73	0.62	0.73	150
Оханск	0.84	0.83	0.68	0.55	0.52	0.62	0.67	135.4
Кунгур	0.79	0.66	0.62	0.58	0.48	0.59	0.62	130.1
Оса	0.69	0.62	0.56	0.48	0.57	0.57	0.58	125.5
Ножовка	0.80	0.77	0.67	0.63	0.71	0.81	0.73	152.0
Чернушка	0.81	0.68	0.69	0.73	0.71	0.83	0.74	174.5
Октябрьский	0.90	0.80	0.77	0.78	0.71	0.78	0.79	210.6
Среднее по станциям	0.82	0.77	0.70	0.67	0.69	0.70	0.72	166.3
Лесные маршруты								
Ныроб	0.93	0.93	0.88	0.83	0.78	0.70	0.83	245.7
Вая	0.87	0.83	0.85	0.85	0.82	0.81	0.84	229.3
Усть-Чёрная	0.84	0.87	0.82	0.86	0.88	0.81	0.85	188
Чердынь	0.85	0.89	0.77	0.85	0.76	0.85	0.81	279.8
Гайны	0.89	0.82	0.81	0.85	0.77	0.75	0.81	216.9
Коса	0.78	0.86	0.85	0.81	0.79	0.82	0.81	183.5
Кочёво	0.69	0.66	0.84	0.87	0.77	0.70	0.76	193.7
Добрянка	0.73	0.87	0.81	0.78	0.91	0.96	0.86	159.5
Бисер	0.89	0.87	0.89	0.93	0.86	0.76	0.88	309.2
Верещагино	0.84	0.80	0.78	0.73	0.83	0.84	0.79	153.8
Пермь	0.83	0.81	0.75	0.72	0.70	0.72	0.77	151.2
Кын	0.83	0.83	0.76	0.78	0.77	0.83	0.81	144.8
Кунгур	0.84	0.76	0.73	0.67	0.68	0.61	0.72	130.5
Ножовка	0.75	0.82	0.70	0.64	0.70	0.91	0.76	135.4
Октябрьский	0.88	0.82	0.80	0.83	0.77	0.71	0.83	244.7
Среднее по станциям	0.83	0.84	0.82	0.82	0.80	0.80	0.82	197.7

Таблица 3. Разность среднемесячных значений снегозапасов (в мм слоя воды) по данным реанализа ERA5-Land и по данным снегомерных съёмок. Данные осреднены за 1967–2023 гг. В числителе – данные по полевым маршрутам, в знаменателе – по лесным маршрутам. Отсутствие данных обозначено знаком «×»

Метеостанция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Ныроб	–1/2	–8/–7	–8/–20	–7/–18	–9/–7	15/10	76/18	21/12
Вая	×/9	×/20	×/31	×/26	×/36	×/55	×/73	×/38
Усть-Чёрная	×/2	×/–4	×/–9	×/–17	×/–9	×/2	×/–13	×/2
Чердынь	1/1	–5/–7	–11/–20	–19/–47	–16/–37	3/–26	54/–36	12/11
Гайны	0/–1	–7/–10	–11/–20	–14/–40	–8/–34	11/–26	39/–24	2/–1
Коса	1/1	–4/0	–10/–4	–15/–12	–11/–3	6/7	37/–14	3/–2
Кочёво	×/2	×/–7	×/–13	×/–22	×/–18	×/–6	×/–38	×/0
Кудымкар	2/×	3/×	6/×	11/×	17/×	37/×	53/×	2/×
Чёрмоз	3/×	10/×	23/×	36/×	49/×	79/×	99/×	10/×
Верещагино	0/2	–5/–1	–7/–1	–6/–4	0/4	15/11	38/5	2/2
Бисер	×/–1	×/–17	×/–26	×/–37	×/–32	×/–31	×/–62	×/–32
Лысьва	3/×	5/×	11/×	19/×	25/×	49/×	74/×	5/×
Добрянка	×/3	×/5	×/9	×/10	×/23	×/38	×/23	×/3
Пермь	1/2	–2/1	2/6	3/4	6/12	25/27	45/28	2/2
Кын	3/3	3/8	7/19	13/23	19/38	35/50	58/29	4/2
Б. Соснова	1/×	2/×	4/×	2/×	5/×	20/×	40/×	2/×
Оханск	2/×	2/×	8/×	12/×	19/×	43/×	54/×	3/×
Кунгур	1/2	2/6	6/13	14/13	21/22	41/32	44/26	1/1
Оса	2/×	8/×	15/×	27/×	43/×	77/×	68/×	3/×
Ножовка	1/2	1/7	5/13	7/15	11/28	32/45	40/27	2/2
Чернушка	2/×	0/×	0/×	2/×	11/×	36/×	56/×	2/×
Октябрьский	1/2	–6/–8	–8/–16	–14/–36	–18/–38	–15/–45	28/–46	2/1

Относительная ошибка ВЭС по данным реанализа имеет высокие значения в период формирования снежного покрова в октябре–ноябре и особенно в период снеготаяния в апреле–мае (табл. 4). В октябре–ноябре это обусловлено низкой величиной ВЭС (в основном от 5 до 25 мм), частыми оттепелями и выпадением осадков в смешанной фазе. В период снеготаяния увеличению ошибки способствуют локальные особенности снегомерных маршрутов (уклон и экспозиция склонов, характер растительного покрова), которые сильно влияют на интенсивность таяния снега и нерепрезентативны для всей ячейки сетки реанализа. Так, на всех полевых маршрутах снежный покров стаивает значительно быстрее, чем по данным реанализа, поскольку в соответствующих маршрутам ячейках модельной сетки присутствуют как безлесные, так и лесопокрытые участки, причём последних как правило больше, так как доля лесопокрытой площади почти на всей территории Пермского края превышает 50%.

В период с декабря по март относительная ошибка расчёта ВЭС для большинства снегомерных маршрутов не превышает 25%, за исключением тех метеостанций, где отмечается сильное систематическое завышение ВЭС по данным ERA5-Land в связи с нерепрезентативностью самих маршрутов (Оса, Чермоз, Кын и Вая). Относительная ошибка, осреднённая за весь рассматриваемый период, составляет 14 и 15% для полевых и лесных маршрутов соответственно, что можно считать удовлетворительной точностью.

Для годовых максимумов ВЭС характерны в основном те же соотношения между данными снегосъёмок и реанализа, что и для среднемесячных значений. В основном по данным реанализа значения ВЭС завышены (рис. 3, *а*). Наиболее существенное завышение отмечается для метеостанций

Таблица 4. Относительная ошибка (%) расчёта среднемесячных значений снегозапасов по данным реанализа ERA5-Land в сравнении с данными снегомерных съёмок. Данные осреднены за 1967–2023 гг. В числителе – данные по полевым маршрутам, в знаменателе – по лесным маршрутам. Отсутствие данных обозначено знаком «×»

Метеостанция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Ныроб	17/55	17/15	8/18	4/11	4/3	7/4	67/10	2099/135
Вая	×/167	×/52	×/35	×/18	×/20	×/26	×/43	×/142
Усть-Чёрная	×/96	×/13	×/12	×/14	×/6	×/1	×/11	×/136
Чердынь	17/26	13/19	12/20	12/26	8/17	1/10	51/18	1248/46
Гайны	11/14	23/30	16/26	13/30	6/20	7/13	64/19	214/23
Коса	21/24	15/1	15/6	13/11	8/2	4/4	58/12	279/37
Кочёво	×/96	×/23	×/19	×/19	×/12	×/4	×/31	×/24
Кудымкар	79/×	17/×	12/×	12/×	15/×	28/×	160/×	150/×
Чёрмоз	165/×	52/×	48/×	46/×	46/×	70/×	329/×	1026/×
Верещагино	15/166	20/5	11/2	6/4	0/3	11/8	144/9	162/200
Бисер	×/10	×/28	×/21	×/19	×/14	×/11	×/25	×/60
Лысьва	105/×	21/×	17/×	18/×	18/×	32/×	169/×	528/×
Добрянка	×/438	×/26	×/16	×/10	×/18	×/25	×/29	×/164
Пермь	25/92	7/7	4/11	4/4	5/10	18/20	146/61	245/200
Кын	90/168	10/39	11/38	13/26	14/34	24/38	130/39	401/99
Б. Соснова	94/×	11/×	8/×	2/×	4/×	15/×	146/×	189/×
Оханск	197/×	11/×	16/×	14/×	16/×	36/×	245/×	268/×
Кунгур	41/420	10/41	14/35	18/17	20/21	38/27	300/82	94/100
Оса	320/×	62/×	33/×	34/×	41/×	75/×	398/×	251/×
Ножовка	129/200	3/59	9/32	8/17	8/26	23/37	117/57	159/200
Чернушка	249/×	1/×	1/×	2/×	8/×	23/×	138/×	197/×
Октябрьский	17/92	16/22	10/18	11/24	11/20	8/20	44/34	227/191

Вая и Кын (лесные маршруты), а также Чермоз и Оса (полевые маршруты). Максимумы ВЭС по данным ERA5/Land на большей части Пермского края в среднем формируются в третьей декаде марта, на севере и в горной части – в первой половине апреля, а на крайнем северо-востоке смещены на третью декаду апреля (рис. 3, *б*). Даты формирования максимумов ВЭС хорошо коррелируют с величиной этих максимумов как в пространстве, так и во времени (чем позже формируется максимум, тем больше величина ВЭС). Сравнение с данными снегомерных съёмок показывает, что максимумы ВЭС по данным ERA5-Land формируются в среднем на 4–7 дней позже, чем по данным снегосъёмок в лесу, и на 10–14 дней позже, чем по данным снегосъёмок в поле. Для метеостанции Вая (лесной маршрут) расхождение достигает двух недель, а для метеостанции Оса (полевой маршрут) – трёх недель (см. рис. 3, *б*). Сильное расхождение дат формирования максимумов ВЭС между данными реанализа и снегосъёмок в поле объясняется тем, что во всех ячейках сетки реанализа значительная часть площади приходится на леса, где максимум снегонакопления отмечается позже, чем на открытых участках. Расхождения для лесных маршрутов в основном не превышают одну неделю и их можно объяснить временнóй дискретностью данных снегосъёмки, так как использованы данные на последний день декады. Исключение составляет метеостанция Вая, нерепрезентативная для прилегающей территории.

В последние десятилетия максимумы формирования ВЭС смещаются на более ранние сроки, что ожидаемо на фоне повышения температуры воздуха в марте и апреле. Однако тренд в среднем по территории края статистически не значим.

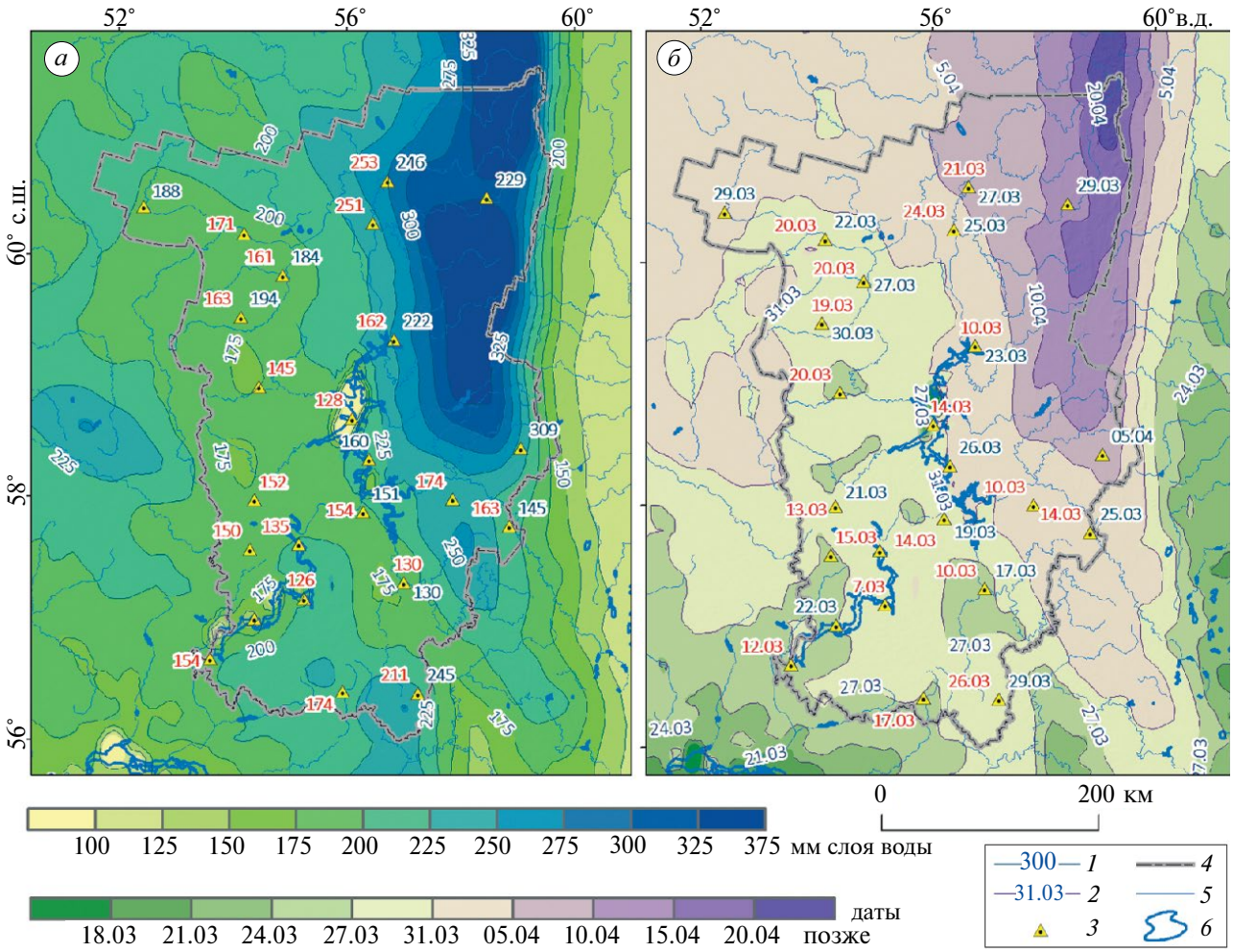


Рис. 3. Среднемноголетний годовой максимум ВЭС (*а*) и средние даты его формирования (*б*) по данным реанализа ERA5-Land (цветовая шкала) и по данным снегомерных съёмок (подписи у метеостанций) за период 1967–2023 гг.

1 – изолинии среднемноголетнего годового максимума ВЭС (мм), *2* – изолинии средней даты формирования годового максимума ВЭС, *3* – метеостанции (значения ВЭС по данным снегосъёмки в поле подписаны красным шрифтом, по данным снегосъёмки в лесу – синим шрифтом), *4* – граница Пермского края, *5* – реки, *6* – озёра и водохранилища

Fig. 3. Annual maximum of SWE (*a*) and dates of its formation (*б*) according to the ERA5-Land reanalysis data (colour scale) and the same according to snow measurement surveys (captions at weather stations) averaged for the period 1967–2023.

1 – izolines of mean annual maximum of SWE (mm), *2* – isolines of mean date of formation of annual maximum of SWE, *3* – weather stations (observed SWE values in the non-forest areas are shown in red font, observed SWE values in forests are shown in blue font), *4* – Perm region boundary, *5* – rivers, *6* – lakes and reservoirs

Отдельный интерес представляет сопоставление данных реанализа с данными снегомерных маршрутов на тех метеостанциях, где снегосъёмки проводятся как в лесу, так и в поле. Всего таких метеостанций насчитывается 10, примеры сопоставления данных снегосъёмок и реанализа для них приведены на рис. 4. На пяти метеостанциях (Ныроб, Коса, Верещагино, Пермь и Кунгур) значения абсолютной ошибки ВЭС близки для обоих типов маршрута. На оставшихся станциях (Чердынь, Гайны, Кын, Ножовка и Октябрьский) реанализ лучше воспроизводит данные полевых маршрутов, чем лесных. Это может быть обусловлено особенностями лесных насаждений, поскольку способность древостоя перехватывать выпадающий снег существенно различается на коротких расстояниях (меньших, чем размер ячейки реанализа). И как следует из приведённых выше оценок согласованности данных снегомерной съёмки и реанализа, в целом по региону соотношение обратное (данные снегосъёмки в лесу согласуются с реанализом лучше, чем данные снегосъёмки в поле).

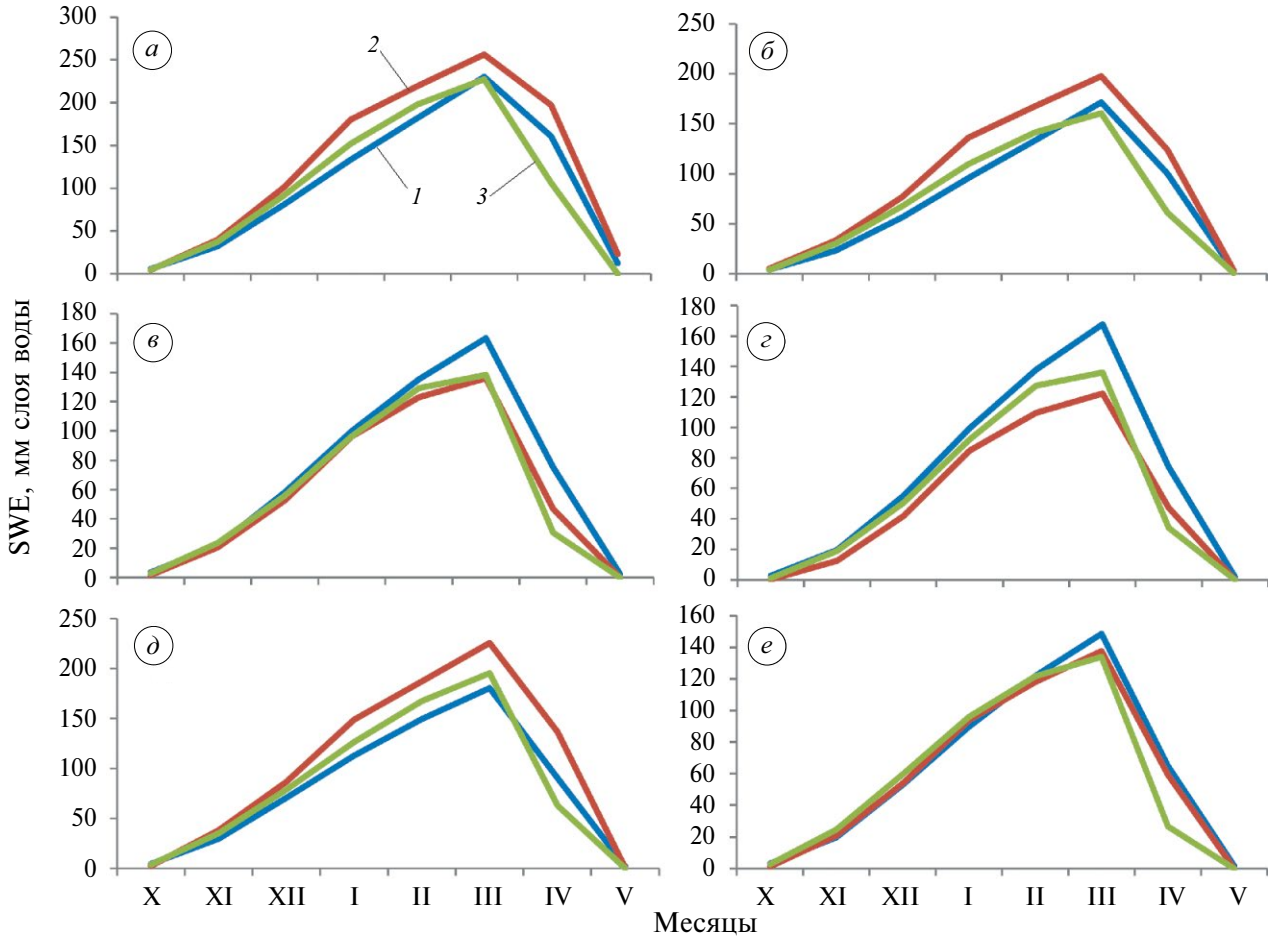


Рис. 4. Многолетние средние месячные значения ВЭС (за 1967–2023 гг.) по данным ERA5-Land и снегомерных съёмок на метеостанциях, расположенных в различных частях Пермского края: Чердынь (*а*); Гайны (*б*); Пермь (*в*); Ножовка (*г*); Октябрьский (*д*); Верещагино (*е*).
1 – данные реанализа, *2* – снегосъёмка в лесу, *3* – снегосъёмка в поле

Fig. 4. Monthly averaged SWE (for 1967–2023) according to the ERA5-Land reanalysis and snow measurement surveys at weather stations located in different parts of Perm region: Cherdyn (*а*); Gainy (*б*); Perm (*в*); Nozhovka (*г*); Oktyabrsky (*д*); Vereshchagino (*е*).
1 – reanalysis data, *2* – snow survey in the forest, *3* – snow survey in the field

Межгодовая изменчивость ВЭС по данным ERA5-Land. Многолетняя динамика ВЭС в Пермском крае, как и на всей территории России, определяется двумя основными факторами – с одной стороны, повышением температуры воздуха, сокращением периода снегонакопления и сдвигом фазы осадков от снега к дождю, а с другой стороны – ростом количества осадков в холодный период года (Китаев, Титкова, 2020). В результате с 1967 по 2023 г. для большей части Пермского края по данным ERA5-Land отмечено снижение снегозапасов (рис. 5–6; табл. 5), причём в разные месяцы холодного периода отмечаются различия в интенсивности этого процесса.

Так, в октябре и ноябре ключевым фактором, определяющим динамику ВЭС, является более позднее установление снежного покрова вследствие потепления (средняя температура воздуха в октябре за рассматриваемый период повысилась более чем на 1.5 °С). В результате по всей территории края отмечается статистически значимое уменьшение ВЭС (см. рис. 5–6, *а–б*). В абсолютных величинах снижение не превышает 5–7 мм/10 лет (наиболее выражено на юго-востоке), но в процентном отношении достигает 10–18%. По данным снегомерной съёмки в ноябре также отмечается статистически значимый отрицательный тренд ВЭС (см. табл. 5). Максимумы снегонакопления в октябре соответствуют наиболее холодным месяцам (1976, 1992, 2014–2015 гг.), а в ноябре такая зависимость уже не прослеживается.

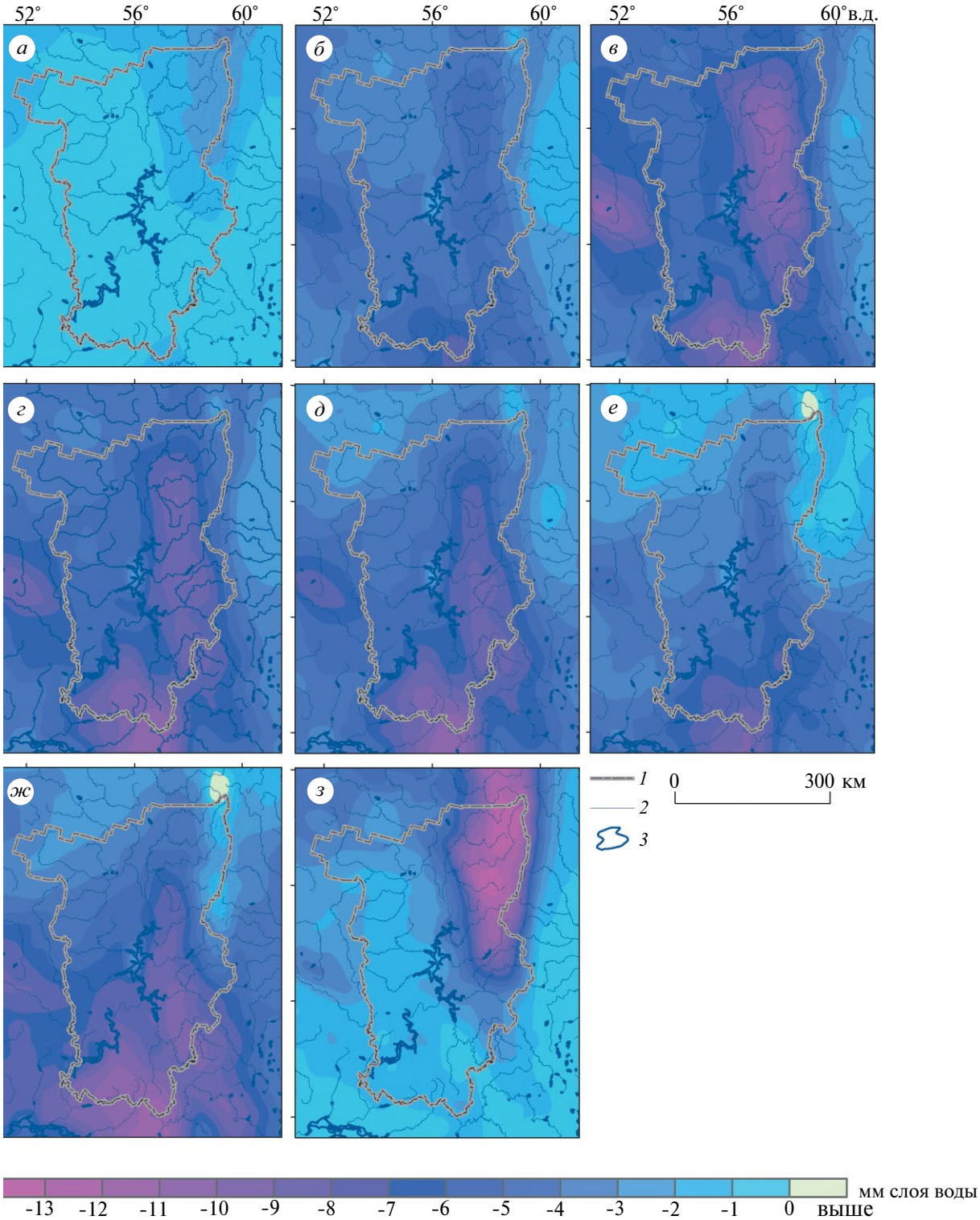


Рис. 5. Тренды осреднённых за месяц значений ВЭС (мм/10 лет) по данным реанализа ERA5-Land за период 1967–2023 гг.: октябрь (*а*); ноябрь (*б*); декабрь (*в*); январь (*г*); февраль (*д*); март (*е*); апрель (*ж*); май (*з*).

1 – граница Пермского края, *2* – реки, *3* – озёра и водохранилища

Fig. 5. Trends of monthly averaged SWE (mm/10 years) according to the ERA5-Land reanalysis data for the period 1967–2023. October (*а*); November (*б*); December (*в*); January (*г*); February (*д*); March (*е*); April (*ж*); May (*з*).

1 – Perm region boundary, *2* – rivers, *3* – lakes and reservoirs

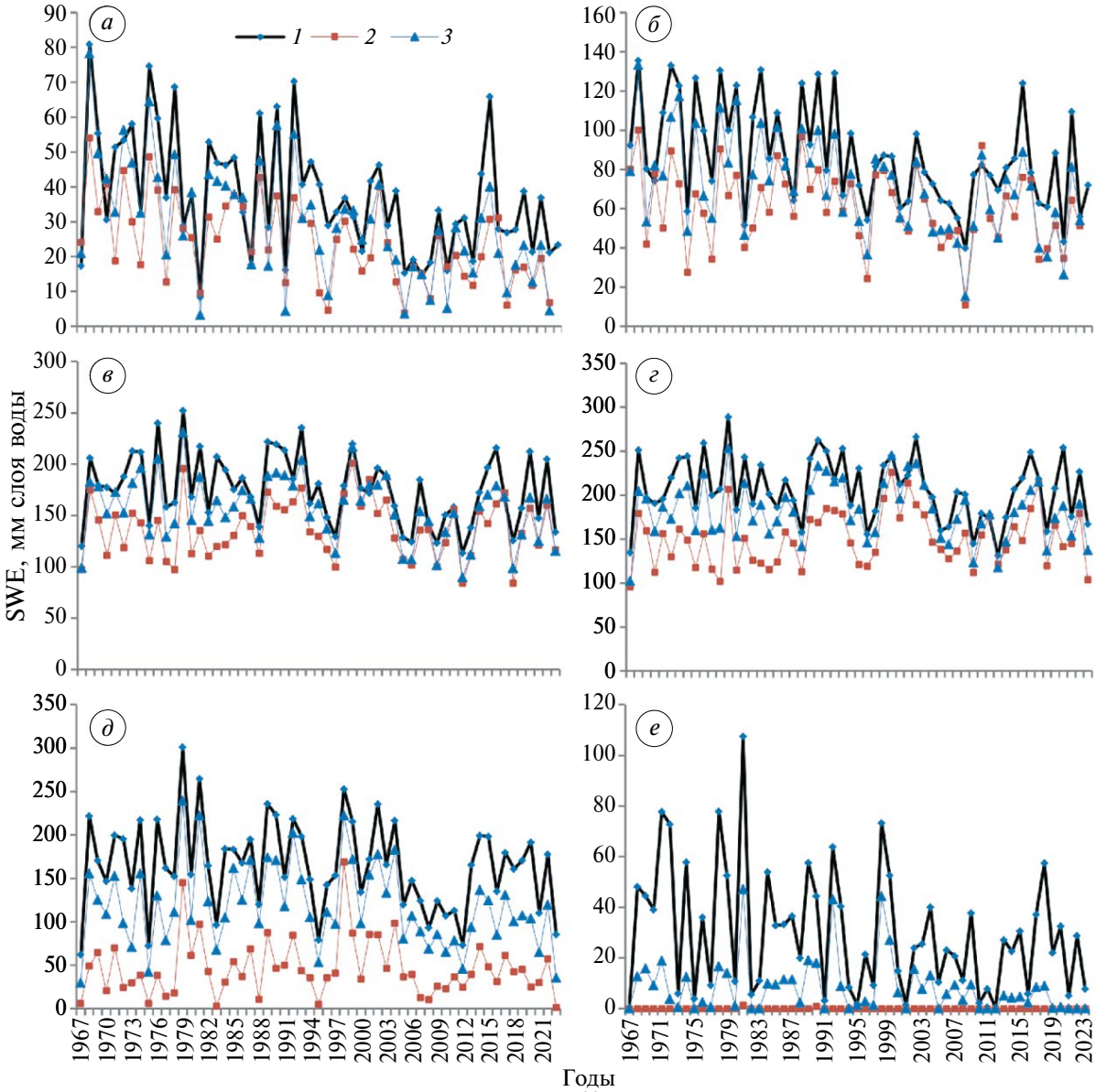


Рис. 6. Межгодовая изменчивость ВЭС, осреднённого по территории Пермского края, по данным реанализа ERA5-Land и снегомерных съёмок в лесу и в поле за период 1967–2023 гг.: ноябрь (*а*); декабрь (*б*); февраль (*в*); март (*г*); апрель (*д*); май (*е*)

Fig. 6. Interannual variability of SWE averaged over the territory of Perm region, according to the ERA5-Land reanalysis data and snow survey in forests and non-forested areas for the period 1967–2023: November (*а*); December (*б*); February (*в*); March (*г*); April (*д*); May (*е*)

Таблица 5. Коэффициенты наклона линии тренда ВЭС (мм/10 лет) по данным реанализа ERA5-Land и по данным снегомерных съёмок (среднее значение по лесным и полевым маршрутам). Выделены статистически значимые тренды

Типы данных	Месяц	XI	XII	I	II	III	IV
Полевые маршруты	реанализ	**–5.8**	**–9.4**	**–10.7**	**–9.2**	–5.4	**–12.5**
	снегосъёмка	**–3.9**	**–3.4**	–1.6	3.6	3.5	–0.8
Лесные маршруты	реанализ	**–6.7**	**–10.0**	**–10.6**	**–9.0**	–4.5	**–12.1**
	снегосъёмка	**–5.5**	**–7.6**	**–6.7**	**–5.5**	–2.1	–5.7

В период с декабря по февраль по данным реанализа выделяются три области с существенным уменьшением ВЭС – предгорья Урала, юг края и Верхнекамская возвышенность (см. рис. 5, *в–д*). При этом в декабре–январе отрицательный тренд статистически значим на всей территории края, а в феврале – только в центральной и южной частях. По данным снегосъёмки в поле статистически значимое уменьшение ВЭС отмечается только в декабре, а в лесу – вплоть до февраля, и составляет 5–8 мм за 10 лет (но в относительном выражении самое сильное снижение также отмечается в декабре).

В марте, когда формируются максимальные снегозапасы, по данным реанализа статистически значимое уменьшение ВЭС на 10–12 мм/10 лет отмечается на юго-востоке края в предгорьях Урала (см. рис. 5, *е*), а в северной части края уменьшение ВЭС почти не происходит. Аналогичная ситуация сохраняется и в апреле (см. рис. 5, *ж*). По данным снегомерной съёмки, как в поле, так и в лесу в среднем по территории края в марте и апреле тренды ВЭС не значимы, что соответствует ранее опубликованным данным для Среднего Предуралья и Урала в целом (Попова и др., 2015). Таким образом, к концу зимы эффект более позднего начала снегонакопления осенью (связанный с потеплением) компенсируется увеличением количества осадков в зимние месяцы.

Если рассматривать данные за март по отдельным снегомерным маршрутам, то статистически значимое уменьшение ВЭС отмечается на метеостанциях Ныроб и Вая по данным снегосъёмки в лесу. Положительный статистически значимый тренд ВЭС в марте по данным снегосъёмок в поле выявлен на пяти метеостанциях (Кудымкар, Верещагино, Пермь, Оханск и Кунгур). В обоих случаях тренды не согласуются с данными реанализа.

В мае в равнинной части края снежный покров обычно уже отсутствует, и в абсолютных величинах тренд выражен слабо (см. рис. 5, *з*), а на северо-востоке отмечается статистически значимое уменьшение ВЭС до 15 мм/10 лет. Оно обусловлено более ранним началом таяния снега вследствие повышения температуры воздуха в апреле и особенно в мае (более чем на 1 °С за последние 30 лет). Снегомерные съёмки в мае проводятся эпизодически, в основном в лесу, что не позволило корректно оценить тренд.

Выявленное существенное расхождение между трендами ВЭС по данным снегосъёмки и реанализа на пяти полевых маршрутах может быть связано с изменением характеристик растительного покрова и скоростей ветра в зимний период. Так, в работе (Сосновский и др., 2018) было выявлено уменьшение коэффициента снегонакопления (отношения ВЭС в лесу к соответствующему значению в поле) с 1.15 в 1981–1990 гг. до 1.03 в 2001–2010 гг., что авторы объясняют уменьшением скорости ветра и интенсивности метелевого переноса. В частности, число дней со средней скоростью ветра свыше 10 м/с в зимний период сократилось более чем в 5 раз, что привело к уменьшению интенсивности выдувания снега с полей и к увеличению ВЭС при снегосъёмке в поле. Снижение скорости ветра и изменение условий снегонакопления может происходить и вследствие зарастания полей древесно-кустарниковой растительностью, которое распространено в Пермском крае на площади свыше 1.3 млн га (Белоусова, Брыжко, 2021). Однако данных о зарастании конкретно для перечисленных снегомерных маршрутов получить не удалось.

На всех пяти метеостанциях, где выявлено увеличение ВЭС по данным снегосъёмки в поле, по данным наблюдений отмечается статистически значимое уменьшение скорости ветра, наиболее выраженное в период с 1966 по 1995 г., когда КНЛТ достигал −0.30... −0.55 м/с за 10 лет. В этот же период отмечался и более выраженный положительный тренд ВЭС по данным снегосъёмки, но такое совпадение может объясняться и ростом количества зимних осадков в эти годы. Корреляции между средней скоростью ветра и максимальным значением ВЭС за соответствующий сезон (по данным снегосъёмки в поле) для всех перечисленных станций статистически не значимы.

Уменьшение ВЭС на лесных маршрутах в Ныробе и Вае, которое не согласуется с данными реанализа, может объясняться изменением условий снегонакопления (например, увеличением полноты древостоя), или переносом самих снегомерных маршрутов, но соответствующих данных по состоянию древостоя на маршрутах получить не удалось.

Особенности зимних сезонов с наибольшими и наименьшими снегозапасами по данным ERA5-Land. Наибольшие снегозапасы в марте в среднем по территории края по данным ERA5-Land отмечены в 1979 и 2002 гг. (288 и 266 мм соответственно), а в апреле 1979 г. осреднённое по территории значение ВЭС достигло 301 мм. В эти же годы максимумы отмечены и по данным снегосъёмок как в лесу, так и в поле (Крючков, 2021). Особенностью обоих случаев аномально снежных зим стало сочетание интенсивного снегонакопления в октябре (особенно в 1978 г., что видно на рис. 6, *а*) и избытка осадков в последующие месяцы холодного периода. Зима 1978/79 г. была аномально снежной на всей территории края, а 2001/22 г. – только на севере и на востоке. Особенностью 1979 г. стала также задержка снеготаяния вследствие аномально холодной погоды в апреле (на 5–6 °С холоднее нормы), что привело к формированию максимальных значений лишь к середине апреля даже в южной части края. Последующее быстрое таяние больших запасов снега в мае стало одной

из причин разрушительного весеннего половодья 1979 г. (Природные опасности..., 2004).

В среднем по территории края реанализ несколько завышает величину ВЭС в аномально снежные зимы в сравнении с данными снегосъёмок в поле. В то же время, для лесных маршрутов с наибольшими значениями ВЭС (Бисер, Чердынь, Октябрьский) по данным реанализа отмечается существенное занижение ВЭС.

Минимальные значения ВЭС в марте в среднем по территории края отмечены в 1967 и 2012 гг. (134 и 131 мм соответственно по данным ERA5-Land). Согласованность данных снегосъёмок и реанализа в аномально малоснежные зимы примерно такая же, как и в среднем за рассматриваемый период. На полевых маршрутах ВЭС в среднем завышен по данным реанализа, а на лесных близок к данным снегосъёмок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного исследования подтверждено, что реанализ ERA5-Land удовлетворительно воспроизводит процесс снегонакопления и величину ВЭС на территории Пермского края. Сопоставление с данными снегосъёмок на 18 полевых и 17 лесных маршрутах показывает, что средняя относительная ошибка находится в пределах 15%. При этом данные реанализа лучше согласуются с данными снегомерных съёмок в лесу (средний $R = 0.83$), чем в поле (средний $R = 0.72$). Для большинства полевых маршрутов реанализ завышает величину ВЭС, для лесных маршрутов в южной части края также отмечается завышение, а в северной и в горной части – занижение ВЭС. Наиболее значительные расхождения между данными реанализа и снегосъёмок приурочены к снегомерным маршрутам, нерепрезентативным для окружающей территории (в частности, расположенным в глубоких долинах рек). На большинстве снегомерных маршрутов (особенно полевых) расхождение между данными реанализа и снегосъёмок резко возрастает в период снеготаяния. Это обусловлено наличием значительной доли лесопокрытой площади в соответствующих ячейках сетки реанализа.

Даты формирования максимумов ВЭС по данным реанализа приходятся на третью декаду марта, на севере края на первую декаду апреля, а в горной части – на вторую и даже третью декады апреля. Это на 4–7 дней позже, чем по данным снегосъёмок в лесу, и такое расхождение можно объяснить временнóй дискретностью данных снегосъёмки (которые получены только на последний день декады).

По данным реанализа и снегомерных съёмок выявлен статистически значимый отрицательный тренд ВЭС на всей территории края в первой половине холодного периода. Лучше всего этот тренд выражен в ноябре. Он обусловлен смещением дат установления снежного покрова на более поздние сроки из-за существенного потепления в октябре–ноябре. В феврале–марте тренд по данным реанализа остаётся статистически значимым только в южной части края (на юго-востоке КНЛТ в марте составляет до 12 мм/10 лет), а на севере края уменьшение ВЭС не наблюдается. По данным снегосъёмок в поле статистически значимое уменьшение ВЭС отмечается только в декабре, в лесу сохраняется вплоть до февраля, а в марте и апреле тренды не значимы. В мае выявлено уменьшение ВЭС по данным реанализа в северо-восточной части края (до 15 мм/10 лет), что обусловлено повышением температуры и более ранним началом таяния.

Сравнение с данными снегосъёмок показывает, что реанализ также хорошо воспроизводит межгодовую изменчивость снегозапасов, накопленных к марту, причём данные снегосъёмки в лесу согласуются с реанализом лучше, чем данные снегосъёмки в поле. На пяти полевых снегомерных маршрутах выявлен статистически значимый рост снегозапасов, который не подтверждается по данным реанализа. Одной из гипотез, объясняющих этот рост, может быть изменение условий снегонакопления. В частности, на всех пяти станциях отмечено статистически значимое уменьшение скорости ветра в период с ноября по март, что может способствовать уменьшению интенсивности выдувания снега с полей. На двух лесных маршрутах на севере края выявлено статистически значимое уменьшение снегозапаса, не согласующееся с данными реанализа, причины которого не выявлены. В целом отсутствие данных об изменении растительного покрова на снегомерных маршрутах (рост древесно-кустарниковой растительности на полевых маршрутах или полноты древостоя на лесных маршрутах) не позволяет сделать окончательные выводы о причинах несогласованности трендов ВЭС по данным снегосъёмки и реанализа на отдельных метеостанциях.

Таким образом, реанализ ERA5-Land может рассматриваться как важный источник данных для изучения климатических характеристик снежного покрова на территории Пермского края и других регионов России со схожими условиями снегонакопления.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РНФ, проект № 24-27-00054.

Acknowledgements. The study was funded by Russian Scientific Foundation grant No. 24-27-00054.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоусова А.П., Брыжко И.В. Анализ зарастания сельскохозяйственных угодий на территории Пермского края по спутниковым снимкам Landsat. ИнтерКарто. ИнтерГИС // Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий / Материалы Междунар. конф. М.: Географический факультет МГУ, 2021. Т. 27. Ч. 4. С. 150–161.

Георгиевский М.В., Хомякова В.А., Паршина Т.В. Оценка точности глобальных данных по влагозапасам в снежном покрове на примере бассейна р. Северная Двина // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2020. № 65 (3). С. 433–454. https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.302

Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения осадков реанализом ERA5 на территории России // Изв. РАН. Сер. геогр. 2022. Т. 86. № 3. С. 435–446. https://doi.org/10.31857/S2587556622030062

Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 327 с.

Казакова Е.В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru / Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: Главная геофизич. обсерватория им. А.И. Воейкова, 2015. 181 с.

Китаев Л.М., Титкова Т.Б., Турков Д.В. Точность воспроизведения межгодовой изменчивости снегозапасов Восточно-Европейской равнины по данным спутниковой информации на примере продукта GlobSnow (SWE) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 164–175. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175

Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Зональные особенности изменений снегозапасов Восточно-Европейской равнины (по данным спутниковых наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 167–178. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-167-178

Крючков А.Д. Пространственно-временное распределение характеристик снежного покрова на территории Пермского края / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь: Пермский госуд. национальный исследовательский ун-т, 2021. 223 с. URL: http://www.psu.ru/files/docs/science/dissertatsion-nye-sovety/kryuchkov/disser.pdf

Крючков А.Д., Калинин Н.А., Сидоров И.А. Качество характеристик снежного покрова, полученных на основе реанализа ERA5-Land для территории Пермского края // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 383–396. https://doi.org/10.31857/S2076673423030055

Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 346 с.

Метеорологический ежемесячник // Уральское УГМС. 1990–2020 гг. Вып. 9. Ч. 2. № 1–5. С. 10–13.

Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: ИВП РАН, 2018. 296 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 300 с.

Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-8

Природные опасности России: В 6 т. Т. 5. Гидрометеорологические опасности / Под ред. Г.С. Голицына, А.А. Васильева. М.: Крук, 2004. 296 с.

Пьянков С.В., Шихов А.Н. Геоинформационное обеспечение моделирования гидрологических процессов и явлений. Пермь: Пермский гос. нац. исслед. ун-т., 2017. 148 с.

Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 183–190. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-183-190

Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б. Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 343–354. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-343-354

Чурюлин Е.В. Использование спутниковой и модельной информации о снежном покрове при расчётах характеристик весеннего половодья / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Московский госуд. ун-т имени М.В. Ломоносова, 2019. 175 с.

Brown R.D., Brasnett B. Canadian Meteorological Centre (CMC) Daily Snow Depth Analysis Data, Version 1 [Data Set]. Boulder, Colorado, USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2010. https://doi.org/10.5067/W9FOYWH0EQZ3

Copernicus Climate Data Store // Электронный ресурс. https://cds.climate.copernicus.eu/ Дата обращения: 15.07.2024.

Integrated Forecast System Documentation – Cy45r1. Part IV: Physical Processes. ECMWF, 2018. 223 p. https://doi.org/10.21957/4whwo8jw0

Kelly R.E.J., Foster J.L. Dorothy K.H. The AMSR-E Snow Water Equivalent Product: Status and Future Development. Poster presented at the American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, CA, 2005.

Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // Hydrology and Earth system science. 2010. Vol. 14 (2). P. 339–350. https://doi.org/10.5194/hess-14-339-2010

Loveland T.R., Reed B.C., Brown J.F., Ohlen D.O., Zhu Z., Youing L. Merchant J.W. Development of a global land cover characteristics database and IGB6 DISCover from the 1 km AVHRR data // International Journ. of Remote Sensing. 2000. V. 21. P. 1303–1330. https://doi.org/10.1080/014311600210191

Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // Earth System Science Data. 2021. V. 13 (9). P. 4349–4383. https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021

Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin // Journ. of Geographical Sciences, 2018. V. 28 (2). P. 221–237. https://doi.org/10.1007/s11442-018-1469-x

Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J., Koskinen J. Bojkov B. Estimating Northern Hemisphere Snow Water Equivalent for Climate Research through Assimilation of Space-Borne Radiometer Data and Ground-Based Measurements // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 115. P. 3517–3529. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.014

Citation: *Kalinin N.A., Kryuchkov A.D., Sidorov I.A., Abdullin R.K., Shikhov A.N.* Climatic characteristics of snow water equivalent in the Perm Krai area. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 50–68. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010044

Climatic characteristics of snow water equivalent in the Perm Krai area

© 2025 N. A. Kalinin, A. D. Kryuchkov, I. A. Sidorov, R. K. Abdullin, A. N. Shikhov#

Perm State University, Perm, Russia
#e-mail: and3131@inbox.ru

Received July 24, 2024; revised October 8, 2024; accepted December 25, 2024

In this study, we compared ERA5-Land reanalysis data on snow water equivalent (SWE) with values of SWE obtained from snow-measuring surveys on 18 field (non-forest) and 17 forest routes in the Perm Territory for 1967–2023 and analyzed the long-term trends of SWE. In general, the ERA5-Land reanalysis reproduces SWE in the Perm region satisfactorily. Mean relative error for SWE in March does not exceed 15%. The average correlation coefficient between the reanalysis data and the same from the observations is 0.72 for non-forest locations and 0.83 for locations in forest. In the southern part of the region, the reanalysis does mainly overestimate SWE by 10–40 mm, while in the north and east of the territory, there is an underestimation of the same order. The greatest divergence between snow surveys and reanalysis are found during snowmelt season, especially for non-forest snow-measuring routes. As it follows the ERA5-Land data, average date of formation of the SWE maximum in the southern part of the region is close to March 25, and in the eastern mountainous part it falls on the second decade of April, which is 4–7 days later than according to snow surveys in the forest. According to the ERA5-Land data and observations, a statistically significant negative trend of SWE was revealed all over the territory in the first half of the cold season, especially pronounced in November. It is related to the autumn warming and a shift of snow cover onset to later dates. In March, the negative trend according to the ERA5 data is statistically significant only in the southern part of the region, where it reaches –12 mm/10 years, but no statistically significant decrease in SWE is found according to the snow survey data. In May, a significant reduction of SWE in the northeast of the region (up to 15 mm/10 years) is found, which is due to the warming in April and May, and an earlier start of snowmelt. A comparison with the snow survey data shows that the reanalysis reproduces well the inter-

annual variability of SWE accumulated by March, especially in forest locations. A statistically significant increase in SWE was revealed on five snow measuring routes in field, while a statistically significant decrease – on two forest routes, which is not confirmed by the reanalysis data. These discrepancies may be related to changes in local snow accumulation conditions on snow-measuring routes.

Keywords: snow water equivalent, ERA5-Land reanalysis, snow survey data, spatial and temporal distribution, inter-annual variability, long-term trends

REFERENCES

Belousova A.P., Bryzhko I.V. Analiz zarastaniya sel'skohozyajstvennyh ugodij na territorii Permskogo kraya po sputnikovym snimkam Landsat. InterKarto. InterGIS. Geoinformacionnoe obespechenie ustojchivogo razvitiya territorij: Materialy Mezhdunar. konf. Analysis of overgrowth of agricultural lands in the Perm Territory using Landsat satellite images. The InterCarto. InterGIS. Geoinformation support for sustainable development of territories: Materials of the International Conference. Moscow: Faculty of Geography of Moscow State University, 2021, 27 (4): 150–161. https://doi.org/10.35595/2414-9179-2021-4-27-150-161 [In Russian].

Georgievsky M.V., Khomyakova V.A., Parshina T.V. Accuracy evaluation of snow water equivalent global data: The case of the Northern Dvina River basin. *Vestnik SPbGU. Nauki o Zemle.* Bulletin of St. Petersburg State University. Earth Sciences. 2020, 65 (3): 434–454. https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.302 [In Russian].

Grigorev V.YU., Frolova N.L., Kireeva M.B., Stepanenko V.M. Spatial and temporal variability of ERA5 precipitation accuracy over Russia. *Izvestiya RAN. Ser. geogr.* Proc. of the RAS. Geographical series. 2022, 86 (3): 435–446. https://doi.org/10.31857/S2587556622030062 [In Russian].

Gusev E.M., Nasonova O.N. Modelirovaniye teplo- i vlagoobmena poverkhnosti sushi s atmosferoy. Modeling of heat and moisture exchange of the land surface with the atmosphere. Moscow: Nauka Publ., 2010: 327 p. [In Russian].

Kazakova E.V. Yezhednevnaya otsenka lokal'nykh znacheniy i ob"yektivnyy analiz kharakteristik snezhnogo pokrova v ramkakh sistemy chislennogo prognoza pogody COSMO-Ru. Daily assessment of local values and objective analysis of snow cover characteristics in the framework of the COSMO-Ru numerical weather forecast system. PhD thesis. Moscow, 2015: 181 p. [In Russian].

Kitaev L.M., Titkova T.B., Turkov D.V. Accuracy of reproduction of interannual variability of snow storages of the East European Plain by satellite data illustrated by the example of the GLOBSNOW (SWE) product. *Sovremennyie problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space. 2020, 17 (1): 164–175. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175 [In Russian].

Kitaev L.M., Titkova T.B. Zonal features of changes in snow storage of East European Plain (according to satellite observations). *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space. 2020, 17 (5): 167–178. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-167-178

Kryuchkov A.D. Prostranstvenno-vremennoe raspredelenie harakteristik snezhnogo pokrova na territorii Permskogo kraya. Spatial and temporal distribution of snow cover characteristics on the territory of the Perm region. PhD thesis. Perm: Perm State National Research University, 2021: 223 p. Retrieved from: http://www.psu.ru/files/docs/science/dissertatsionnye-sovety/kryuchkov/disser.pdf [In Russian].

Kryuchkov A.D., Kalinin N.A., Sidorov I.A. Quality of Snow Cover Characteristics Derived from ERA 5-Land Reanalysis for the Territory of Perm Krai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (3): 383–396. https://doi.org/10.31857/S2076673423030055 [In Russian].

Kuzmin P.P. Process tayaniya snezhnogo pokrova. The process of melting snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].

Meteorological monthly guide. *Ural'skoe UGMS.* Ural UGMS. 1990–2020, 9, 2 (1–5): 10–13 [In Russian].

Motovilov, Yu.G., Gelfan A.N. Modeli formirovaniya stoka v zadachakh gidrologii rechnykh basseynov. Models of runoff formation for the challenges of river basins hydrology. Moscow: Water problem Institute of RAS, 2018: 296 p. [In Russian].

Nastavlenie gidrometeorologicheskim stancijam i postam. Vyp. 3. Ch. 1. Meteorologicheskie nabljudenija na stancijah. Instruction to hydrometeorological stations and posts. V. 3. P. 1. Meteorological observations at the stations. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 300 p. [In Russian].

Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryaeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-86 [In Russian].

Prirodnye opasnosti Rossii: V 6 t. T. 5. Gidrometeorologicheskie opasnosti. Natural hazards of Russia: in 6 vol. Vol. 5. Hydrometeorological hazards / Ed. by G.S. Golitsyn,

A.A. Vasiliev. Moscow: Kruk Publisher, 2004: 296 p. [In Russian].

Pyankov S.V., Shikhov A.N. Geoinformacionnoe obespechenie modelirovanija gidrologicheskih processov i javlenij. Geo-information support for modeling of hydrological processes and phenomena. Perm: Perm State University, 2017: 148 p.

Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dinamika snegozapasov na ravninnoj territorii Rossii v lesu i v pole pri klimaticheskih izmenenijah. Dynamics of snow storages in forest and field of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 183–190. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-183-190 [In Russian].

Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculation of snow cover characteristics on lowland areas with the use of the SPONSOR model of local heat and moisture exchange and reanalysis data on the example of the Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

Turkov D.V., Sokratov V.S., Titkova T.B. Evaluation of snow storage in Western Siberia based on the land-surface model SPONSOR simulation using reanalysis data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 343–354. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-343-354 [In Russian].

Churyulin E.V. Ispol'zovaniye sputnikovoy i model'noy informatsii o snezhnom pokrove pri raschetakh kharakteristik vesennego polovod'ya. Using satellite-based and simulated snow cover information for calculating spring flood characteristics. PhD thesis. Moscow, 2019: 175 p. [In Russian].

Brown R.D., Brasnett B. Canadian Meteorological Centre (CMC) Daily Snow Depth Analysis Data, Version 1 [Data Set]. Boulder, Colorado, USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2010. https://doi.org/10.5067/W9FOYWH0EQZ3.

Copernicus Climate Data Store. Retrieved from: https://cds.climate.copernicus.eu/ Last access: July 15, 2024.

Integrated Forecast System Documentation – Cy45r1. Part IV: Physical Processes. ECMWF, 2018: 223 p. https://doi.org/10.21957/4whwo8jw0

Kelly R.E.J., Foster J.L. Dorothy K.H. The AMSR-E Snow Water Equivalent Product: Status and Future Development. Poster presented at the American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, CA, 2005.

Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. Hydrology and Earth System Science. 2010, 14 (2): 339–350. https://doi.org/10.5194/hess-14-339-2010

Loveland T.R., Reed B.C., Brown J.F., Ohlen D.O., Zhu Z., Youing L. Merchant J.W. Development of a global land cover characteristics database and IGB6 DISCover from the 1 km AVHRR data // International Journ. of Remote Sensing, 2000, 21: 1303–1330. https://doi.org/10.1080/014311600210191

Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. Earth System Science Data, 2021, 13 (9): 4349–4383. https://doi.org/0.5194/essd-13-4349-2021

Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin. Journ. of Geographical Sciences, 2018. 28 (2): 221–237. https://doi.org/10.1007/s11442-018-1469-x

Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J., Koskinen J. Bojkov B. Estimating Northern Hemisphere Snow Water Equivalent for Climate Research through Assimilation of Space-Borne Radiometer Data and Ground-Based Measurements. Remote Sensing of Environment. 2011, 115: 3517–3529. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.014

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 69–80

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 504.75.06:332.362:911.9

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ДАЛЬНОСТИ ВЫБРОСА ЛАВИН НА КРАСНОЙ ПОЛЯНЕ ПРИ ОТСУТСТВИИ ДАННЫХ ПРЯМЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2025 г. Е. Д. Жукова*, А. С. Турчанинова, Н. В. Коваленко, Д. А. Петраков

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

**e-mail: zhukova.geo@mail.ru*

Поступила 12.10.2024 г.
После доработки 03.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Выполнена оценка дальности выброса лавин на неосвоенном участке северного склона хребта Аибга на Красной Поляне. Проанализированы преимущества и недостатки применения разных подходов к оценке дальности выброса лавин в природных условиях с ярко выраженными фитоиндикационными признаками. Отражена значимость подхода, сочетающего в себе несколько методов, при определении количественных параметров лавин заданной обеспеченности.

Ключевые слова: снежная лавина, дальность выброса лавины, лавинная опасность, математическое моделирование, RAMMS

DOI: 10.31857/S2076673425010057, **EDN**: GZHSSJ

ВВЕДЕНИЕ

Развитие существующих горнолыжных курортов в России (курорты Красной Поляны, Архыз, Домбай, Эльбрус и др.) и проектирование новых (Парк 3 вулкана, Мамисон, Ведучи и др., (https://кавказ.рф) требует детальной оценки лавинной опасности. Ряд этих проектов реализуется в тех горных районах, где снеголавинных наблюдений нет, фактические данные о сходе лавин отсутствуют или представлены эпизодическими наблюдениями. В этом случае особенно актуальным становится выбор наиболее достоверной методики, максимально точно оценивающей границы зон распространения лавин разной повторяемости для принятия обоснованных решений по размещению проектируемых сооружений и их защиты.

Сход снежных лавин оказывает значительное влияние на растительность, особенно в районах со зрелым лесом. Одними из косвенных признаков лавинной опасности территории служат геоботанические, например, уничтожение растительности, замена видов, запаздывание фенологических фаз и другие. На основе ландшафтно-индикационного метода по выраженности следов лавинной деятельности в лесной растительности можно определить лавинный режим – тип лавин, границы их распространения, давление, а также повторяемость схода (Акифьева, 1980). Это характерно и для района Красной Поляны, где есть лавинные прочёсы. Подробнее метод рассмотрен ниже.

Рекомендуемый к использованию в отечественной практике нормативный документ для расчёта количественных параметров снежных лавин – это СП 428.1325800.2018. Он опирается на работу В.П. Благовещенского (1991) с рядом уточнений. В данном нормативе для оценки дальности выброса в неизученных районах (приложение Б) рекомендовано использование графоаналитического метода. Метод наследует модель материальной точки (Козик, 1962; Perla et al., 1980; Lied, Bakkehøi, 1980 и др.) и основан на статистической обработке большого массива фактических данных. Преимущества методики заключаются в её относительной простоте, удовлетворительном расчёте дальности выброса и скорости лавин, а недостаток – в отсутствии методики оценки боковых границ распространения лавин.

При этом в пункте 4.11.37 СП 428.1325800.2018 указана возможность использования математического моделирования для оценки количественных параметров снежных лавин. Модели гидравлического типа (к примеру, модель Фельми-Зальма (Voellmy, 1955; Salm, 1965) используются для описания поведения снежной лавины, которая движется как жидкость под действием гравитации. Эти модели основаны на законах сохранения массы, импульса и энергии, а также уравнении

неразрывности. Такие модели, например, Aval-1D (одномерная), RAMMS, SamosAT (двумерные) широко используются в зарубежной практике оценок лавинной опасности и имеют удобный пользовательский интерфейс. Двумерные модели движения лавин позволяют получать, в том числе, боковые границы растекания лавин на основе цифровой модели рельефа с учётом заданных коэффициентов трения, определяемых полуэмпирическим путём.

В качестве места исследования выбран неосвоенный северный склон хребта Аибга, расположенный восточнее горного курорта «Роза Хутор». Преимуществом данного участка являются хорошо выраженные в растительности признаки лавинной деятельности – лавинные прочёсы. По границам смены растительности представляется возможным оценить достоверность расчётных границ дальности выброса лавин разной обеспеченности на основе фактической информации о характере растительности, полученной в результате рекогносцировочного обследования и анализа данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Авторы сознательно не оценивали параметры лавин на существующих курортах, поскольку в настоящее время там производятся принудительные спуски лавин, и лавины больше не достигают своих предельных размеров, то есть естественные природные границы могут быть стёрты и не актуальны. Для определения количественных параметров лавин заданной обеспеченности авторы сопоставили возможности использования методики, рекомендуемой в приложении Б СП 428.1325800.2018 (статистическое моделирование), и двумерной математической модели RAMMS, которая ранее широко применялась для оценки дальности выброса лавин в районе исследования (Коровина и др., 2021).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАВИН В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рельеф. Хребет Аибга простирается с северо-запада на юго-восток параллельно Главному Кавказскому хребту и служит составной частью Южного Передового хребта, разделяя долины рек Мзымта и Псоу. Глубина расчленения рельефа на участке исследования превышает 1800 м (от 700 м в днище долины р. Мзымта до 2509 м, гора Каменный Столб). Особенностью рельефа является его сложность: преобладают деформированные кары, разделяющиеся на несколько камер, из которых лавины могут сходить как по отдельности в случае схода регулярных относительно небольших по объёмам лавин, так и одновременно в случае схода лавин больших объёмов; разные кары и денудационные воронки имеют общие зоны транзита и/или отложения; перегибы склонов; склоны довольно крутые от 20–35 до 50–70°. Основная часть территории соответствует диапазону углов наклона (от 25 до 60°), в котором сход лавин наблюдается чаще всего (Божинский, Лосев, 1987; Благовещенский, 1991).

Климат. Основные характеристики климата и лавинного режима описаны в (География лавин, 1992; Трошкина, 1992; Атлас..., 1997). Высота снежного покрова изменяется в большом диапазоне и зависит от микрорельефа и экспозиции склона. Средняя многолетняя высота снежного покрова в высотном интервале образования крупных снежных лавин (2200–2300 м) превышает 3 м, при максимальной около 8 м по данным м/с «Ачишхо», 1880 м (Погорелов, 2002; Заруднев, 2004).

Регулярных снеголавинных наблюдений непосредственно на участке исследования не проводилось, хотя имеются наблюдения противолавинных служб (ПЛС) на сопредельных горнолыжных курортах (ГК) на Красной Поляне.

Среднее многолетнее значение максимальной за год высоты снежного покрова в 2007–2024 гг. на основе анализа данных снегомерных реек противолавинной станции горного курорта (ПЛС ГК) «Роза Хутор» изменяется в диапазоне от 175 см на высоте 1000–1100 м до 343 см на высоте 2200–2500 м (табл. 1). Данные фактических наблюдений в целом хорошо согласуются с оценками (Погорелов, 2002), но в отдельных интервалах высот (1200–1400 м) превышают их. Следует отметить, что среднемаксимальная высота снежного покрова на метеостанции «Красная Поляна» в 2008/09–2021/22 гг. составила 66 см (https://rp5.ru/), что ниже среднего многолетнего значения 72 см (Научно-прикладной справочник «Климат России» 2000, 2011 и 2024 гг. ВНИИГМИ-МЦД). Поэтому в среднемаксимальные значения высоты снежного покрова были внесены

Таблица 1. Среднее многолетнее значение максимальной за год высоты снежного покрова *h* (ПЛС Роза-Хутор, данные 2008/09–2021/22 гг.) и рассчитанная по СП 428.1325800.2018 максимальная декадная высота снежного покрова 1%-й обеспеченности

Абс. высота, км	Среднемаксимальная высота снежного покрова *h*, см	Высота снежного покрова 1%-й обеспеченности $h_{1\%}$, см
0.8–1.0	131	225
1.0–1.2	175	295
1.2–1.4	214	347
1.4–1.6	269	426
1.6–1.8	327	527
1.8–2.0	344	547
2.0–2.2	338	531
2.2–2.5	343	537

коррективы, учитывающие пониженную снежность периода 2009–2022 гг. Обеспеченные значения высоты снежного покрова рассчитывались методом Монте-Карло, рекомендуемым СП 428.1325800.2018, число случайных чисел составляло 1000.

Отмечено, что интенсивность выпадения твёрдых осадков на хребте Аибга может быть очень велика (Олейников, 2010; Олейников, Володичева, 2020). За один снегопад, который может длиться несколько суток, может выпасть от 0.5 до 1.5 м и более нового снега (География лавин, 1992; Казаков и др., 2012; Коровина и др., 2021). Анализ данных фактических наблюдений за лавинами на территории горного курорта «Роза Хутор» за период наблюдений 2007–2024 гг. показал, что наиболее крупные лавины на Красной Поляне сходят, как правило, вовремя или сразу после снегопадов.

Помимо снегопадов, на зарождение лавин на хребте Аибга влияет метелевый перенос. По наблюдениям снеголавинной станции (СЛС) «Аибга», преобладающие направления ветров в пригребневой зоне хребта – южное и юго-западное. Это способствует метелевому переносу снега с южного склона на северный, а также образованию снежных карнизов в пригребневой зоне хребта Аибга. Среднемесячная температура воздуха в январе по мере увеличения высоты местности уменьшаются от плюс 0.8 °С (метеостанция Красная Поляна, 566 м) до минус 5.9 °С (на высоте 2250 м).

Растительность. На участке исследования произрастает зрелый пихтовый и буково-пихтовый лес (толщина стволов достигает в среднем более 60 см в неподверженных воздействию лавин зонах) с выраженными участками без леса или с криволесьем (лавинными прочёсами). До абсолютных высот около 1500 м отмечаются практически полностью залесённые склоны, а выше до абсолютных высот 1900 м – частично залесённые водоразделы. Выше 1900 м лесная растительность почти повсеместно отсутствует. Преобладает альпийская растительность, представленная разнотравьем и кустарниками – рододендронами. На этих участках отмечается высокая степень задернованности. На склонах имеются чётко выраженные лавинные прочёсы в лесу – вытянутые вдоль зоны транзита участки без древесной растительности или с молодой порослью ольхи, граба и бука, как правило, шириной до 50 м (рис. 1). В районе исследования отмечены случаи схода небольших по объёму снежных лавин со склонов, занятых древесной растительностью (Казаков и др., 2012; Казакова и др., 2020).

Таким образом, благоприятные факторы лавинообразования – альпийский рельеф со значительной крутизной склонов, интенсивные снегопады и большое количество твёрдых осадков, а также характер растительности – обеспечивают высокую лавинную активность.

Рис. 1. Неосвоенный северный склон хребта Аибга, на котором отчётливо прослеживаются лавинные прочёсы. Фото А.С. Турчаниновой, март 2022 г.

Fig. 1. The undeveloped northern slope of the Aibga ridge, on which avalanche sweeps are clearly visible. Photo by A.S. Turchaninova, March 2022

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

Для оценки границ распространения лавин в летний период 2021 г. выполнено полевое пешее и аэровизуальное рекогносцировочное обследование изучаемой территории с целью поиска следов воздействия лавин, выраженных в ландшафте, а также определения характера подстилающей поверхности и растительности в лавиносборах.

После полевого этапа проведён комплекс камеральных работ, который включал в себя: дешифрирование космических и ортофотоснимков; статистическое моделирование параметров снежных лавин согласно СП 428.1325800.2018; математическое моделирование снежных лавин в программе RAMMS; геоинформационное картографирования границ распространения лавин. Подчеркнём, что небольшие лавины, формирующиеся в лесу на потенциальных лавиноопасных склонах, не рассматривались.

Рассчитанные параметры лавин могут различаться из-за разного подхода к выделению зон зарождения. Боковые границы лавинных очагов проводились по положительным перегибам рельефа (гребням, выходам скал, заломам в горизонталях). Границы лавинных очагов уточнялись с учётом характера растительности на основе дешифрирования аэро- (полученных с БПЛА, MavicPro, в сентябре и октябре 2021 г.), ортофотопланов, составленных на основе аэрофотосъёмки (2014 и 2021 гг.),

и космических снимков (доступных в сети Интернет через сервисы QGIS). В действующих нормативных документах и научных работах до сих пор нет критерия, который бы позволил чётко разделять лавинные очаги, в которых формируются лавины определённой повторяемости. В условиях массового схода лавин при особо благоприятных для лавинообразования условиях снегонакопления даже обособленные лавинные очаги могут срабатывать единовременно в виде лавин, что уже наблюдалось ранее на соседней территории ГК «Роза Хутор». На рассматриваемой территории практически повсеместно наблюдаются сложные многокамерные формы рельефа, которые очень сложно, а иногда невозможно разделить между собой на лавинные очаги при условии отсутствия данных фактических наблюдений за лавинами в них. Не исключено единовременное формирование лавин из нескольких лавинных очагов.

Ландшафтно-индикационный метод. Для установления границ дальности выброса лавин разной повторяемости использован ландшафтно-индикационный метод (Акифьева, 1980). На основе ортофотоснимка с разрешением 20 см (дата съёмки – сентябрь 2021 г.), предоставленного ГК «Роза Хутор», выполнено дешифрирование границ следов действия лавин, в зависимости от смены видового состава, возраста и высоты древостоя (рис. 2), которая определяется по дешифровочным признакам на ортофотоснимке с учётом полевой верификации. Луга перекрываются лавинами несколько раз в год. Кустарники и берёзовое криволесье высотой до 10 м перекрываются лавинами ежегодно; лавины, уничтожающие взрослый буковый лес высотой до 20 м, сходят через 40–60 лет. Зрелый пихтовый лес, примыкающий к лавиноопасной зоне и достигающий высоты 30 м, поражается лавинами раз в 50 лет и уничтожается катастрофическими лавинами раз в 200 лет (Акифьева, 1980).

Таким образом, результаты количественных расчётов дальности выброса снежных лавин определённой повторяемости должны согласовываться с фитоиндикационными границами, четко выраженными на местности и снимках.

Методика СП 428.1325800.2018. В отечественном лавиноведении широко известен графоаналитический метод С.М. Козика (1962), который положен в основу СП 428.1325800.2018 для определения дальности выброса и скорости лавины. Математическая модель одномерна, т.е. расчёты выполняются вдоль линии продольного профиля и, несмотря на простоту расчётов, имеет ряд ограничений. Она не позволяет учесть особенности сложного рельефа на участке исследования, отсутствует возможность учёта растекания лавины по неровностям рельефа (для определения ширины лавины в СП 428.1325800.2018 нет соответствующих формул) с учётом характера растительности и особенно на конусах выноса в днищах долин. В том числе не всегда очевидно, как именно проводить продольные профили. Теоретически учесть растекание лавинного потока можно путём проведения нескольких расчётных профилей, но это практически невозможно выполнить, если следовать требованию продольного проложения профилей.

С использованием морфометрических данных лавинных очагов, а также значений снежно-метеорологических параметров, по таблицам Б.6 и Б.7 СП 428.1325800.2018 были определены значения коэффициентов общего сопротивления движению лавин (или tgψ). Согласно СП 428.1325800.2018, обеспеченность значения tgψ соответствует обеспеченности водозапаса в зоне зарождения лавин. Водозапас в зонах зарождения принимался равным 600 мм для определения дальности выброса лавин редкой повторяемости как наибольший из возможных, согласно рекомендациям СП 428.1325800.2018.

Математическое моделирование с использованием программы RAMMS. Для расчёта дальности выброса и границ распространения лавин использована модель RAMMS (Christen et al., 2010; Турчанинова и др., 2015; Bartelt et al., 2017), реализованная в виде программного продукта. Эта модель неоднократно была апробирована на Северном Кавказе (Турчанинова и др., 2015) и на Красной Поляне в частности (Родионова и др., 2018; Коровина и др., 2021), и показала там свою эффективность. В качестве входных параметров, от которых зависят результаты моделирования, использовались: цифровая модель рельефа (ЦМР с пространственным разрешением 5 м); границы лавинных очагов (зон зарождения) и высота формирующих лавину слоев снега; граница лесной растительности, которая влияет на значения коэффициентов трения; коэффициенты μ (сухого или кулоновского) и ζ (вязкого или турбулентного) трения, которые заданы в соответствии с рекомендациями руководства пользователя для условий Красной Поляны (RAMMS, 2017). Используемая для расчётов версия модели RAMMS не позволяет моделировать снеговоздушное облако лавин, поэтому смоделированные границы не показывают область действия воздушной волны.

Расчёт высоты формирующих лавину слоёв выполнялся по методике, рекомендованной разработчиками программы RAMMS (2017), учитывающей прирост высоты снежного покрова за трёхдневный снегопад (72 часа) с периодом повторяемости 1 раз в 100 лет. Для определения значения прироста высоты снежного покрова за трёхдневный снегопад 1%-й обеспеченности выполнен анализ данных фактических наблюдений за высотой снежного покрова на территории ГК «Роза Хутор» в 2008–2022 гг. (рис. 3, *а, в*) и построена кривая обеспеченности на основе распределения Гумбеля (рис. 3, *б*).

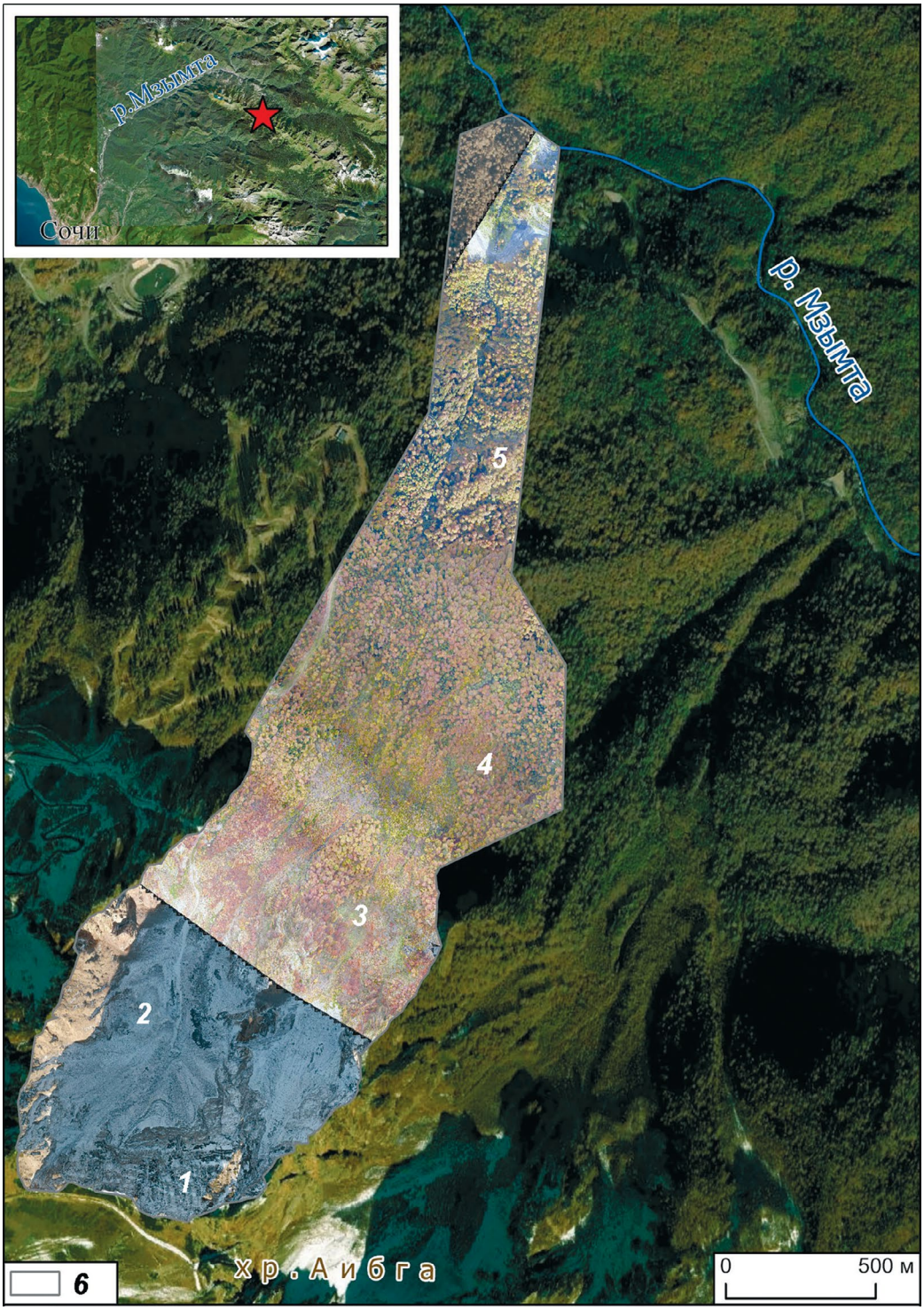


Рис. 2. Типы растительности, выделенные по мозаике ортофотоснимков (верхняя часть исследуемого участка – ортофото 2014 г., нижняя – ортофото 2021 г.). Цифрами обозначены участки: *1* – без растительности; *2* – разнотравье; *3* – кустарники и криволесье; *4* – буковый лес; *5* – пихтовый лес; *6* – граница рассматриваемого участка. Звёздочкой на схеме-врезке показано местоположение рассматриваемого участка. Подложка Esri, Maxar, Earthstar Geographics, and the GIS User Community

Fig. 2. Vegetation types identified from the mosaic of orthophotos (the upper part of the study area is an orthophoto from 2014, the lower part is an orthophoto from 2021). Numbers indicate the following areas: *1* – without vegetation; *2* – grassland; *3* – shrubs and curvilinear forest; *4* – beech forest; *5* – fir forest; *6* – site boundary. The asterisk on the inset diagram shows the location of the site under consideration. Esri, Maxar, Earthstar Geographics, and the GIS User Community

Рис. 3. (*а*) Высота снежного покрова в цирке «Роза Хутор» в период с 2008 по 2022 г. на абс. высоте около 2100 м: *1* – 2008/09 г.; *2* – 2009/10 г.; *3* – 2010/11 г.; *4* – 2011/12 г.; *5* – 2012/13 г.; *6* – 2013/14 г.; *7* – 2014/15 г.; *8* – 2015/16 г.; *9* – 2016/17 г.; *10* – 2017/18 г.; *11* – 2018/19 г.; *12* – 2019/20 г.; *13* – 2020/21 г.; *14* – 2021/22 г.
(*б*) Кривая обеспеченности максимальных значений прироста высоты снежного покрова (см) за трёхдневный снегопад на участке исследования
(*в*) Максимальные значения приростов высоты снежного покрова за трёхдневный снегопад:
1 – 2008/09 г.; *2* – 2009/10 г.; *3* – 2010/11 г.; *4* – 2011/12 г.; *5* – 2012/13 г.; *6* – 2013/14 г.; *7* – 2014/15 г.; *8* – 2015/16 г.; *9* – 2016/17 г.; *10* – 2017/18 г.; *11* – 2018/19 г.; *12* – 2019/20 г.; *13* – 2020/21 г.; *14* – 2021/22 г.

Fig. 3. (*a*) Snow cover height in the "Rosa Khutor" cirque from 2008 to 2022 at an absolute altitude of about 2100 m: *1* – 2008/09; *2* – 2009/10; 3 – 2010/11; *4* – 2011/12; *5* – 2012/13; *6* – 2013/14; *7* – 2014/15; *8* – 2015/16; *9* – 2016/17; *10* – 2017/18; *11* – 2018/19; *12* – 2019/20; *13* – 2020/21; *14* – 2021/22.
(*б*) Probability of maximum values of snow height increase (cm) during a three-day snowfall in the study area
(*в*) Maximum snow height increases during a three-day snowfall:
1 – 2008/09; *2* – 2009/10; *3* – 2010/11; *4* – 2011/12; *5* – 2012/13; *6* – 2013/14; *7* – 2014/15; *8* – 2015/16; *9* – 2016/17; *10* – 2017/18; *11* – 2018/19; *12* – 2019/20; *13* – 2020/21; *14* – 2021/22

При использовании рассмотренной методики оседание снежного покрова (возможно более 20% за 3 дня) предполагалось уже косвенно учтённым. Для учёта метелевой аккумуляции снега было принято решение добавить 50% к полученным значениям приростов высоты снежного покрова, учитывая расположение территории исследования на подветренном склоне. Дополнительно был учтён средний угол наклона зон зарождения лавин на основе коэффициента устойчивости снежного покрова (f (φ), зависящего от крутизны склона (φ). Предполагается, что устойчивость снежного покрова снижается с увеличением угла наклона склона, то есть чем круче склоны, тем быстрее они разгружаются от снега, а на склонах круче 60° снег уже не удерживается.

Таким образом, с учётом средней абсолютной высоты лавинных очагов и их средних уклонов были рассчитаны значения высоты формирующих лавину слоёв в них (максимальных приростов снежного покрова за трёхдневный снегопад) 1%-й обеспеченности, которые составили от 1.15 до 1.81 м.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате дешифрирования ортофотоснимка с использованием ландшафтно-индикационного метода и с учётом полевой верификации составлена карта растительности (рис. 4, *а*), на которой отчётливо прослеживаются лавинные прочёсы шириной около 50 м, покрытые кустарниковым криволесьем.

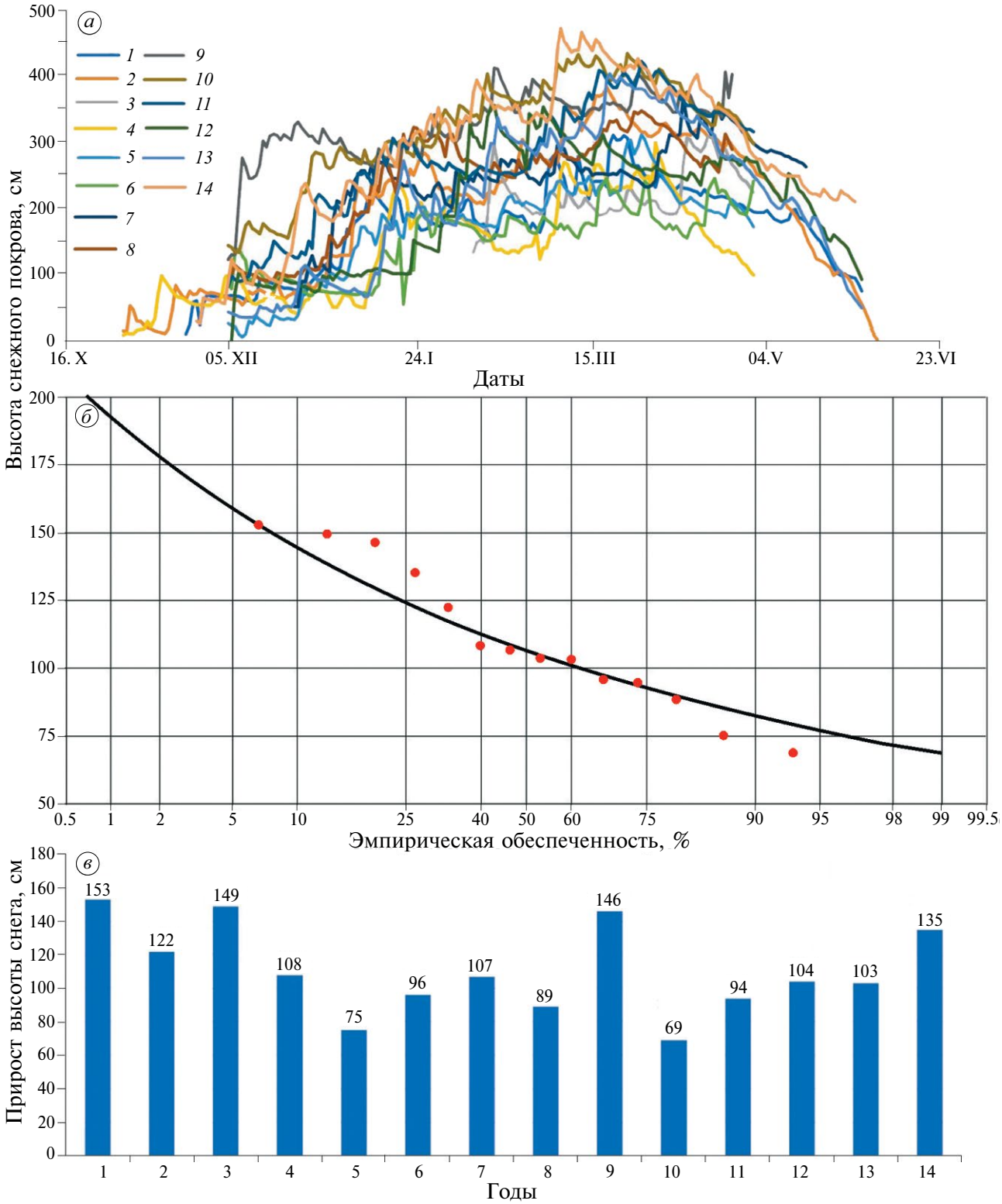
Рассмотрены методики оценки параметров лавин и выполнены снеголавинные расчёты с их применением. На основе всех полученных данных на исследуемой территории авторы выделили границы 37 лавинных очагов. В RAMMS выполнено математическое моделирование лавин с периодом повторяемости 1 раз в 100 лет.

Для проведения продольных профилей по одномерной модели, согласно СП 428.1325800.2018, использованы лавинные очаги, в которых наиболее вероятно могут образовываться крупные лавины редкой обеспеченности (рис. 4, *в*). Рекомендации СП 428.1325800.2018 при выделении лавинных очагов несколько отличаются от рекомендаций по работе с программой RAMMS, в которой, как правило, в качестве лавинного очага рассматривается верхняя часть склона для осовов или воронкообразное расширение для канализированных лавин, где происходит единовременный отрыв пласта снега. Большинство расчётных значений tgψ оказались близки к значению 0.27, рекомендованному для определения максимальной дальности выброса лавин СП 428.1325800.2018, а некоторые ещё меньше 0.27 (чем меньше tgψ, тем больше расчётная дальность выброса лавин).

Лавинные прочёсы, определённые ландшафтно-индикационным методом, хорошо согласуются с результатами моделирования лавин в RAMMS (табл. 2). Профили (см. рис. 4, *в*) отражают максимальные рассчитанные дальности выброса из 37 лавинных очагов по методике, описанной в СП 428.1325800.2018. Только в зоне отложения лавин (на высоте 1300–1400 м) в восточной части исследованного участка результаты моделирования завышают границы дальности выброса лавин (рис. 4, *б*), выраженные в растительности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фактические данные по самым разным горным районам показывают, что толщина сорвавшегося пласта снега чаще всего находится в пределах 50–100 см и очень редко достигает 200 см, хотя высота снега при этом может быть значительно больше. При высоте снега более 300 см не обнаруживается достоверной связи толщины сорвавшегося снежного пласта с высотой снега. В таких случаях за среднее значение толщины сорвавшегося снежного пласта можно принимать 100 см, а предельные значения рассчитывать исходя из нормального закона распределения



со средним квадратическим отклонением 50 см (Благовещенский, 1991). Полученные в настоящем исследовании значения приростов высоты снежного покрова за трёхдневный снегопад согласуются с утверждениями В.П. Благовещенского (1991), методика которого была положена в основу приложения Б СП 428.1325800.2018. Подмечено, что в данном случае речь идёт о средней высоте формирующих лавину слоёв (или толщине отрыва снега) в зоне ее зарождения, при этом значения

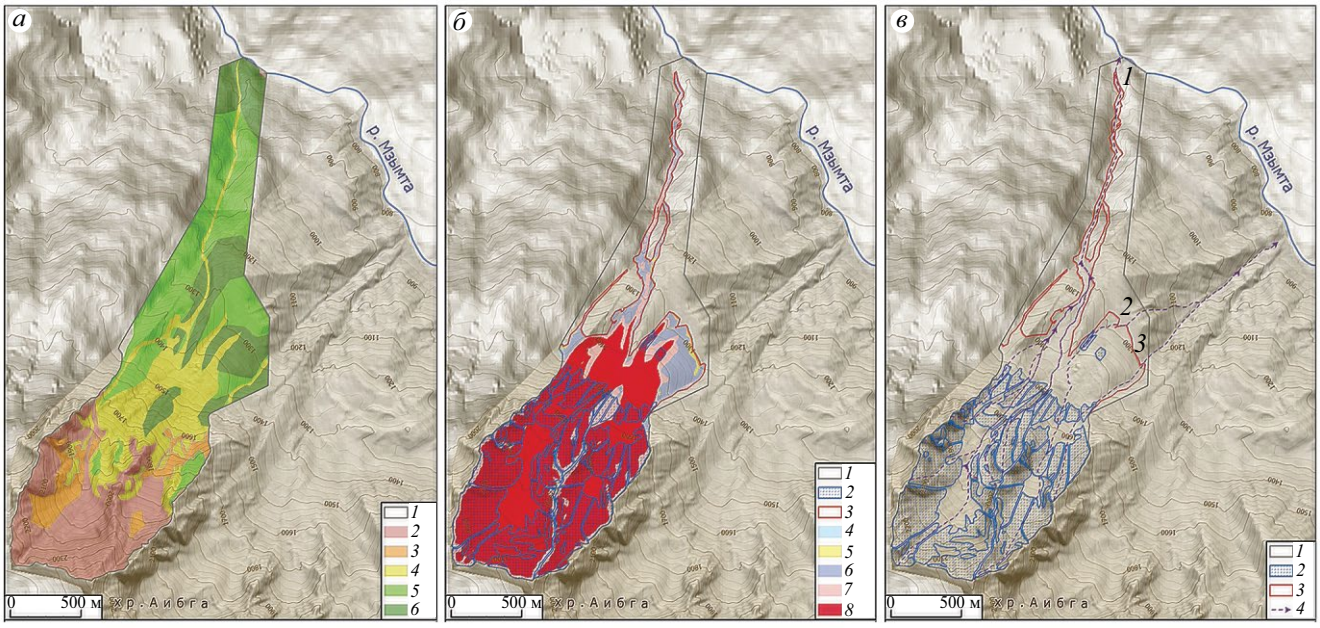


Рис. 4. (*а*) Схема типов растительности:
1 – граница рассматриваемого участка; *2* – отсутствие растительности; *3* – разнотравье возрастом около 1 года; *4* – кустарники и криволесье возрастом менее 5 лет; *5* – зрелый буковый лес возрастом более 30 лет; *6* – зрелый пихтовый лес возрастом более 50 лет
(*б*) Максимальные значения давления лавин, рассчитанные в RAMMS:
1 – граница рассматриваемого участка; *2* – зоны зарождения лавин; *3* – лавиноопасная зона, рассчитанная по RAMMS; максимальное давление моделируемых лавин, кПа: *4* – менее 1; *5* – 1–3; *6* – 3–30; *7* – 30–100; *1* – более 100
(*в*) Дальность выброса лавин:
1 – граница рассматриваемого участка; *2* – зоны зарождения лавин; *3* – лавиноопасная зона, рассчитанная по RAMMS; *4* – основные профили для расчёта дальности выброса лавин по СП 428.1325800.2018; цифрами на карте отмечены ключевые участки

Fig. 4. (*a*) Vegetation map:
1 – site boundary; *2* – absence of vegetation; *3* – mixed grass with the age of about 1 year; *4* – shrubs and brushwood with the age of less than 5 years; *5* – mature beech forest with the age of more than 30 years; *6* – mature fir forest over 50 years old
(*б*) Maximum avalanche pressure values calculated in RAMMS:
1 – site boundary; *2* – avalanche release zones; *3* – avalanche danger zone calculated with RAMMS; maximum pressure of modeled avalanches, kPa: *4* – less than 1; *5* – 1–3; *6* – 3–30; *7* – 30–100; *1* – more than 100
(*в*) Avalanche run-out distance:
1 – site boundary; *2* – avalanche release zones; *3* – avalanche danger zone calculated with RAMMS; *4* – profiles for calculating the avalanche run-out distance according to SP 428.1325800.2018; the numbers on the map indicate areas of interest

Таблица 2. Превышение дальности выброса лавин по профилю относительно ландшафтно-индикационного метода, м

Метод	Ключевой участок (см. рис. 4, *в*)		
	1	2	3
Графоаналитический метод (СП 428.1325800.2018) при водозапасе 600 мм	+120	+1040	+1800
Математическое моделирование в программе RAMMS с учетом трёхдневных снегопадов	0	+50	+300

толщины оторвавшегося снега на линии отрыва могут значительно превышать средние значения в зоне зарождения.

Отмечено, что полученные результаты в программе RAMMS напрямую зависят от входных параметров. Поэтому с учётом сложности рельефа, необходимо верифицировать результаты на основе данных фактических наблюдений, а при их отсутствии, соотносить полученные границы распространения лавин с выделенными участками растительности разного возраста. Это позволит убедиться в соответствии модельных выводов реальным условиям. Низкое давление лавин не уничтожает зрелый древостой (см. рис. 4, *а, б*), но может

повредить более молодой лес (рис. 5) (Божинский, Лосев, 1987).

В графоаналитическом методе помимо заданных данных о высоте снежного покрова и водозапасе в нём ключевую роль при оценке дальности выброса лавин играет выделение лавинных очагов и проведение продольных профилей. Проведение этих профилей в соответствии с требованием их продольности, согласно СП 428.1325800.2018, позволяет корректно оценить максимальную дальность выброса, но затрудняет оценку боковых границ растекания лавины, так как в этом случае профили приходится проводить не по нормали к горизонталям.

Общим недостатком этих методик является недостаточное понимание поведения лавинных очагов в условиях сложного рельефа. Определение срабатывания зон зарождения по отдельным камерам или их совместного схода остаётся одним из открытых вопросов.

При анализе полученных результатов по дальности выброса лавин, оцененных разными методами (см. табл. 2; рис. 4, *в*), можно сделать вывод, что наиболее точно относительно эталонного (ландшафтно-индикационного) метода границы распространения лавин редкой обеспеченности воссоздаются с помощью математического моделирования в RAMMS. Для трёх ключевых участков (см. рис. 4, *в*) границы практически совпадают или немного превышают уже существующий лавинный прочёс (ключевой участок № 3). По графоаналитическому методу максимальные расчётные дальности выброса лавин сильно превышают видимые в растительности границы. Важно отметить, что участки без лесной растительности вдоль тальвегов не всегда связаны со сходом лавин, а служат водотоками в крутых врезах (ключевой участок № 1). Однако определение характеристик точности результатов ни одна из методик не предусматривает, поэтому значимость их различий не определена.

ВЫВОДЫ

Район Красной Поляны и рассмотренный в работе неосвоенный северный склон хребта Аибга характеризуются высокой лавинной активность с чётко выраженными косвенными фитоиндикационными признаками воздействия лавин в лесной зоне. На этой основе можно получить представление о границах распространения лавин и их дальности выброса разной повторяемости.

Результаты работы показали, что оценка достоверности результатов моделирования границ воздействия лавин в RAMMS и расчётов

Рис. 5. Повреждённые стволы молодого букового леса. Фото Д.А. Петракова, октябрь 2022 г.

Fig. 5. Damaged trunks of young beech forest. Photo by D.A. Petrakov, October 2022

дальности выброса на основе методики из СП 428.1325800.2018 может быть выполнена на основе ландшафтно-индикационного метода в результате анализа фитоиндикационных признаков, чётко выраженных в растительности. Полученные выводы ожидаемо будут применимы для территорий со схожими рельефом, снежностью и растительностью, а также типом лавинного режима. Установлено, что в районе Красной Поляны результаты моделирования границ распространения лавин с периодом повторяемости 1 раз в 100 лет, смоделированные в RAMMS, соответствуют границам соответствующего возраста, выраженным в растительности и установленным на основе ландшафтно-индикационного метода. Это подтверждает достоверность полученных результатов моделирования в RAMMS с заданным периодом повторяемости. Зоны высокого (более 30 кПа) давления лавин, рассчитанного в RAMMS, хорошо соотносятся с полностью незалесёнными лавинными прочёсами, определёнными как по данным полевых исследований, так и в результате их дешифрирования по методике (Акифьева, 1980).

Результаты расчётов дальности выброса лавин, полученные на основании СП 428.1325800.2018 с учётом заданных исходных параметров, в большинстве крупных лавиносборов превышают нижние границы воздействия лавин, выраженные в растительности и установленные на основе ландшафтно-индикационного метода. Отсутствие рекомендаций по оценке боковых границ растекания лавин в зоне их остановки в условиях сложного рельефа Красной Поляны сильно усложняет определение нижних и боковых границ лавиносборов.

Сочетание разных подходов и методов определения дальности выброса лавин, взаимодополняющих друг друга, а также набор определённой статистики результатов расчёта и их соответствия друг другу позволит в будущем прийти к более достоверным её оценкам, а также не только качественным, но и количественным оценкам точности расчетных значений.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам Противолавинной службы горного курорта «Роза Хутор» за предоставленные материалы о высоте снежного покрова, позволившей провести необходимые расчёты. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова 121051300175-4 «Опасность и риск природных процессов и явлений» (моделирование лавин) и 121051100164-0 «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (выявление фитоиндикационных признаков лавинной деятельности).

Acknowledgements. The authors sincerely thank the experts from the Avalanche Prevention Service of the Rosa Khutor mountain resort for the data on the snow cover height, which made it possible to carry out the necessary calculations. The study was conducted under the state assignment of Lomonosov Moscow State University 121051300175-4 “Danger and risk of natural processes and phenomena” (avalanche modeling) and 121051100164-0 “The cryosphere evolution under climate change and anthropogenic impact” (identification of phytoindication signs of avalanche activity).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акифьева К.В. Методическое пособие по дешифрированию аэрофотоснимков при изучении лавин. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 49 с.

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира: Т. 2. Кн. 1 / Ред. В.М. Котляков. М.: Изд. Российской академии наук, 1997. С. 98–105.

Благовещенский В.П. Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата: Гылым, 1991. 115 с.

Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: ГИМИЗ, 1987. 280 с.

География лавин / Ред. С.М. Мягков, Л.А. Канаев. М.: Изд-во МГУ, 1992. 332 с.

Заруднев В.М., Салпагаров А.Д., Ильичев Ю.Г., Хома И.И. Снежные лавины Западного Кавказа. Ставрополь: Изд-во «Орфей», 2004. 192 с.

КАВКАЗ. РФ // Электронный ресурс. https://кавказ.рф Дата обращения: 26.09.2024.

Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Казакова Е.Н. Лавинные процессы в бассейне реки Мзымты и проблемы противолавинной защиты Олимпийских объектов в Красной Поляне // ГеоРиск. 2012. № 2. С. 10–29.

Казакова Е.Н., Боброва Д.А., Казаков Н.А. Проблемы недооценки лавинной опасности как причина лавинных катастроф // Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению. 2020. С. 274–279.

Козик С.М. Расчёт движения снежных лавин. Л.: ГИМИЗ, 1962. 76 с.

Коровина Д.И., Турчанинова А.С., Сократов С.А. Оценка эффективности противолавинных мероприятий на горнолыжном курорте «Красная Поляна» // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 359–376.

Научно-прикладной справочник «Климат России» 2000–2011–2024 ВНИИГМИ-МЦД.

Олейников А.Д. Снежность зим в районе Красной Поляны (Западный Кавказ) // Вест. Московского ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 2. С. 39–45.

Олейников А.Д., Володичева Н.А. Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 521–532.

Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 287 с.

Расписание Погоды // Электронный ресурс. https://rp5.ru/ Дата обращения: 01.10.2024.

Родионова П.М., Турчанинова А.С., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Методика учёта лавинной опасности при территориальном планировании в России // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 245–257. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-398

СП 428.1325800.2018 «Инженерные изыскания для строительства в лавиноопасных районах. Общие требования». М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ, 2019. IV + 58 с.

Трошкина Е.С. Лавинный режим горных территорий СССР (Итоги науки и техники. Сер. Гляциология. Вып. 11) / Ред. К.С. Лосев. М.: ВИНИТИ, 1992. 184 с.

Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // ГеоРиск. 2015. № 4. С. 42–47.

Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS User Manual v 1.7.0 Avalanche. Davos: SLF. 2017. V. 97 c.

Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 63. No. 1–2. P. 1–14.

Lied K., Bakkehøi S. Empirical calculations of snow–avalanche run–out distance based on topographic parameters // Journal of Glaciology. 1980. T. 26. № 94. P. 165–177.

Perla R., Cheng T.T., McClung D.M. A two-parameter model of snow-avalanche motion // Journal of Glaciology. 1980. V. 26. No. 94. P. 197–207.

Salm B. Contribution to avalanche dynamics // Scientific aspects of snow and ice avalanches. Proc. of the Davos Symposium. Davos, Switzerland, 1965. P. 199–214.

Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen // Schweizerische Bauzeitung. 1955. V. 73. No. 12. P. 159–165; No. 15. P. 212–217; No. 17. P. 246–249; No. 19. P. 280–285.

Citation: *Zhukova E.D., Turchaninova A.S., Kovalenko N.V., Petrakov D.A.* Assessment of avalanche runout distance at Krasnaya Polyana in the absence of direct observational data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2025, 65 (1): 69–80. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010057

Assessment of avalanche runout distance at Krasnaya Polyana in the absence of direct observational data

© 2025 E. D. Zhukova#, A. S. Turchaninova, N. V. Kovalenko, D. A. Petrakov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
#e-mail: zhukova.geo@mail.ru

Received October 12, 2024; revised December 3, 2024; accepted December 25, 2024

The purpose of this work was the effort to estimate the distance of snow avalanche runout on the undeveloped slope of the Aibga ridge in Krasnaya Polyana using the landscape-indicative method together with statistical analysis and numerical simulation. The approach to solving this problem is considered, combining: analysis of snow depth data and information about avalanches in the adjacent territory, identification of phyto-indicative evidences of the avalanche activity obtained during field observations and analysis of remote sensing data. The article describes in details each of the methods used, as well as contributions of them to the general methodology for estimating the runout range and the boundaries of areas of the avalanche distribution. The analysis of Earth remote sensing data, taking account of results of field surveys of key sites, was based on the landscape-indication method, which allowed us to determine the boundaries of areas of the impact of avalanches with different occurrences basing on observations of the vegetation changes. In addition, the distances of the avalanche runouts were calculated using graph-analytic method (SP 428.1325800.2018) and the RAMMS model. The results of the study show that several methods used in this work complement each other and provide more reasonable and accurate estimation of the avalanche range and the lateral boundaries of distribution of them. That is important for a territorial planning, making design decisions and choosing measures to ensure the safety of people and infrastructure objects if any recreational development of the territory is to be considered.

Keywords*:* snow avalanches, avalanche run-out distance, avalanche hazard, numerical modeling, RAMMS

REFERENCES

Akif'eva K.V. Metodicheskoe posobie po deshifrirovaniyu aerofotosnimkov pri izuchenii lavin. Study guide on aerial photographs decommutation in avalanche research. Leningrad: GIMIZ, 1980: 49 p. [In Russian].

Atlas snezhno-ledovykh resursov mira: V. 2. Book 1 / Ed. by V.M. Kotlyakov. Atlas of snow and ice resources of the world. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 98–105 [In Russian].

Blagoveshchenskii V.P. Opredelenie lavinnykh nagruzok. Estimation of avalanches' loads. Alma-Ata: «Gylym», 1991: 115 p. [In Russian].

Bozhinskiy A.N., Losev K.S. Osnovy lavinovedeniya. Fundamentals of avalanche science: Leningrad: GIMIZ, 1987: 280 p. [In Russian].

Geografiya lavin / Ed. by S.M. Myagkov, L.A. Kanaev. Avalanche geography. Moscow: Moscow University Press, 1992: 332 p. [In Russian].

Zarudnev V.M., Salpagarov A.D., Il'ichev Yu.G., Khoma I.I. Snezhnye laviny Zapadnogo Kavkaza. Snow avalanches of the Western Caucasus. Stavropol: Orfey, 2004: 192 p. [In Russian].

KAVKAZ.RF. Retrieved from: https://кавказ.рф Last access: September 26, 2024.

Kazakov N.A., Gensiorovsky Yu.V., Kazakova E.N. Avalanche processes in the Mzimta river basin and anti-avalanche protection problems of the olympic objects in Krasnaya Polyana. GeoRisk. GeoRisk. 2012, 2: 10–29 [In Russian].

Kazakova E.N., Bobrova D.A., Kazakov N.A. Problems of underestimating avalanche hazards as a cause of avalanche catastrophes. *Chetvertye Vinogradovskie chteniya. Gidrologiya ot poznaniya k mirovoszreniyu*. 2020: 274–279 [In Russian].

Kozik S.M. Raschet dvizheniya snezhnykh lavin. Calculation of snow avalanche movement. Leningrad: GIMIZ, 1962: 76 p. [In Russian].

Korovina D.I., Turchaninova A.S., Sokratov S.A. Assessment of the effectiveness of avalanche mitigation measures at the Krasnaya Polyana ski resort. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 359–376 [In Russian].

Nauchno-prikladnoy spravochnik «Klimat Rossii» 2000-2011-2024 VNIIGMI-MTSD. Scientific and Applied Reference Book "Climate of Russia" 2000-2011-2024 VNIIGMI-MCD [In Russian].

Oleynikov A.D. Snowiness of winters in the Krasnaya Polyana area (Western Caucasus). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. The Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2010: 2, 39–45 [In Russian].

Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. Winters of avalanche maximum on the Greater Caucasus during the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 521–532 [In Russian].

Pogorelov A.V. Snezhnoy pokrov Bol'shogo Kavkaza. Snow cover of the Greater Caucasus. Moscow: IKTs Akademkniga, 2002: 287 p. [In Russian].

Raspisanie Pogody. Retrieved from: https://rp5.ru/ Last access: October 1, 2024.

Rodionova P.M., Turchaninova A.S., Sokratov S.A., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G. Methodology for assessing avalanche hazards in territorial planning in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (2): 245–257. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-398 [In Russian].

SP 428.1325800.2018 "Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva v lavinoopasnyh rajonah. Obshchie trebovaniya". SP 428.1325800.2018 "Engineering survey for construction in snow avalanches-endangered regions. General requirements". Moscow: Ministry of Construction, Housing and Utilities of Russia, 2019, 4: 58 p. [In Russian].

Troshkina E.S. Lavinnyi regim gornykh territorii SSSR (Itogi nauki i tekhniki; Ser. Glaciologiya 11). Avalanche regime of the mountain territories of the USSR (Outcomes of science and technology; ser. glaciology 11). Ed. K.S. Losev. Moscow: VINITI, 1992: 184 p. [In Russian].

Turchaninova A.S., Seliverstov Y.G., Glazovskaya T.G. Modeling of snow avalanches using RAMMS in Russia. GeoRisk. 2015, 4: 42–47 [In Russian].

Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS User Manual v 1.7.0 Avalanche. Davos: SLF. 2017, 5: 97 p.

Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology. 2010, 63 (1–2): 1–14.

Lied K., Bakkehøi S. Empirical calculations of snow–avalanche run–out distance based on topographic parameters. Journal of Glaciology. 1980, 26 (94): 165–177.

Perla R., Cheng T.T., McClung D.M. A two-parameter model of snow-avalanche motion. Journal of Glaciology. 1980, 26 (94): 197–207.

Salm B. Contribution to avalanche dynamics. Scientific aspects of snow and ice avalanches, Proceedings of the Davos Symposium. Davos, Switzerland, 1965: 199–214.

Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung. 1955, 73 (12): 159–165, (15): 212–217, (17): 246–249, (19): 280–285.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 81–92

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.578.483

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ПРИМЕНЕНИЮ ИНФРАЗВУКОВОГО МЕТОДА ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА СНЕЖНЫХ ЛАВИН В ХИБИНАХ

© 2025 г. А. В. Федоров, И. С. Федоров*, В. Э. Асминг, А. Ю. Моторин

Кольский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Апатиты, Россия

**e-mail: ifedorov@krsc.ru*

Поступила 27.08.2024 г.
После доработки 29.10.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Выполнен анализ результатов экспериментов по применению сейсмических и инфразвуковых методов дистанционного мониторинга схода снежных лавин, проводимых в Хибинском горном массиве. Применение кросс-корреляционного анализа для данных инфразвуковых групп позволяет обнаруживать факты схода снежных лавин, а при использовании нескольких станций также определить место их схода. Создан первый в России экспериментальный стационарный комплекс инфразвукового мониторинга снежных лавин.

Ключевые слова: снежные лавины, инфразвук, мониторинг, Хибины

DOI: 10.31857/S2076673425010064, **EDN**: GZEZVS

ВВЕДЕНИЕ

На территории Российской Федерации по статистике многолетних наблюдений одним из наиболее опасных с точки зрения возможных рисков воздействия лавин является Хибинский горный массив (География ..., 1992). Несмотря на небольшие линейные размеры и высоты гор (максимальная высота 1208 м), в Хибинах практически ежегодно регистрируются несчастные случаи и чрезвычайные ситуации, связанные с попаданием людей в лавины и воздействием их на объекты инфраструктуры. Здесь же зарегистрирована одна из крупнейших трагедий на территории Российской Федерации, вызванных сходом снежной лавины – в 1935 г., 5 декабря в результате последовательного схода трёх снежных лавин с горы Юкспорр, было разрушено два двухэтажных деревянных дома, в результате чего погибло 88 человек (Снежно-метеорологическая ..., 2017). Высокие лавинные риски в Хибинском горном массиве в первую очередь связаны с высоким уровнем промышленного освоения массива и размещением инфраструктуры и транспортных коммуникаций непосредственно в зоне потенциального воздействия лавин. В последние годы к факторам риска добавляется активное развитие горного туризма.

Обеспечение лавинной безопасности на локальных территориях, таких как точечные объекты инфраструктуры, участки автомобильных и железных дорог, горнолыжные курорты, как правило, основано на оперативном контроле за уровнем и интенсивностью снегонакопления и принятием оперативных мер по активному воздействию для контролируемого спуска снежных лавин. Для обширных территорий гористой местности такие подходы не применимы, однако возможен общий прогноз степени лавинной опасности.

Оперативное прогнозирование лавин в основном опирается на метеорологические наблюдения и прогнозы в сочетании с наблюдениями за снежным покровом, в том числе за его неустойчивостью (McClung, Schaerer, 2006). Точные данные о фактах схода лавин имеют решающее значение для прогнозирования лавиной опасности на больших территориях, поскольку сведения о зарегистрированных лавинах в режиме около реального времени дают прямые свидетельства нестабильности снежного покрова.

В большинстве лавиноопасных регионов мира до недавнего времени вся статистика лавинных проявлений строилась на визуальных наблюдениях, иногда применялись так называемые системы обвальной сигнализации, построенные по принципу регистрации физического разрыва кабельных линий (Шмелев 2011; Пильгаев и др., 2016). В последние десятилетия стали развиваться автоматизированные системы обнаружения фактов схода лавин, построенные на применении различных сенсоров: доплеровских радаров (Gauer et al., 2007; Steinkogler et al., 2018), сейсмических датчиков (Pérez-Guillén et al., 2016), оптоволоконных кабельных

линий (Prokop et al., 2014) и инфразвуковых групп (Marchetti et al., 2015; Mayer et al., 2020). Из перечисленных инструментальных методов наблюдения за лавинами лишь инфразвуковые системы позволяют проводить мониторинг больших площадей, а не отдельных лавиносборов.

Идея применения инфразвуковых датчиков для наблюдения за лавинами и оценки их параметров была предложена в конце 1980-х годов в работах американских и советских учёных (Bedard, 1989; Фирстов и др., 1990). Эти идеи получили развитие в ряде работ, подтвердивших возможности инфразвукового метода регистрации и описавших имеющиеся ограничения (Comey, Mendenhall, 2004; Scott et al., 2007). С 2018 г. эксперименты по инфразвуковой регистрации снежных лавин в Хибинском горном массиве проводятся КоФ ФИЦ ЕГС РАН.

ОБОРУДОВАНИЕ И ДАННЫЕ

Отработку методики регистрации снежных лавин инфразвуковыми методами выполняли на контролируемых спусках лавин, проводившихся Службой лавинной безопасности г. Кировска в рамках мероприятий по обеспечению безопасности близлежащих к городу склонов. В таких экспериментах имелась возможность проводить регистрацию запланированных сходов снежных лавин, а также иметь точные данные об их размерах, траекториях движения и фиксировать времена событий. Всего за период с 2018 по 2020 г. было проведено девять таких экспериментов.

В ходе полевых экспериментов по регистрации снежных лавин для сбора данных применялись различные варианты проводных и беспроводных инфразвуковых станций, в зависимости от удобства установки на месте регистрации. Все они включали по три низкочастотных микрофона либо барографа с фильтрами от ветровых помех. В качестве регистрирующей аппаратуры применялись несколько вариантов регистраторов с 24-битными АЦП (аналого-цифровым преобразователем) (Федоров и др., 2021).

Проводные станции состояли из трёх низкочастотных микрофона MP-201, оснащённых усилителями MA-231 производства компании BSWA Technology Co., Ltd, либо трёх микробарографов Hyperion IFS-4000. Датчики были разнесены в пространстве на расстояние порядка 150 м от центральной точки регистрации в форме равностороннего треугольника. Оцифровка сигналов производилась многоканальным регистратором Байкал-8, либо АЦП E-24, подключённым к компьютеру.

Используемые микробарографы имеют следующие характеристики: частотный диапазон: 0.01–100 Гц, полный динамический диапазон 100 Па при чувствительности 20 мВ/Па. Второй вариант датчиков – MP-201 преполяризованный микрофон свободного поля с чувствительностью 50 мВ/Па при частотном диапазоне 6–20 000 Гц. Однако в реальности спад чувствительности микрофона в области низких частот незначителен, так что он подходит для регистрации акустических колебаний от 1 Гц. Доминирующие частоты инфразвуковых сигналов, генерируемых во время движения лавины, по данным предыдущих научных исследований находятся в диапазоне 3–10 Гц (Фирстов и др., 1990), поэтому оба варианта оборудования подходят для целей эксперимента. Микробарограф имеет запас по частотному диапазону, но при этом микрофоны более компактные, простые в использовании и дешёвые. Именно с целью определения применимости обоих видов датчиков в большинстве экспериментов они устанавливались параллельно (рис. 1).

Для проведения экспериментов разработаны беспроводные инфразвуковые станции, передающие данные по радиоканалу и сохраняющие данные на внутреннюю flash-память. В беспроводном исполнении инфразвуковая группа представляет собой три разнесённых в пространстве регистрирующих модуля. Каждый модуль состоит из низкочастотного микрофона, одноканального АЦП, микроконтроллера, GPS-приёмника,

Рис. 1. Беспроводная станция на инфразвуковых микрофонах MP-201. Один из трёх регистрирующих модулей с аккумуляторной батареей. Фото А.И. Воронина, 19.03.2019

Fig. 1. Wireless station containing MP-201 infrasound microphones. One of three recording modules with a rechargeable battery. Photo by A.I. Voronin, 19.03.201

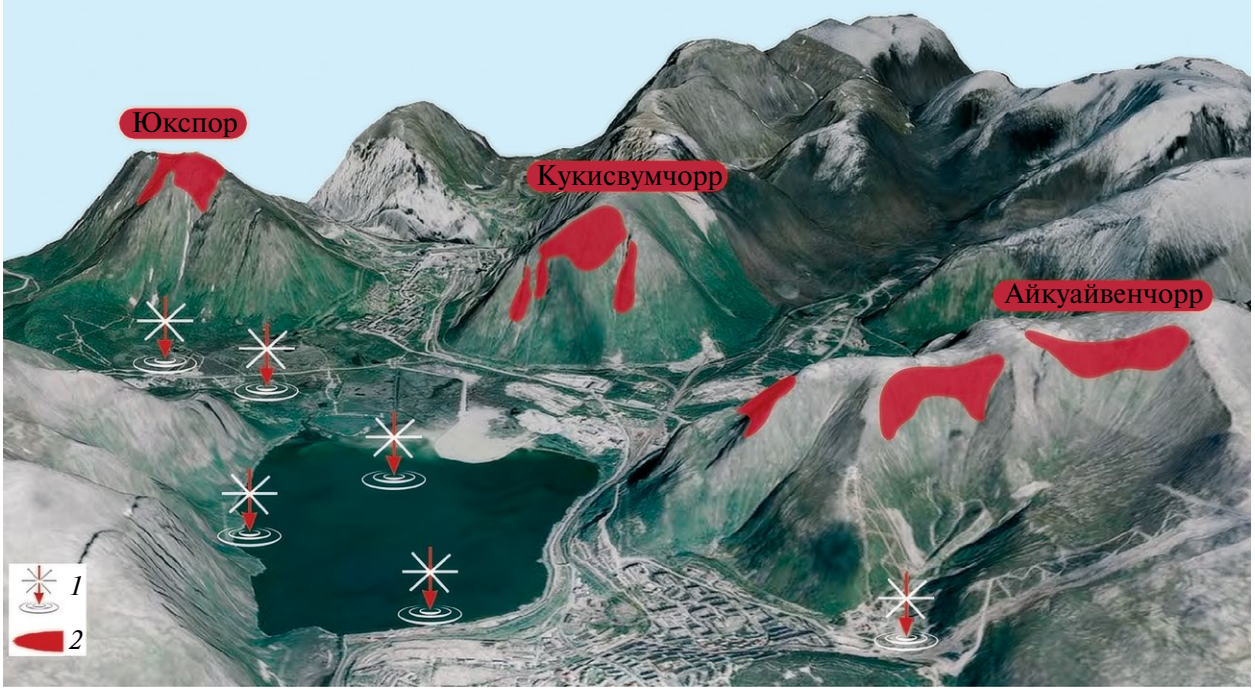


Рис. 2. Места проведения экспериментов по сейсмо-инфразвуковой регистрации принудительных спусков лавин: *1* – места размещения регистрирующей аппаратуры, *2* – лавинные очаги, подвергшиеся активному воздействию

Fig. 2. Locations of experiments on seismic-infrasound recording of forced avalanches: *1* – the locations of recording equipment, *2* – avalanche sites that were affected

радиопередатчика, модуля с flash-памятью и аккумулятора. Из таких модулей строится система произвольной конфигурации.

В ряде экспериментов одновременно с инфразвуковой проводилась регистрация сейсмических колебаний, вызванных сходом лавины, на значительном расстоянии. Для этой цели применялся цифровой широкополосный трёхкомпонентный велосиметр со встроенным регистратором CMG-6TD производства компании Guralp (Fedorov et al., 2021). Он устанавливался на мёрзлый грунт или заглублённый в землю бетонный блок (там, где была такая возможность) рядом с инфразвуковой станцией.

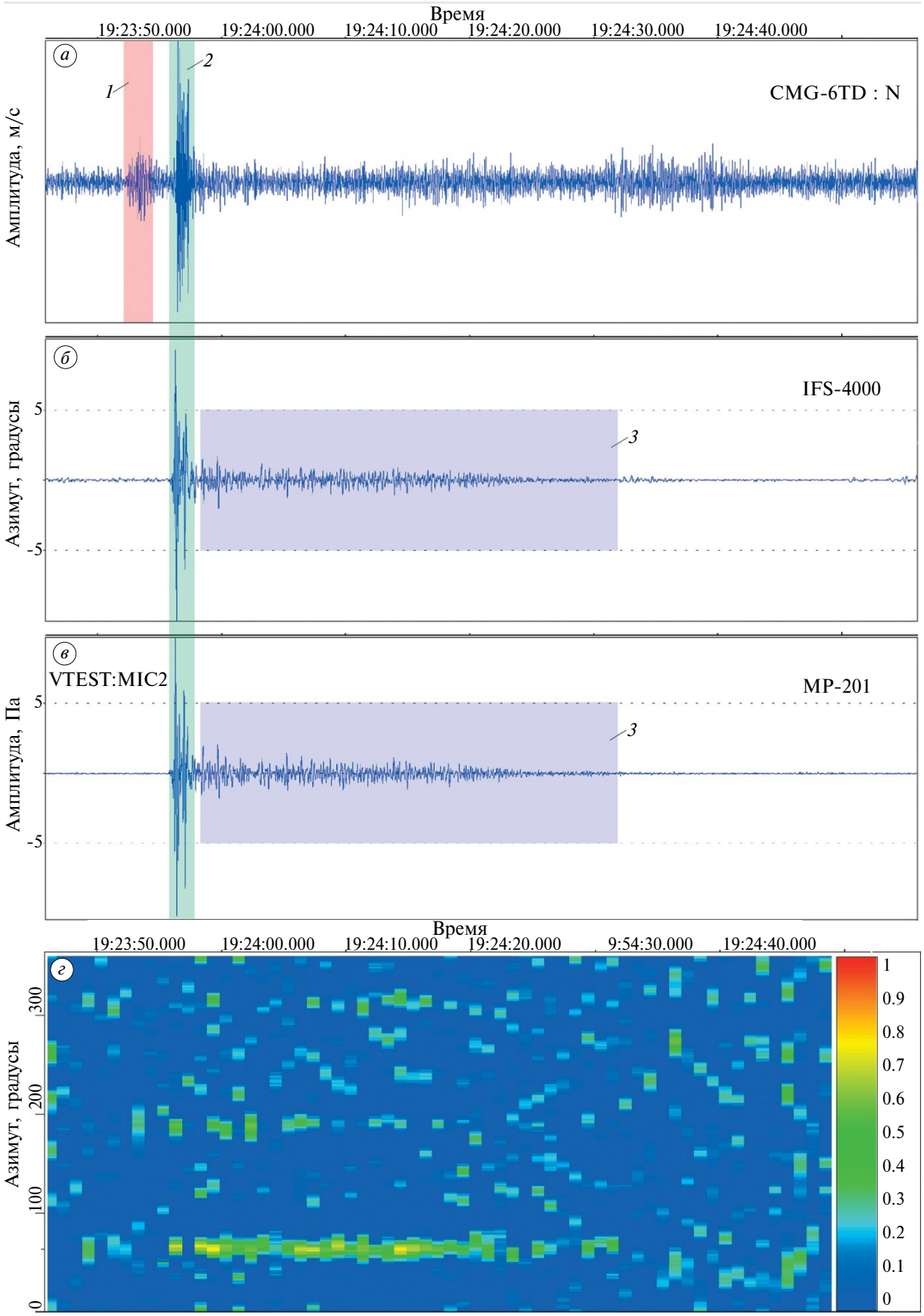
Места установки оборудования для отработки методики регистрации снежных лавин, а также лавинные очаги, в которых производились работы по контролируемому спуску лавин, обозначены на рис. 2. Расстояния от станций регистрации до мест схода лавин варьировались от 1.5 до 3.5 км.

ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Пилотный эксперимент по инфразвуковой регистрации схода снежной лавины был проведён 5 апреля 2018 г. на территории горнолыжного комплекса Большой Вудьявр, расположенного на горе Айкуайвенчорр в Хибинском горном массиве (67.610° с. ш., 33.697° в. д.). Оборудование состояло из двух инфразвуковых групп (первая состояла из трёх низкочастотных микрофонов MP-201, вторая из трёх микробарографов Hyperion IFS-4000) и одной сейсмической станции. Оцифровка всех сигналов производилась с частотой 100 Гц.

В ходе работ по активному воздействию на снежный покров при помощи взрывчатых веществ, сотрудниками противолавинной службы была спровоцирована контролируемая лавина объёмом порядка 5000 м^3. Расстояние от места закладки взрывчатых веществ до регистрирующего оборудования составило 1.8 км. На рис. 3 приведена запись фильтрованных в полосе частот 1–10 Гц сейсмических (см. рис. 3, *а*) и акустических (см. рис. 3, *б–в*) сигналов, зарегистрированных в результате первого эксперимента. На записи явно виден импульсный акустический сигнал инициирующего взрыва и следом за ним можно выделить длительный (порядка 30 с) сигнал, вызванный движением снежной массы по склону. Пиковая амплитуда акустического сигнала, вызванного лавиной, составила около 1 Па.

Для оценки параметров инфразвуковых сигналов лавин, полученных в экспериментах, применён кросс-корреляционный анализ (Асминг и др., 2021). Он основан на предположении о плоской форме фронта звуковой волны (что справедливо для больших расстояний между источником


Время
19:23:50.000
19:24:00.000
19:24:10.000
19:24:20.000
19:24:30.000
19:24:40.000
а
1
2
CMG-6TD : N
Амплитуда, м/с
б
IFS-4000
3
Азимут, градусы
5
-5
в
VTEST:MIC2
MP-201
3
Амплитуда, Па
5
-5
Время
19:23:50.000
19:24:00.000
19:24:10.000
19:24:20.000
9:54:30.000
19:24:40.000
г
Азимут, градусы
300
200
100
0
1
0.9
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0

и приёмником звука) и заключается в расчёте взаимной корреляции записей всех датчиков группы с учётом задержек прихода сигнала для каждого из них, зависящих от угла падения фронта волны и кажущейся скорости. Анализ полученных в результате эксперимента инфразвуковых записей позволил оценить обратный азимут на источник, а также длительность когерентного сигнала. Яркие цвета на диаграмме кросс-корреляции (см. рис. 3, *г*) соответствуют максимальному значению кросс-корреляции. По ним можно оценить обратный азимут в 65–70°, что в данном случае совпадает с направлением на лавинный очаг.

Доминирующая частота инфразвукового сигнала, генерируемого сходом снежной лавины, составила 2–5 Гц. Оба вида датчиков (микробарографы и инфразвуковые микрофоны) показали сопоставимое качество регистрации данного диапазона частот. Серьёзная проблема, которая была выявлена в ходе первых экспериментов, заключалась в том, что ветровая помеха также находится в диапазоне ниже 10 Гц. В дальнейших экспериментах для её подавления тестировались различные варианты акустических фильтров.

Как показали результаты обработки записей первых нескольких экспериментов, сейсмический сигнал от схода лавины на удалении регистрации (1.8 км) практически отсутствует. На записи виден только сейсмический сигнал подрыва инициирующего заряда и сигнал, вызванный воздействием на датчик акустической волны от него же (см. рис. 3, *а*). Судя по тому, что в одних исследованиях методы сейсмического мониторинга с использованием нескольких датчиков вдоль траектории движения лавины (Biescas et al., 2003; Vilajosana et al., 2007; Marchetti et al., 2020) или сейсмических групп (van Herwijnen, Schweizer, 2011; Lacroix et al., 2012; Heck et al., 2017) позволяли определить место схода лавины на расстоянии, а в других (Schimmel et al., 2017) сейсмическая регистрация также не давала никакого значимого результата, эффективность этого метода сильно зависит от рельефа, по которому движется лавина, а также от свойств самого снега (сухая или мокрая лавина) и толщины подстилающего слоя. Поэтому в последующих экспериментах внимание было сконцентрировано на регистрации только инфразвуковых сигналов от снежных лавин.

В качестве иллюстрации возможности и точности инфразвукового метода для мониторинга не только фактов схода лавин, но и определения траектории её движения, рассмотрим эксперимент по регистрации принудительного спуска снежной лавины с горы Юкспорр 01.02.2019. На рис. 4, *а* приведена запись акустического сигнала схода лавины, сделанная беспроводной станцией из трёх микрофонов MPA-201, располагавшейся на расстоянии около 2.5 км от места схода. На записи виден короткий мощный сигнал от инициирующего взрыва, за которым приблизительно через 20 секунд следует длительный (порядка 40 секунд) усиливающийся, а затем ослабевающий сигнал, генерируемый движением снежной массы вниз по склону. Веретенообразная форма объясняется постепенным набором скорости лавины в зоне транзита (пути движения), а затем замедлением и остановкой в зоне отложения (выброса). Максимальная амплитуда акустического сигнала, вызванного сходом данной лавины, составила 0.65 Па.

Кросс-корреляционный анализ полученных волновых форм позволил идентифицировать явный сигнал от схода снежной лавины. На диаграмме (рис. 4, *б*) яркие цвета соответствуют наиболее достоверной оценке азимута когерентного сигнала, генерируемого движением снежной массы по склону. Длительность зафиксированного сигнала составила 39 с. В начале записи направление прихода инфразвуковых волн соответствует направлению на верхнюю часть лавиносбора. При этом источник перемещался в пространстве, изменив азимут с 83° до 71°, что согласуется с траекторией движения лавины по склону. Дальность выброса из расчёта проекции на рельеф составила порядка 520 м. Рассчитанные параметры с точностью до первых метров совпали с результатами осмотра места схода лавины на местности.

По оценкам специалистов противолавинной службы, объём этой лавины составил порядка 8 тыс. м^3. Лавина такого объёма относится к средним и способна вызвать значительный ущерб (Викулина, 2019).

Рис. 3. Запись сейсмического и инфразвукового сигнала принудительного спуска снежной лавины с горы Юкспор 01.02.2019. (*а*) Z-канал записи сейсмометра CMG-6TD, (*б*) запись низкочастотного микрофона MP-201 (полоса пропускания 1–10 Гц), (*в*) запись барографа IFS-4000 (полоса пропускания 1–10 Гц), (*г*) диаграмма кросс-корреляции трёх каналов инфразвуковой группы (яркие цвета соответствуют максимальному значению кросс-корреляции). Все графики представлены в единой шкале времени. Обозначения на графиках: *1* – сейсмический сигнал инициирующего взрыва, *2* – акустический сигнал инициирующего взрыва, *3* – акустический сигнал схода лавины

Fig. 3. Recording of seismic and acoustic signals recorded by a mobile seismic and infrasound complex during an experiment to register a snow avalanche. All graphs are presented in a common base of time. (*a*) Z-channel of CMG-6TD seismometer recording, (*б*) low frequency microphone MP-201 recording (1–10 Hz bandpass), (*в*) barograph IFS-4000 recording (1–10 Hz bandpass), (*г*) cross-correlation diagram (the bright colours correspond to the maximum cross-correlation value). Designations on the graphs: *1* – seismic signal of the initiating explosion, *2* – acoustic signal of the initiating explosion, *3* – acoustic signal of the avalanche

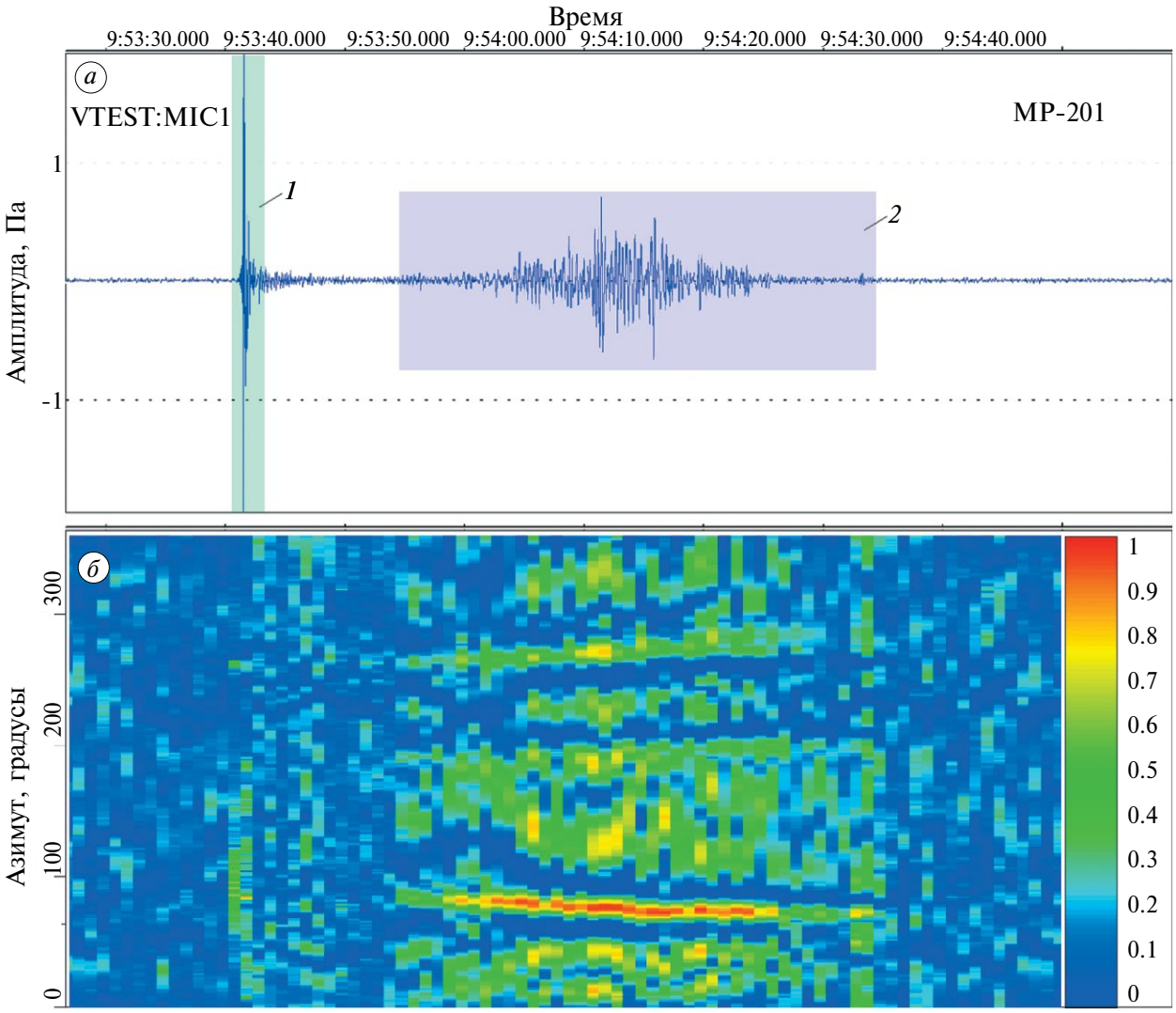


Рис. 4. Запись инфразвукового сигнала принудительного спуска снежной лавины с горы Юкспор 01.02.2020. (*а*) Запись низкочастотного микрофона MP-201 (полоса пропускания 1–10 Гц); (*б*) Диаграмма кросс-корреляции каналов инфразвуковой группы, яркие цвета на диаграмме соответствуют наиболее достоверной оценке азимута. Все графики представлены в единой шкале времени. Обозначения на графиках: *1* – акустический сигнал инициирующего взрыва, *2* – акустический сигнал схода лавины

Fig. 4. Record of infrasound signal of forced avalanche descent from Yukspor 01.02.2020 (*a*) Recording of low-frequency microphone MP-201 (bandwidth 1–10 Hz); (*б*) Cross-correlation diagram of infrasound group channels, bright colours on the diagram correspond to the most reliable azimuth estimation. All graphs are presented in a common base of time. Designations on the graphs: *1* – acoustic signal of the initiating explosion, *2* – acoustic signal of the avalanche

СОЗДАНИЕ СТАЦИОНАРНОГО КОМПЛЕКСА ИНФРАЗВУКОВОГО МОНИТОРИНГА ЛАВИН

Результаты полевых экспериментов по дистанционной регистрации снежных лавин инфразвуковым методом нашли развитие в создании стационарного комплекса непрерывного мониторинга сходов лавин. Основная задача такого комплекса – накопление базы записей как инициированных, так и естественных снежных лавин, для дальнейшего развития методов автоматического распознавания целевых сигналов.

В конце ноября 2020 г. в Хибинском горном массиве, вблизи г. Кировск, такой комплекс был создан. Комплекс получил код PABG (Polar-Alpine Botanical Garden) по названию места расположения в Полярно-альпийском ботаническом саду-институте им. Н.А. Аврорина КНЦ РАН (ПАБСИ КНЦ РАН).

Изначально комплекс состоял из трёх низкочастотных микрофонов MPA-201, разнесённых в пространстве на 200 м относительно друг друга в форме треугольника. В 2023 г. конфигурация была изменена – добавлен 4-й датчик, группа приобрела

форму ромба со стороной 200 м. Каждый датчик оснащён пространственным фильтром подавления ветровых помех веерного типа апертурой 6 метров (рис. 5). Такой фильтр позволяет улучшить соотношение сигнал–шум для когерентного сигнала относительно случайной ветровой помехи (Michael., 2003), что в сочетании с дополнительными фильтрующими свойствами толщи снега даёт значительное ослабление высокочастотных и случайных помех относительно целевых низкочастотных сигналов.

Для оценки важности применения пространственных фильтров в задаче инфразвукового мониторинга снежных лавин рассмотрим рис. 6. На рис. 6, *а* представлено сравнение записей двух параллельно работавших инфразвуковых датчиков: сверху – оборудованного пространственным фильтром ветровых помех, снизу – без него. На рис. 6, *б* приведён спектр шума в логарифмическом масштабе для данного участка записи. Как видно из рис. 6, *б*, фильтр обеспечивает ослабление некогерентного ветрового шума на 1–2 порядка, при этом низкочастотный когерентный сигнал не ослабляется. На записи (см. рис. 6, *а*) выделен фрагмент, содержащий импульсный инфразвуковой сигнал от удалённого источника. Амплитуда данного сигнала на обоих каналах приблизительно одинакова.

На экспериментальном инфразвуковом комплексе PABG реализована следующая процедура работы. Аналоговые сигналы низкочастотных микрофонов оцифровываются 24-битным дельта-сигма АЦП многоканального регистратора Байкал-8 с частотой 100 Гц, полученные данные волновых форм по протоколу seedlink по каналам мобильного интернет-соединения в режиме близком к реальному времени передаются в региональный информационно-обрабатывающий центр (далее – РИОЦ) КоФ ФИЦ ЕГС РАН в г. Апатиты. В РИОЦ происходит их автоматическая обработка: обнаружение полезных сигналов и выделение сигналов, вызванных вероятным сходом снежных лавин.

Инфразвуковые сигналы обнаруживают с помощью специально разработанной в организации программы автоматического обнаружения QACD (Асминг и др., 2021). По результатам работы автоматического детектора формируется web-бюллетень, содержащий данные о всех зарегистрированных и обнаруженных инфразвуковых сигналах.

За период функционирования комплекса с ноября 2020 г. были оценены максимальная дальность регистрации лавины и их минимальный объём. В январе 2022 г. была зарегистрирована лавина, сошедшая в лавиносборе «Снежный» на удалении 7 км от комплекса, её объём составил 5 тыс. м^3. Наименьший объём лавины, зарегистрированной комплексом, был отмечен 08.03.2021. Лавина объёмом 0.5 тыс. м^3 сошла со склона горы Юкспор в 2.5 км от комплекса.

Основная сложность автоматизации мониторинга снежных лавин по данным одиночного инфразвукового комплекса – это вопрос дифференциация целевых сигналов, генерируемых

Рис. 5. Станция инфразвукового мониторинга PABG: камера с низкочастотным микрофоном MPA-201, оснащённая пространственным фильтром фетровых помех. Фото А.И. Воронина, 20.11.2020

Fig. 5. PABG infrasound monitoring station: camera with MPA-201 low-frequency microphone equipped with a spatial felt noise filter. Photo by A.I. Voronin, 20.11.2020

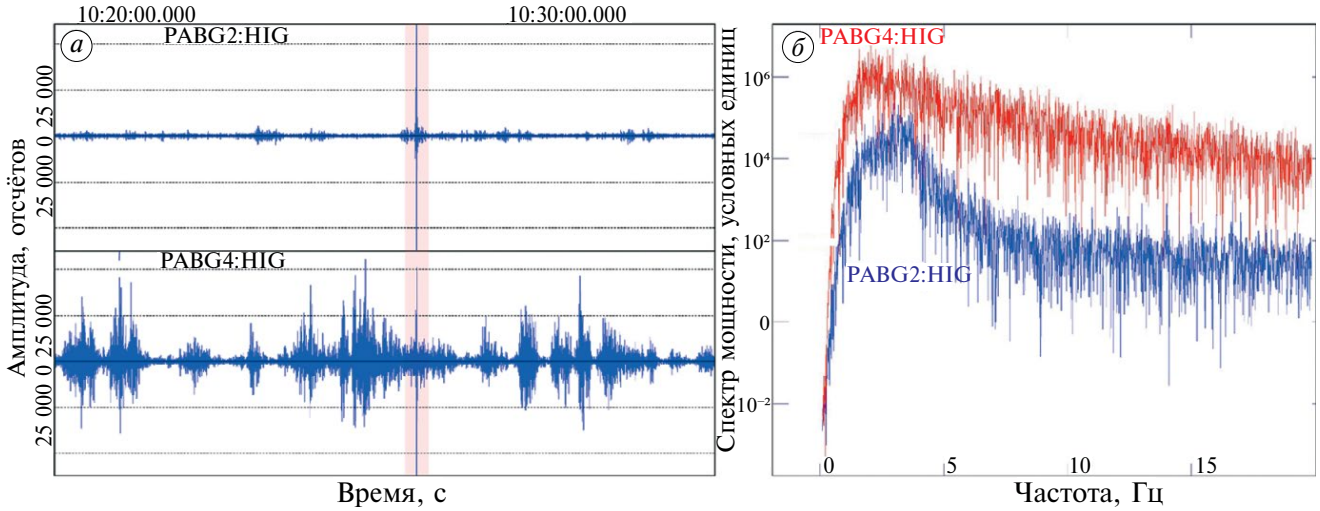


Рис. 6. Эффект применения фильтра ветровых помех: (*а*) сравнение записей, параллельно работающих двух каналов инфразвуковой станции PABG: оснащённого фильтром ветровых помех (сверху) и без такого фильтра (снизу). Сигналы приведены в единой временнóй шкале; (*б*) сравнение спектров шума в логарифмическом масштабе для двух датчиков, оснащённого фильтром ветровых помех (синий) и без (красный)

Fig. 6. The effect of applying a wind noise filter: (*a*) comparison of records of two channels of the PABG infrasound station operating in parallel: equipped with a wind noise filter (top) and without such a filter (bottom); (*б*) comparison of noise spectra in logarithmic scale for two sensors equipped with a wind noise filter (blue) and without (red)

снежными лавинами, от сигналов другой природы. На данный момент для решения этой задачи мы выработали ряд критериев, совместное применение которых позволяет решать задачу в экспертном режиме:

– длительность сигнала более 10 с;

– изменение направления на источник (признак движущегося источника);

– обратный азимут направлен на лавинный очаг;

– кажущаяся скорость в диапазоне 330–370 м/с (признак локального источника на уровне поверхности земли);

– отсутствие ассоциируемого по направлению и времени сейсмического сигнала.

Применение сети инфразвуковых комплексов, расположенных на расстоянии, позволяющем вести совместную регистрацию фактов схода лавин, позволяет значительно упростить задачу распознавания целевых сигналов, а также решить задачу локализации источника и трассировки линии пробега лавины по склону.

В зимний сезон 2021/22 г. на удалении первых километров от комплекса PABG устанавливались две временные инфразвуковые станции мониторинга лавин. Первая инфразвуковая станция установлена в апреле 2021 г. на окраине г. Кировск (далее KIR) на два месяца. В марте 2022 г. на территории отдела лавинной безопасности была развёрнута ещё одна временная станция мониторинга лавинной активности (далее YUKS), проработавшая до мая 2022 г.

ЛОКАЦИЯ СХОДОВ ЛАВИН И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СИГНАЛОВ

Отмечено, что при использовании одной инфразвуковой группы для регистрации схода снежных лавин мы можем определить лишь направление на источник сигнала и по набору косвенных признаков сделать экспертное заключение о лавинной природе источника сигнала. При наличии нескольких инфразвуковых групп, разнесённых в пространстве на расстояние порядка 3–5 км, появляется возможность точной локации источника сигнала по пересечению азимутов на источник, рассчитанных по разным группам. В таблице приведён список лавин, зарегистрированных одновременно двумя инфразвуковыми станциями PABG и KIR или PABG и YUKS за время их параллельной работы в зимний сезон 2021/22 г., когда было точно определено местоположение. Объём лавин, представленных в таблице, получен по оценке службы лавинной безопасности г. Кировска.

Всего за период работы комплекса PABG с 2020 по 2022 г. в зоне потенциального контроля было зарегистрировано 36 подтверждённых случаев схода лавин, как самопроизвольных, так и спровоцированных в ходе проведения противолавинных мероприятий. Хорошо регистрировались сухие лавины с крутых склонов. Регистрация мокрых лавин в весенний период инфразвуковыми методами затруднительна из-за слабой генерации ими инфразвука при малой скорости. На возможность регистрации также значительное влияние оказывает рельеф

Таблица. Список лавин, место и время схода которых было определено по двум инфразвуковым станциям

Дата	Время (UTC)	Место схода лавины: лавинный очаг (ЛО), гора	Зарегистрировавшие станции	Дистанция до лавинного очага (км)	Объём лавины, м^3
26.03.2021	13:35	ЛО № 43 гора Кукисвумчорр	PABG KIR	2.1 3	5000
02.04.2021	12:28	ЛО № 230 гора Кукисвумчорр	PABG KIR	2 3.1	2000
06.04.2021	9:52	ЛО «Дорога 7» гора Айкуайвенчорр	PABG KIR	2.6 1	неизвестно
15.04.2022	6:15	ЛО № 2 гора Айкуайвенчорр	PABG YUKS	4 2.4	4000
15.04.2022	10:03	ЛО № 7 гора Айкуайвенчорр	PABG YUKS	3.7 1.8	50000
18.04.2022	8:34	ЛО № 17 гора. Юкспорр	PABG YUKS	2 1.1	1000
20.04.2022	9:12	ЛО № 14 гора Юкспорр	PABG YUKS	2.3 0.9	1500
21.04.2022	9:31	ЛО «Ботанический цирк» гора Вудьяврчорр	PABG YUKS	2.1 4	3500

местности. Лавины, сошедшие за перегибом рельефа, либо на склонах, обращённых от инфразвуковой станции, регистрировались весьма редко.

Следующая серьёзная задача заключается в дифференциации акустических сигналов лавин от сигналов других источников инфразвука, таких как землетрясения, массовые взрывы на открытых рудниках и др. Опыт эксплуатации экспериментального комплекса PABG показал, что станцией регистрируется значительное количество сигналов такой природы. Они могут быть похожи на сигналы лавин по форме, длительности и направлению прихода. Однако в отличие от лавин эти явления обычно сопровождаются генерацией сильных сейсмических волн. Комплексное применение сейсмической и инфразвуковой регистрации позволит получить дополнительную информацию для дискриминации нецелевых событий по наличию, ассоциируемого с инфразвуковым, сейсмического сигнала.

ВЫВОДЫ

Опыт проведённых экспериментов и эксплуатации стационарного инфразвукового комплекса лавинного мониторинга в Хибинском горном массиве на протяжении пяти зимних сезонов показал высокую применимость данного метода регистрации сходов лавин. На собранных данных показана возможность регистрировать лавины среднего объёма (более 5 тыс. м^3) на удалениях до 7 км, а малые лавины (более 0.5 тыс. м^3) на удалениях до 2.5 км. Однако разрешающая способность метода во многом зависит от рельефа местности на трассе распространения сигнала: для уверенной регистрации необходимы условия прямой видимости. Также на собранных данных пока невозможно сделать вывод о доле пропуска цели, для этого необходимо накопление базы данных визуально подтверждённых лавин, сошедших в радиусе зоны потенциально уверенной регистрации комплекса. Эмпирически такой радиус для условий размещения комплекса PABG оценивается авторами в 5 км.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам отдела лавинной безопасности КФ АО “Апатит” и службы лавинной безопасности МКУ “Управление по делам гражданской обороны и чрезвычайным ситуациям города Кировска” за плодотворную совместную работу, консультации и информацию о фактах схода лавин и их объёмах, на основе которой авторы верифицировали данные инфразвуковых измерений.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-27-20007, https://rscf.ru/project/24-27-20007

Acknowledgements. The authors would like to express their profound gratitude to the staff of the Avalanche Safety Department of Apatit and the avalanche safety service of the Kirovsk Civil Defence and Emergency Management Department for their invaluable joint work, consultations and information on avalanche occurrences and avalanche volumes. This information was used by the authors to verify the infrasound measurements.

The research was funded by a grant from the Russian Science Foundation (grant No. 24-27-20007; https://rscf.ru/project/24-27-20007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асминг В.Э., Федоров А.В., Виноградов Ю.А., Чебров Д.В., Баранов С.В., Федоров И.С. Быстрый детектор инфразвуковых событий и его применение // Геофизические исследования. 2021. Т. 22. № 1. С. 54–67. https://doi.org/10.21455/gr2021.1-4

Викулина М.А. Оценка лавинного риска в Хибинах // ИнтерКарто/ИнтерГИС. 2019. Т. 25. № 2. С. 66–76.

Мягков С.М. География лавин / Ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаева. М.: Изд-во МГУ, 1992. 331 с.

Пильгаев С.В., Черноус П.А., Филатов М.В., Ларченко А.В., Федоренко Ю.В. Комплекс лавинно-обвальной сигнализации // Тр. Кольского науч. центра РАН. 2016. № 4–2 (38). С. 98–101.

Тимофеев В.Г. Снежно-метеорологическая служба Хибин / Ред. В.Г. Тимофеев. М.: Изд-во АИРО-XXI, 2017. 352 с.

Федоров А.В., Федоров И.С., Воронин А.И., Асминг В.Э. Мобильный комплекс инфразвуковой регистрации снежных лавин: общий принцип построения и результаты применения // Сейсмические приборы. 2021. Т. 57. № 1. С. 5–15. https://doi.org/10.21455/si2021.1-1

Фирстов П.П., Суханов А.А., Пергамент В.Х. Радионовский М.В. Акустические и сейсмические сигналы от снежных лавин // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 67–71.

Шмелев В.А. Система безопасности движения на горных участках // Путь и путевое хозяйство. Москва: Российские железные дороги, 2011. № 1. С. 17–18.

Bedard A. Detection of Avalanches Using Atmospheric Infrasound // Proc. Western Snow Conference. Fort Collins, 1989. P. 52–58.

Biescas B., Dufour F., Furdada G., Khazaradze G., Suriñach E. Frequency content evolution of snow avalanche seismic signals // Surveys in Geophysics. 2003. V. 24. P. 447–464.

Comey R., Mendenhall T. Recent Studies Using Infrasound Sensors to Remotely Monitor Avalanche Activity // Proceedings, International Snow Science Workshop. Wyoming, 2004. P. 640–646.

Gauer P., Kern M., Kristensen K., Lied K., Rammer L., Schreiber H. On pulsed Doppler radar measurements of avalanches and their implication to avalanche dynamics // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 50. P. 55–71. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.03.009

Heck H., Hobiger M., van Herwijnen A., Schweizer J., Fah D. Localization of seismic events produced by avalanches using multiple signal classification // Geophys. Journ. International. 2017. V. 216 (1). P. 201–217. https://doi.org/10.1093/gji/ggy394

Lacroix P., Grasso J.-R., Roulle J., Giraud G., Goetz D., Morin S., Helmstetter A. Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation, and relationships to meteorological variables // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F01034. https://doi.org/10.1029/2011JF002106

Marchetti E., Ripepe M., Ulivieri G., Kogelnig A. Infrasound array criteria for automatic detection and front velocity estimation of snow avalanches: towards a real-time early-warning system // Natural Hazards and Earth System Sciences 2015. V. 15. P. 2709–2737. https://doi.org/10.5194/nhess-15-2545-2015

Marchetti E., van Herwijnen A., Christen M., Silengo M.C., Barfucci G. Seismo-acoustic energy partitioning of a powder snow avalanche // Earth Surface Dynamics. 2020. V. 8. P. 399–411. https://doi.org/10.5194/esurf-8-399-2020

Mayer S., Van Herwijnen A., Ulivieri G., Schweizer J. Evaluating the performance of an operational infrasound avalanche detection system at three locations in the Swiss Alps during two winter seasons // Cold Regions Science and Technology. 2020. V. 173. 102962. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102962

McClung D., Schaerer P. The Avalanche Handbook. Washington, U.S.A.: The Mountaineers Books, 2006. 342 p.

Michael A., Hedlin H., Alcoverro B., D'Spain G. Evaluation of rosette infrasonic noise-reducing spatial filters // Journ. of Acoustic Society Amer. 2003. V. 114 (4). P. 1807–1820. https://doi.org/10.1121/1.1603763

Pérez-Guillén C., Sovilla B., E. Suriñach E., Tapia M., Köhler A. Deducing avalanche size and flow regimes from seismic measurements // Cold Regions Science and Technology. 2016. V. 121. P. 25–41.

Prokop A., Schön P., Wirbel A., Jungmayr M. Monitoring avalanche activity using distributed acoustic fiber optic sensing // Proc., International Snow Science Workshop. Banff, 2014. P. 129–133.

Schimmel A., Hubl J., Koschuch R., Reiweger I. Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches // Natural Hazards. 2017. V. 87. P. 83–102. https://doi.org/10.1007/s11069-017-2754-1

Scott E.D, Hayward C.T, Kubicheck R., Hammon J., Pierre J., Comey B., Mendenhall T. Single and Multiple Sensor Identification of Avalanche Generated Infrasound // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 47. P. 159–170. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.08.005

Steinkogler W., Ulivieri G., Vezzosi S., Hendrikx J., van Herwijnen A., Humstad T. Infrasound Detection of

Avalanches: operational experience from 28 combined winter seasons and future developments // Proc. of the 2018 International Snow Science Workshop. Austria, 2018. P. 621–626. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.10.004

van Herwijnen A., Schweizer J. Monitoring avalanche activity using a seismic sensor // Cold Regions Science and Technology. 2011. V. 69. P. 165–176. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.06.008

Vilajosana I., Khazaradze G., Surinach E., Lied E., Kristensen K. Snow avalanche speed determination using seismic methods // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 49. P. 2–10. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.09.007

Citation: ***Fedorov A.V., Fedorov I.S., Asming V.E., Motorin A.Yu.*** **Experiments on the application of the infrasound method of remote monitoring of snow avalanches in the Khibiny Mountains.** ***Led i Sneg.*** **Ice and Snow. 2025, 65 (1): 81–92. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010064**

Experiments on the application of the infrasound method of remote monitoring of snow avalanches in the Khibiny Mountains

© 2025 A. V. Fedorov, I. S. Fedorov#, V. E. Asming, A. Yu. Motorin

Kola Branch of Geophysical Survey of RAS, Apatity, Russia
#e-mail: ifedorov@krsc.ru

Received August 27, 2024; revised October 29, 2024; accepted December 25, 2024

Visual slope observations are still the main method of avalanche detection. As a result, avalanche statistics, especially in remote mountain areas, remain incomplete. Like earthquake forecasting, the avalanche prognosis is a complex task that requires a complete set of data on avalanche activity in the region and meteorological observations. To begin this process, it is necessary to create a remote all-weather automated avalanche monitoring system. The Kola Branch of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences initiated developing a hardware and software package for the avalanche monitoring. The main function of this complex is the registration of seismic and infrasound signals. Over the last five years, a series of experiments have been conducted in the Khibiny Mountains aimed at registration of forced avalanche releases carried out by the avalanche safety service. During the experiments, signals produced by avalanches were recorded using a broadband seismometer and an array of three low-frequency microphones installed at varying distances from an avalanche source. The results obtained demonstrated the high recording capability of the infrasound method, but also revealed problems associated with the use of the seismic method. Technical solutions have been found and prototypes of software for automated detection of target signals have been created. Thus, the experimental complex to monitor avalanche activity in the Khibiny Mountains has been established. The operation of the complex has shown that infrasound signals generated by the movement of snow mass on the mountain slope allow detecting avalanches with a volume of about 5 thousand m^3 at a distance of 7 km. The smallest recorded avalanche had a volume of 0.5 thousand m^3 and was located in 2.5 km away from the station.

Keywords: snow avalanches, infrasound, monitoring, Khibiny Mountains

REFERENCES

Asming V.E., Fedorov A.V., Vinogradov Yu.A., Chebrov D.V., Baranov S.V., Fedorov I.S. Fast detector of infrasound events and its application. *Geofizicheskie issledovaniya*. Geophysical Research. 2021, 22 (1): 54–67 [In Russian].

Vikulina M.A. Avalanche risk assessment in the Khibiny. *InterKarto/InterGIS*. InterKarto/InterGIS. 2019, 25 (2): 66–76 [In Russian].

Myagkov S.M. Geografiya lavin. Geography of avalanches. Moscow: Moscow University Press, 1992: 331 p. [In Russian].

Pilgaev S.V., Chernous P.A., Filatov M.V., Larchenko A.V., Fedorenko Y.V. Avalanche-rockfall signalling complex. *Trudy Kolskogo nauchnogo centra RAN*. Proc. of the Kola Scientific Centre of RAS. 2016, 4–2 (38): 98–101 [In Russian].

Timofeev V.G. Snezhno-meteorologicheskaya sluzhba Hibin. Snow and meteorological service of the Khibiny Mountains. Moscow: AIRO-XXI, 2017: 352 p. [In Russian].

Fedorov A.V., Fedorov I.S., Voronin A.I., Asming V.E. Mobile complex of infrasound registration of snow

avalanches: general principle of construction and results of application. *Sejsmicheskie pribory*. Seismic Devices. 2021, 57 (1): 5–15 [In Russian].

Firstov P.P., Sukhanov A.A., Pergament V.H. Radionovsky M.V. Acoustic and seismic signals from snow avalanches. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. Report of the USSR Academy of Sciences. 1990, 312 (1): 67–71 [In Russian].

Shmelev V.A. Traffic safety system on mountainous areas. *Put i putevoe hozyajstvo.* Track and track facilities. Moscow: Russian Railways, 2011, 1: 17–18 [In Russian].

Bedard A. Detection of Avalanches Using Atmospheric Infrasound. Proceedings Western Snow Conference. Fort Collins, 1989: 52–58.

Biescas B., Dufour F., Furdada G., Khazaradze G., Suriñach E. Frequency content evolution of snow avalanche seismic signals. Surveys in Geophysics. 2003, 24: 447–464.

Comey R., Mendenhall T. Recent Studies Using Infrasound Sensors to Remotely Monitor Avalanche Activity. Proceedings, International Snow Science Workshop. Wyoming, 2004: 640–646.

Gauer P., Kern M., Kristensen K., Lied K., Rammer L., Schreiber H. On pulsed Doppler radar measurements of avalanches and their implication to avalanche dynamics. Cold Regions Science and Technology. 2007, 50: 55–71. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.03.009

Heck H., Hobiger M., van Herwijnen A., Schweizer J., Fah D. Localization of seismic events produced by avalanches using multiple signal classification. Geophysical Journal International. 2017, 216 (1): 201–217. https://doi.org/10.1093/gji/ggy394

Lacroix P., Grasso J.-R., Roulle J., Giraud G., Goetz D., Morin S., Helmstetter A. Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation, and relationships to meteorological variables. Journ. of Geophys. Research. 2010, 117: F01034. https://doi.org/10.1029/2011JF002106

Marchetti E., Ripepe M., Ulivieri G., Kogelnig A. Infrasound array criteria for automatic detection and front velocity estimation of snow avalanches: towards a real-time early-warning system. Natural Hazards and Earth System Sciences 2015, 15: 2709–2737. https://doi.org/10.5194/nhess-15-2545-2015

Marchetti E., van Herwijnen A., Christen M., Silengo M.C., Barfucci G. Seismo-acoustic energy partitioning of a powder snow avalanche. Earth Surface Dynamics. 2020, 8: 399–411. https://doi.org/10.5194/esurf-8-399-2020

Mayer S., Van Herwijnen A., Ulivieri G., Schweizer J. Evaluating the performance of an operational infrasound avalanche detection system at three locations in the Swiss Alps during two winter seasons. Cold Regions Science and Technology. 2020, 173: 102962. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102962

McClung D., Schaerer P. The Avalanche Handbook / The Mountaineers Books, Washington, U.S.A. 2006: 342 p.

Michael A., Hedlin H., Alcoverro B., D'Spain G. Evaluation of rosette infrasonic noise-reducing spatial filters. Journ. Acoustic Society Amer. 2003, 114 (4): 1807–1820. https://doi.org/10.1121/1.1603763

Pérez-Guillén C., Sovilla B., E. Suriñach E., Tapia M., Köhler A. Deducing avalanche size and flow regimes from seismic measurements. Cold Regions Science and Technology. 2016, 121: 25–41.

Prokop A., Schön P., Wirbel A., Jungmayr M. Monitoring avalanche activity using distributed acoustic fiber optic sensing. Proceedings, International Snow Science Workshop. Banff, 2014: 129–133.

Schimmel A., Hubl J., Koschuch R., Reiweger I. Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches. Natural Hazards. 2017, 87: 83–102. https://doi.org/10.1007/s11069-017-2754-1

Scott E.D, Hayward C.T, Kubicheck R., Hammon J., Pierre J., Comey B., Mendenhall T. Single and Multiple Sensor Identification of Avalanche Generated Infrasound. Cold Regions Science and Technology. 2007, 47: 159–170. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.08.005

Steinkogler W., Ulivieri G., Vezzosi S., Hendrikx J., van Herwijnen A., Humstad T. Infrasound Detection of Avalanches: operational experience from 28 combined winter seasons and future developments. Proc. of the 2018 International Snow Science Workshop. Austria, 2018: 621–626. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.10.004

van Herwijnen A., Schweizer J. Monitoring avalanche activity using a seismic sensor. Cold Reg. Sci. Technol. 2021, 69: 165–176. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.06.008

Vilajosana I., Khazaradze G., Surinach E., Lied E., Kristensen K. Snow avalanche speed determination using seismic methods. Cold Regions Science and Technology. 2007, 49: 2–10. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.09.007

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 93–102

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.525:551.578.46

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТА ПОД СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА ШПИЦБЕРГЕНЕ

© 2025 г. А. В. Сосновский*, Н. И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия

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

Поступила 24.10.2024 г.
После доработки 10.11.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

На основе математического моделирования и численных экспериментов получена зависимость для оценки температуры поверхности грунта под снежным покровом при разной температуре воздуха и толщине снежного покрова.

Ключевые слова: температура поверхности грунта, снежный покров, толщина, плотность снега, температура воздуха, моделирование

DOI: 10.31857/S2076673425010079, **EDN**: GYXNOY

ВВЕДЕНИЕ

Термический режим почв, грунтов и горных пород имеет важное значение для разных отраслей народного хозяйства. Он влияет на несущую способность мёрзлых грунтов, функционирование хозяйственных объектов, транспортных и других коммуникаций, урожайность озимых культур и многое другое (Stieglitz et al., 2003; Павлов, 2008; Анисимов, Стрелецкий, 2015).

Одно из негативных последствий современного изменения климата – деградация многолетней мерзлоты, которая отрицательно влияет на инфраструктуру территорий её распространения (Доклад..., 2017; Suter et al., 2019; Hjort et al., 2022). В работе (Второй..., 2014) отмечается, что изменение климата к концу первого десятилетия XXI в. привело к уменьшению несущей способности многолетней мерзлоты по сравнению с 1970-ми годами в среднем на 17%, а в отдельных регионах – до 45%. Опасно деформируются объекты железнодорожной, автомобильной и трубопроводной транспортной инфраструктуры.

Оценка состояния почвы под снегом – важная задача, в частности, для оценки вероятности промерзания или выпревании растений (Перевертин и др., 2022). В работе (Николаев, Скачков, 2012) показано влияние снежного покрова и температурного режима мерзлотных почв на радиальный прирост деревьев Центральной Якутии. Так, при малой высоте снежного покрова происходит сильное промерзание грунтов в зимний период, что отрицательно сказывается на радиальном приросте деревьев в последующий год.

В работе (Зайкова и др., 2021) дана оценка влияния снежного покрова на формирование температурного режима чернозёма выщелоченного на орошаемых участках. На основании информационно-логического анализа показано, что на формирование температурного режима почвы в зимний период максимальное влияние оказывают плотность и высота снежного покрова. На поверхности почвы доля влияния этих факторов составила 31 и 30% соответственно.

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением – R_s, равным отношению толщины снега h_s к его коэффициенту теплопроводности λ_s. Термическое сопротивление снежного покрова, наряду с температурой воздуха, определяют температурный режим промерзающего основания (Осокин, Сосновский, 2016). Коэффициент теплопроводности снега зависит в основном от его плотности и структурных особенностей (Осокин, Сосновский, 2014).

Для расчёта температурного режима пород применяются разные математические модели (Сосновский, 2006). Однако для их реализации требуются большой спектр входных параметров. При этом не всегда есть возможность измерить температуру грунта в разных ландшафтных условиях, поэтому важной задачей является оценка температуры

грунта по известной толщине снега и температуре воздуха, которые представляют измеряемые параметры на каждой метеостанции.

Цель работы – оценка температуры поверхности грунта по данным о толщине снега и температуре воздуха. Для этого на основании математического моделирования проведены расчёты температуры поверхности грунта при разных значениях толщины снега, температуры воздуха и других параметров.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для расчётов промерзания–протаивания грунта применялась математическая модель, представленная в работах (Сосновский, 2006; Осокин, Сосновский, 2015). Она позволяет учесть реальную изменчивость метеорологических параметров, динамику снегонакопления; изменчивость теплофизических характеристик снега и грунта. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалась с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мёрзлого и талого слоя грунта определялось из условия Стефана на фазовой границе. Деформация грунта и миграция влаги не учитывалась. На поверхности грунта (снежного покрова) задавалось граничное условие 3-го рода с учётом потоков тепла за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации, на нижней поверхности вводился геотермический поток тепла (Осокин, Сосновский, 2015). Распределение температуры в снежном покрове, в мёрзлой и талой зонах грунта описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности. На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла.

Зависимость доли незамёрзшей воды в грунте w_w принималась по графикам, приведённым в работе (Вотяков, 1975), аппроксимируемых для суглинка экспоненциальной зависимостью вида $w_w = A_1 \cdot \exp(B_1(T - 273))$ при значениях коэффициентов $A_1 = 0.0834$ и $B_1 = 0.0476$. Система уравнений замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега.

Численное решение системы уравнений, описывающей теплообмен в системе атмосфера – снежный покров – подстилающая порода, выполнялось методом конечных разностей с применением неявной разностной схемы для нелинейных задач тепловлагопроводности с переменными коэффициентами. Задача промерзания решалась методом ловли фронта промерзания в узел фиксированной пространственной сетки с переменным шагом по времени, определяемым из условия перемещения границы фазового перехода на один узел сетки и с переходом при необходимости на постоянный шаг по времени и переменный по пространственной переменной.

На каждом временно́м шаге рассчитывался рост высоты снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло– и массообмена. При расчётах пространственный шаг по снежному покрову и грунту на глубине до 10 м принят равным 2 см, а на глубине 10–25 м шаг 1 м. При этом если величина очередного шага по времени превышала предыдущее значение более чем на 10%, то вводился фиксированный временно́й шаг и находилось промежуточное положение фронта замерзания между узлами пространственной сетки, от которого определялось дальнейшее продвижение фронта промерзания. Применялась фиксированная пространственная сетка по снежному покрову, рост узлов которой зависел от временно́го шага продвижения фронта промерзания грунта и динамики высоты снежного покрова.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЁТОВ

При расчётах применялся коэффициент эффективной теплопроводности снега в зависимости от его плотности по формуле

$$\lambda_s = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2.905 \cdot 10^{-6} \rho_s{}^2,$$

полученной путём обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей (Осокин, Сосновский, 2015).

Основные расчёты проведены для суглинка плотностью 1600 кг/м^3 и влажностью 20%. Коэффициенты теплопроводности мёрзлого – λ_f и талого – λ_{th} суглинка принимались равными 1.51 и 1.33 Вт/(м × °С) соответственно, а объёмная теплоёмкость 2.14 ж/(м^3 × °С)10^6 (СНиП 2.02.04–88, 1997). Количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зоны суглинка принималась 11%.

Начальная температура грунта определялась путём предварительных калибровочных расчётов. Температура выпадающего снега полагается равной температуре воздуха, скорость ветра принимается 4 м/с, влажность воздуха 70% и облачность – 0.6. При расчётах задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха принималась $\tau_{s0} = 5$ суток.

Альбедо снежной поверхности принято равным 0.8 для сухого снега, 0.5 для влажного снега (в период таяния) и 0.2 для грунта. Солнечная радиация

задавалась по средним многолетним значениям. В условиях полярной ночи на Шпицбергене солнечная радиация в календарные зимние месяцы принималась равной нулю. Динамика высоты снежного покрова от времени принималась по линейной зависимости.

При расчёте термического режима приповерхностного слоя грунта важными параметрами являются высота и плотность снега. Известно много зависимостей плотности снега от его толщины. В работе (Основы ..., 2017) рассмотрены такие зависимости, применяемые в разных странах. Ряд из приведённых зависимостей связывает плотность снежного покрова не только с его высотой, но и с температурой воздуха и скоростью ветра. Исключая экстремальные значения плотности снега, эти зависимости дают средние значения плотности снега около 200, 250 и 290 кг/м^3 при толщине снега 0.3, 0.5 и 1 м, соответственно. В работе (Осокин, Сосновский, 2014) приведены карты распределения высоты и плотности снежного покрова на равнинной территории России за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. за разные месяцы. В марте 2001–2010 гг. диапазон изменения плотности составляет 140–330 кг/м^3. Наименьшие значения плотности – до 200 и 170 кг/м^3 приурочены соответственно к Якутии и Забайкалью, где высота снежного покрова в основном не превышает 0.4 и 0.25 см. В центральных районах Европейской территории России плотность снега составляет 230–270 кг/м^3 при толщине снега от 0.5 до 0.75 м. На севере Западной Сибири плотность снега достигает 300 кг/м^3 при снежном покрове толщиной до 1 м. При этом максимальные значения высоты снежного покрова достигают 120 см и значения плотности при максимальной толщине снега могут превысить 380 кг/м^3.

Для расчётов приняты пары значений толщина/плотность снега: 0.3/200; 0.5/250; 0.75/270 и 1/290 м/(кг/м^3). Для этих значений термическое сопротивление снежной толщи, рассчитанное по формуле $R_s = hs / \lambda_s$, равно 2.3, 2.8, 3.5 и 4.4 м^{2}К/Вт соответственно. Таким образом, при увеличении толщины снега в 3.3 раза (от 0.3 до 1 м) величина R_s растёт только в 1.9 раз. В работе (Осокин и др., 2013) отмечается, что рост плотности снега в полтора раза с 200 до 300 кг/м^3 (например, за счёт механического воздействия) снижает толщину снежного покрова в 1.5 раза и увеличивает коэффициент теплопроводности в 1.9 раз. В итоге термическое сопротивление снежного покрова снижается в 2.8 раза.

КАЛИБРОВОЧНЫЕ РАСЧЁТЫ

Для проверки работоспособности математической модели при принятых значениях входящих параметров были проведены калибровочные расчёты по данным измерений глубины промерзания грунта в районе метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген) в 2022/23 г. Длительность холодного периода в 2022/23 г. составила 240 суток, средняя температура воздуха за период с положительными температурами 2022 г. составила t_a = 5.3 °С, и за период с отрицательными температурами t_w = –6 °С. Динамика температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой приняты по синусоиде с максимальным t_s π/2 и минимальным t_w π/ 2 значением температуры воздуха.

Для получения температурного профиля в грунте и оценки скорости его промерзания в сентябре 2022 г. были установлены и сняты в сентябре 2023 г. термохроны. Термохроны измеряли температуру грунта на его поверхности и на глубинах 10, 30, 50 и 70 см. Скорость глубины промерзания определяли по времени перехода температуры грунта в этих точках через 0 °С – от положительных к отрицательным значениям температуры. Одна из точек измерений (точка *1*) была расположена в 100 м на юго-запад от метеоплощадки метеостанции Баренцбург на высоте 70 м над ур. моря. Температуру грунта измеряли температурными логгерами iButtons DS1922L-F5/DS1925L-F5. Разрешение измерений составляет 0.0625 °С. Интервал измерения температуры грунта составлял 2 часа.

Для оценки толщины снега в точке *1* рассмотрим динамику толщины снега на метеостанции Баренцбург в период таяния снежного покрова весной 2023 г. На момент наступления положительных температур воздуха 21.05.2023 толщина снега на метеостанции, расположенной в 100 м от точки *1* составляла 157 см. При этом наибольшая толщина снежного покрова в течение нескольких зимних дней достигала 163 см. Положительная температура поверхности грунта в точке *1*, когда весь снег растаял, приходится на 9 июня 2023 г. К этому моменту толщина снега на метеостанции составляла 56 см. Таким образом, предполагая, что интенсивность таяния на метеостанции и в точке *1* отличается незначительно, получим, что к 9 июня на метеостанции растаял 101 см снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в точке *1* составляла 101 см, а максимальная высота снежного покрова в этой точке достигала 107 см. Предположим, что динамика снегонакопления – отношение толщины снежного покрова к его максимальному значению на метеостанции и в точке *1* одинакова, получим, что толщина снега в этой точке в холодный период 2022/23 г. будет составлять 107/163 = 66% от толщины снега на метеостанции. Отметим, что в холодный период 2021/22 г. максимальная высота снежного покрова на метеоплощадке составляла 148 см, а в точке *1* – 94 см, что составляет 64% от значения на метеоплощадке. Близкие значения отношения толщины снежного покрова в точке *1* и на метеостанции Баренцбург за холодный период 2021/22

и 2022/23 гг. – 64 и 66%, соответственно, показывают на схожий режим снегонакопления в этой точке. В условиях Западного Шпицбергена довольно часто наблюдаются оттепели, что влияет на рост плотности снега. Зависимость плотности снежного покрова от его толщины до начала снеготаяния принималось в виде $\rho_s = 250 * h_s + 150$, кг/м^3, h_s – в метрах. Максимальная плотность снега ограничивалось значением 400 кг/м^3. В условиях частых оттепелей на Западном Шпицбергене и сильных ветров плотность снежного покрова по глубине можно принять постоянной.

Результаты расчётов глубины и динамики промерзания грунта показали удовлетворительное совпадение с данными измерений (рис. 1). Время промерзания грунта до глубины 70 см в точке *1* по данным измерений и расчётов составила 46 сут.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для оценки температуры поверхности грунта под снегом проведены расчёты при разных соотношениях температуры воздуха, толщины и плотности снега. На рис. 2 представлены результаты расчётов средней температуры поверхности грунта и её отношение к температуре воздуха при разных значениях толщины и плотности снега. Расчёты проводились при постоянных значениях толщины и плотности снега, начиная с 60-х суток. В первые два месяца толщина снега изменялась от нуля до 10–25 см, а температура воздуха от 0 до –10 °С. Затем температура воздуха выдерживалась постоянной в течение 45 суток равной –10, –20, –30 и –40 °С при постоянной толщине и плотности снега. В течение каждого из этих промежутков температура поверхности грунта немного понижалась. Для анализа принималась средняя температура поверхности грунта за каждый 45-суточный период. При этом для снега толщиной 0.3 м и плотностью 200 кг/м^3 коэффициент вариации составил 1.7 и 9.8% при температуре воздуха –10 и –40 °С соответственно. Для снега толщиной 1 м и плотностью 290 кг/м^3 коэффициент вариации при этих температурах воздуха составил 1.9 и 7.2%. При этих значениях коэффициента вариации степень рассеивания данных считается незначительной.

Результаты расчётов температуры поверхности грунта T_g и её отношение к температуре воздуха T_a при разных значениях температуры воздуха и толщины снега представлены на рис. 2. Из графика (см. рис. 2, *а*) видно, что при температуре воздуха -20 °С температура поверхности грунта составляла –5.9 и –8.5 °С при толщине/плотности снега 1.0/290 и 0.3/200 м/(кг/м^3) соответственно. При температуре воздуха –40 °С эти значения составили –11.2 и –16.6 °С соответственно.

Рассмотрим отношение средней температуры поверхности грунта к температуре воздуха – $r = T_g / T_a$. Из рис. 2, *б* видно, что при температурах воздуха T_a ниже –20 °С отношение температуры

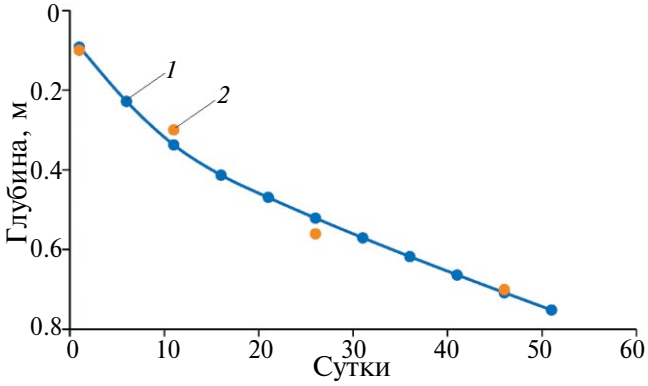


Рис. 1. Глубина промерзания грунта по данным расчётов и измерений: *1* – данные расчётов; *2* – данные измерений

Fig. 1. The depth of soil freezing according to calculations and measurements: *1* – calculation data; *2* – measurement data

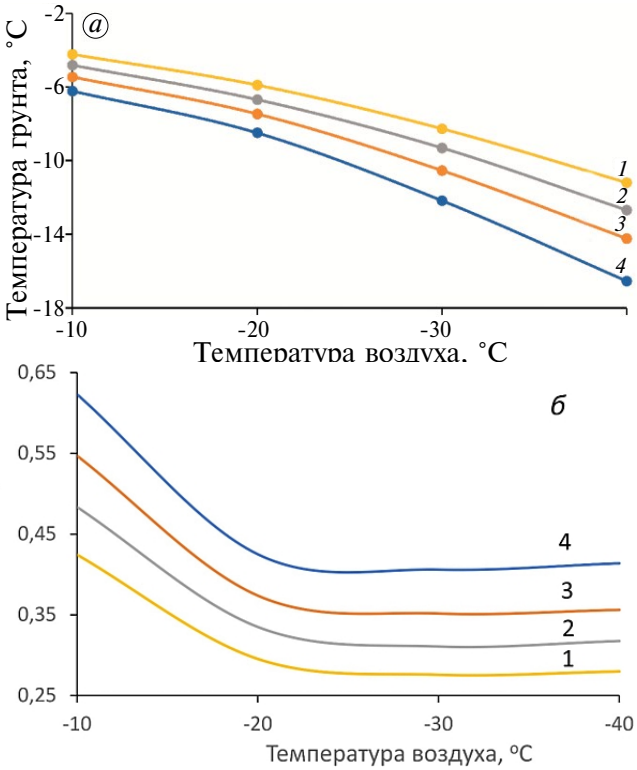


Рис. 2. Средняя температура поверхности грунта (*а*) и её отношение к температуре воздуха (*б*) при толщине/плотности снега: *1* – 1/290; *2* – 0.75/270; *3* – 0.5/250; *4* – 0.3/200 м/(кг/м^3)

Fig. 2. The average temperature of the soil surface (*a*) and its ratio to air temperature (*б*) at the thickness / density of snow: *1* – 1/290; *2* – 0.75/270; *3* – 0.5/250; *4* – 0.3/200 m/(kg/m^3)

поверхности грунта к температуре воздуха мало изменяется. Так, для толщины снега (при соответствующей плотности) от 0.3 до 0.7 м отклонение величины r от среднего значения составило 2–3% и 7% при толщине снега 1 м. Это позволило получить зависимость величины r от толщины снега (рис. 3) в виде

$$r = -0.162\ln(h_s) + 0.435,\ R^2 = 0.9966$$
при значениях $T_a = -10$ °C

$$\text{и } r = -0.107\ln(h_s) + 0.286,\ R^2 = 0.9977$$
при $T_a = -20...-40$ °C,

при этом коэффициент детерминации R^2 принимает достаточно высокие значения. При толщине снега 1 м величина r равна 0.435 и 0.286 при температуре воздуха –10 и –20...–40 °C соответственно.

Отмечено, что, согласно данным работы (Шерстюков, 2008), изменения среднегодовой температуры почвогрунтов в Сибири (на большей части территории которой зимние температуры воздуха опускаются ниже –20 °C) в большей мере определяются изменениями толщины снежного покрова (до 60%), а не изменениями температуры воздуха (до 10%).

Зная величину r, можно получить зависимость для разности – d между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха от высоты снежного покрова и температуры воздуха в виде:

$$d = T_a\,(-0.107\ln(h_s) - 0.714),\ °C, \quad (1)$$
при $T_a = -20...-40$ °C, h в м,

$$d = T_a\,(-0.162\ln(h_s) - 0.565),\ °C, \quad (2)$$
при $T_a = -10$ °C.

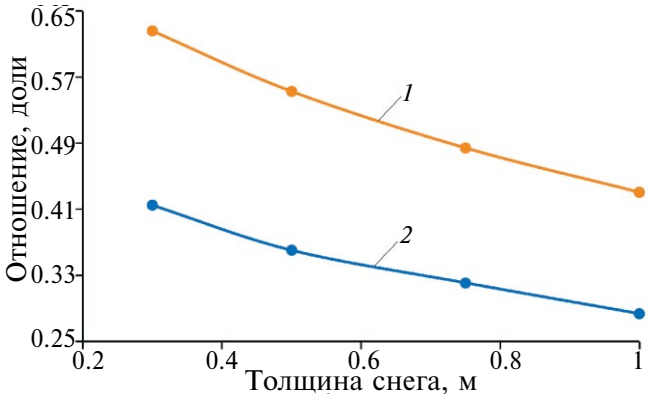


Рис. 3. Отношение температуры поверхности грунта к температуре воздуха при значениях последней: *1* – –10 °C; *2* – от –20 до –40 °C

Fig. 3. The ratio of the soil surface temperature to the air temperature at the values of the latter: *1* – –10 °C; *2* – –20 to –40 °C

В работе (Шерстюков, Анисимов, 2018), исходя из предположений, что тепловые потоки зимой и летом равны по модулю, так как годовой баланс тепла почвы равен нулю и водопроницаемость разных горизонтов почвы летом и зимой одинакова, была получена зависимость разности между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха d от высоты снежного покрова H_s в виде $d = 2.1671\ \ln(H_s - 5) + 0.7679$, где H_s в см, и построена карта пространственного распределения величины d за 1984–2013 гг. На территории России величина d изменяется от 0.1 на юго-западе до 20 °C в отдельных районах Якутии. При этом отмечается, что для слоя снега 7 см среднее значение d составляет около 2.3 °C, а при высоте снежного покрова 50 см средняя разность между температурой поверхности почвы и температурой воздуха достигает 9.0 °C.

Расчёты по формуле (1) показывают, что при высоте снежного покрова 0.5 м и температуре воздуха –20 °C величина $d = 12.8$ °C, а по формуле (2) при $T_a = -10$ °C получим $d = 4.5$ °C. Тогда при $T_a = -15.5$ °C получена разность между температурой поверхности почвы и температурой воздуха $d \approx 9.1$ °C. Из рис. 3 видно, что рост толщины снега в два раза от 0.5 м до 1 м приводит к снижению величины r приблизительно на четверть, как для $T_a = -20...-40$ °C, так и $T_a = -10$ °C.

Рассмотрим изменчивость толщины снежного покрова, температуры воздуха и поверхности грунта в точке 1 в районе метеостанции в пос. Баренцбург (рис. 4). При толщине снега до 0.3–0.5 м температура поверхности грунта в целом повторяет изменчивость температуры воздуха. При толщине снега более 0.5 м с января до начала апреля 2023 г. колебания отрицательной температуры воздуха на 20 °C приводят к колебанию температуры поверхности грунта только на 3 °C (см. рис. 4). С 15 по 19 февраля температура воздуха понизилась

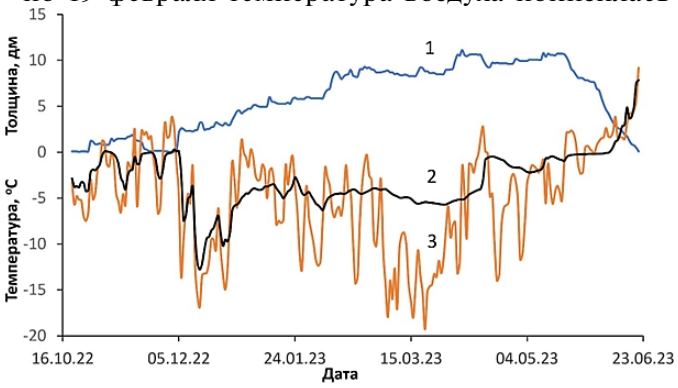


Рис. 4. Толщина снега (*1*), температура поверхности грунта (*2*) и воздуха (*3*) в районе метеостанции Баренцбург

Fig. 4. Snow thickness (*1*), ground surface temperature (*2*) and air temperature (*3*) in the area of the Barentsburg weather station

от –1.4 до –14.3 °С, при этом температура поверхности грунта понизилась от –4.3 до –4.5 °С при толщине снега 84 см. Это показывает небольшое влияние краткосрочного изменения температуры воздуха на температуру поверхности грунта при толщине снежного покрова более 0.5 м. Однако это не касается оттепели. Так, к 15 апреля температура воздуха повысилась до 2.8 °С при толщине снега 1 м. В результате за трое суток температура поверхности грунта увеличилась на 3 °С.

При более продолжительном понижении температуры воздуха с 2 по 28 марта 2023 г. в среднем на 10 °С, температура поверхности грунта уменьшилась на 1.3 °С при толщине снега 86 см. С 20 апреля по 3 мая температура воздуха понизилась на 5.9 °С, от средней температуры –1.7 °С (за период с 6 по 19 апреля) до –7.6 °С за последующие две недели. При этом температура поверхности грунта понизилась от –0.5 до –2 °С при толщине снега 96 см.

Из рис. 4 видно, что с 4 по 28 марта 2023 г. средняя температура воздуха составила –13.6 °С, толщина снега 86 см и средняя температура поверхности грунта –5.1 °С при коэффициенте вариации 9.2%. При этих значениях температуры воздуха и толщины снега (см. рис. 2, *а*) путём линейной аппроксимации получим расчётную температуру поверхности грунта равной –5.2 °С.

ВЛИЯНИЕ РАЗНЫХ ФАКТОРОВ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТА

Проведённые расчёты выполнены при фиксированном соотношении высоты снежного покрова и плотности снега. Однако если известна плотность снега, то можно уточнить температуру поверхности грунта под снежным покровом. Для этого проведена серии расчётов для определения влияния плотности снега на температуру поверхности грунта.

Представленные результаты расчётов температуры поверхности грунта (рис. 5) получены при средней температуре воздуха за холодный период –20 °С (минимальная –31.4 °С), плотности снега 200 и 300 кг/м^3 и максимальной толщине снега 0.5 и 1 м. Легко заметить, что при максимальной толщине снега 1 м рост плотности с 200 до 300 кг/м^3, кривые 1 и 2 (см. рис. 5), приводит к понижению температуры поверхности грунта на 3–5 °С, в среднем на 3.8 °С с момента установления снежного покрова. Таким образом, рост плотности снега на 20 кг/м^3 приводит к снижению температуры поверхности грунта приблизительно на 0.75 °С. Немного более значительное понижение температуры поверхности грунта, в среднем на 4.7 °С, происходит при снижении толщины снега в два раза, с 1 до 0.5 м.

Также оценку температуры поверхности грунта можно уточнить, если известна летняя температура воздуха и влажность грунта. Рассмотрим влияние летней температуры воздуха на температуру поверхности грунта – T_g. Расчёты были проведены для снега максимальной толщины 0.5 м, плотностью 250 кг/м^3, при средней температуре воздуха за холодный период –15 °С (минимальной –23.4 °С) при средней положительной температуре воздуха 5, 10 и 15 °С в период с 241 до 365 суток от начала наступления отрицательных температур воздуха. Максимальная температура воздуха за этот период составляла 7.5, 15.6 и 23.4 °С. При этом средняя температура поверхности грунта в летний период составила 2.8, 7.7 и 12.5 °С, а максимальная 4.2, 11.5 и 18.7 °С, соответственно. При росте средней летней температуры воздуха в два раза – от 5 до 10 °С средняя температура поверхности грунта в зимний период растёт на 0.84 °С, а с ростом в полтора раза – от 10 до 15 °С увеличивается на 0.36 °С. При этом минимальная температура грунта составила –13.1, –12.0 и –11.2 °С, соответственно. Поэтому при значительном повышении летней температуры воздуха от 5 до 15 °С растёт на 1.2 °С и температура поверхности грунта под снегом из-за роста температуры грунта в летний период.

Для снега толщиной 0.5 м, плотностью 250 кг/м^3 и температурах воздуха –10, –20, –30 и –40 °С были проведены дополнительные расчёты при влажности грунта 15%. В результате было получено снижение температуры поверхности грунта в среднем на 0.6 °С в пересчёте на 1% влажности грунта по сравнению с его влажностью 20%.

Оценим температуру поверхности грунта влажностью 18% при толщине снежного покрова 0.5 м, плотности снега 300 кг/м^3, зимней температуре

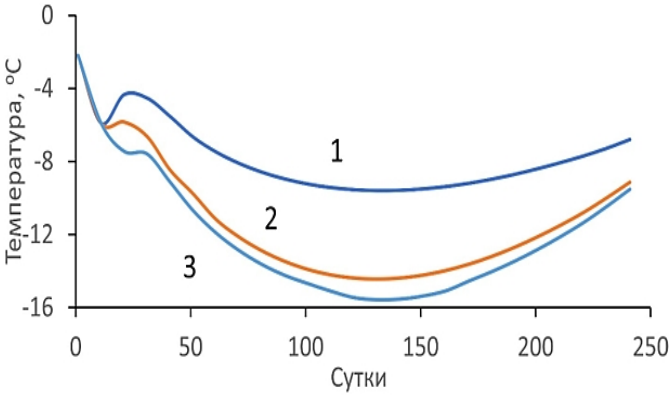


Рис. 5. Температура поверхности грунта при средней температуре воздуха за холодный период –20 °С при плотности снега *1*, *3* – 200 кг/м^3; *2* – 300 кг/м^3; при толщине снега: *1*, *2* – 1 м; *3* – 0.5 м

Fig. 5. Ground surface temperature at an average air temperature during the cold period –20 ° C at a snow density of *1*, *3* – 200 kg/m^3; *2* – 300 kg/m^3; at snow thickness: *1* and *2* – 1 m; *3* – 0.5 m

атмосферного воздуха –15 °С и средней летней температуре воздуха 10 °С. По формулам (1) и (2) получим, что при высоте снежного покрова 0.5 м, плотности снега 250 кг/м^3 и температуре воздуха –20 °С величина d = 12.8 °С, а по формуле (2) при T_a = –10 °С получим d = 4.5 °С. Тогда при –15 °С получим разность между температурой поверхности почвы и температурой воздуха $d \approx 8.7$ °С и температуру поверхности почвы $T_g \approx -6.3$ °С. Так как плотность снега больше принятой при получении формул (1) и (2) на 50 кг/м^3, то величина T_g будет на 1.9 °С ниже и составит –8.2 °С. При летней температуре воздуха 10 °С происходит рост температуры поверхности почвы на 0.84 °С и тогда $T_g \approx -7.4$ °С, а учёт снижения влажности грунта на 2% понизит температуру поверхности грунта на 1.2 °С и в результате получим оценку температуры поверхности грунта $T_g \approx -8.6$ °С.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температура грунта в зимний период – важный параметр для оценки функционирования природных и технических систем. Снежный покров, как и температура воздуха, влияют на температуру грунта. При этом не всегда возможно измерение температуры грунта в течение холодного времени года. Поэтому разработка простой и доступной методики определения температуры грунта, в частности температуры его поверхности, по толщине снежного покрова и температуре воздуха представляет актуальную задачу. Для её решения применялось математическое моделирование и численные эксперименты по определению температурного режима грунта под снежным покровом при разных значениях толщины и плотности снега и температуры воздуха. Математическая модель тестировалась по данным измерений динамики промерзания грунта в районе метеостанции Баренцбург на Западном Шпицбергене. Был проведён анализ соотношения плотности снега и его толщины и получены наиболее распространённые пары значений этих величин, что позволило сократить объём вычислений.

Результаты численных экспериментов позволили определить температуру поверхности грунта под снегом и рассчитать отношение температуры поверхности грунта к температуре воздуха. При изменении температуры воздуха в диапазоне от –20 до –40 °С это отношение практически не зависит от температуры воздуха, а только от параметров снежного покрова. В результате получены зависимости для разности между температурой поверхности грунта под снегом и температурой воздуха от высоты снежного покрова и температуры воздуха. Дана оценка влияния плотности снега, положительной температуры воздуха и влажности грунта на температуру поверхности грунта. Проведена калибровка проведенных расчётов температуры поверхности грунта по данным измерений на Западном Шпицбергене.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы Госзадания Института географии РАН FMWS-2024-0004. Сбор и анализ материалов по Шпицбергену проводился по программе FMWS-2024-0013.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences FMWS-2024-0004. The collection and analysis of materials for Spitsbergen was carried out under the Program FMWS-2024-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов // Арктика XXI век. Естественные науки. 2015. № 2 (3). С. 60–74.

Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 176 с.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: Изд-во Росгидромета, 2014. 58 с.

Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации. СПб.: Климатический центр Росгидромета, 2017. 106 с.

Зайкова Н.И., Шишкин А.В., Дёмина И.В. Оценка влияния снежного покрова на формирование температурного режима чернозема выщелоченного орошаемых участков // Вестн. Алтайского гос. аграрного ун-та. 2021. № 5 (199). С. 36–41.

Николаев А.Н., Скачков Ю.Б. Влияние снежного покрова и температурного режима мерзлотных почв на радиальный прирост деревьев Центральной Якутии // Журнал Сибирского федерального ун-та. Сер. Биология. 2012. Т. 5. № 1. С. 43–51.

Основы проектирования строительных конструкций. Определение снеговых нагрузок на покрытия (ГОСТ Р ИСО 4355–2016). М.: Стандартинформ, 2017. 37 с.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 93–103. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-93-103

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 4 (128). С. 72–80. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-72-80

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Экспериментальные исследования коэффициента эффективной тепло-

проводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54 (3). С. 50–58. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта. // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105. http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112)

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.

Перевертин К.А., Белолюбцев А.И., Дронова Е.А., Асауляк И.Ф., Кузнецов И.А., Мазиров М.А., Васильев Т.А. Влияние режима снежного покрова на агрономические риски развития розовой снежной плесени. Лёд и Снег. 2022; 62 (1): 75–80. https://doi.org/10.31857/S2076673422010117

СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Изд-во ГУП ЦПП, 1997. 52 с.

Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.

Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.

Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.

Hjort J., Streletskiy D., Dore G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. № 1. P. 24–38. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8

Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost // Geophys. Research Letters. 2003. 30 (13). P. 1721–1724.

Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N. Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic // Polar Geography. 2019. V. 42. P. 267–286.

Citation: *Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Approach to the assessment of ground surface temperature under snow cover based on measurements in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 93–102. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010079

Approach to the assessment of ground surface temperature under snow cover based on measurements in Svalbard

© 2025 A. V. Sosnovsky#, N. I. Osokin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
#e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received October 24, 2024; revised November 10, 2024; accepted December 25, 2024

Ground temperature in winter is one of important parameters for evaluating the functioning of natural and technical systems. This temperature is formed under the influence of two factors –the air temperature and snow cover properties. At the same time, it is not always possible to measure the temperature of the ground during the cold season. A simple and easily available method has been developed to estimate the surface temperature from thickness of the snow cover and the air temperature. Based on mathematical modeling, numerical experiments were carried out to determine the temperature regime of the ground under the snow cover using different values of snow thickness, the snow density and the air temperature. The mathematical model was tested against data of measurements of the dynamics of ground freezing in the area of the Barentsburg weather station in Western Svalbard. The ratio of snow density and its thickness was analyzed and the most common pairs of values of these parameters for snow thickness/density were obtained: 1/290; 0.75/270; 0.5/250; 0.3/200 m/(kg/m^3). The results of numerical experiments made it possible to determine the temperature of the ground under snow and to calculate the relationship between the air and the ground temperatures. It was found that when the air temperature changes within the range from –20 to –40 °C, this ratio practically does not depend on the air temperature, but only on the parameters of the snow cover.

With a snow thickness of 1 m, the ratio is 0.435 and 0.286 at air temperatures of –10 °C and –20 ... –40 °C, respectively. As a result, dependencies for calculating the difference between the temperature of the ground under snow and air temperature on the height of the snow cover and atmospheric air temperature have been obtained. Calculations have shown that this difference is 12.8 and 4.5 °C with a snow cover height of 0.5 m and an air temperature of –20 and –10 °C, respectively. Influence of snow density, soil moisture and the summer air temperature upon the ground surface temperature was estimated. The calculations of ground surface temperature were verified using measured data from Western Svalbard.

Keywords: ground surface temperature, snow cover, thickness, snow density, air temperature, modeling

REFERENCES

Anisimov O.A., Streletsky D.A. Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *Arktika XXI vek. Estestvennye nauki.* Arctic twenty-first century. Natural Sciences. 2015, 2 (3): 60–74 [In Russian].

Votyakov I.N. Fiziko-mehanicheskie svoistva merzlih i ottaivayuschih gruntov Yakutii Physico-mechanical properties of frozen and thawing soils of Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 1975: 176 p. [In Russian].

Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 58 p. [In Russian].

Otchet o klimaticheskikh riskakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Report on climate risks on the territory of the Russian Federation. Saint Petersburg: Climatic Center of Roshydromet, 2017: 106 p. [In Russian].

Zaykova N.I., Shishkin A.V., Demina I.V. The evaluation of the influence of snow cover on the temperature regime formation of leached chernozem in irrigated areas. *Vestnik Altaiskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta.* Bulletin of the Altai State Agrarian University. 2021, 199 (5): 36–41 [In Russian].

Nikolaev A.N., Skachkov Yu.B. Influence of snow cover and temperature regime of permafrost soils on the radial growth of trees in Central Yakutia. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya: Biologiya.* Journ. of the Siberian Federal University. Series: Biology. 2012, 5 (1): 43–51 [In Russian].

Osnovi proektirovaniya stroitelnih konstrukcii. Opredelenie snegovih nagruzok na pokritiya (GOST R ISO 4355–2016). Bases for design of structures. Determination of snow loads on roofs (ISO 4355:2016, IDT). Moscow: Standardinform, 2017: 37 p. [In Russian].

Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V. Thermal resistance of snow cover and its effect on the ground freezing. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (1): 93–103 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-93-103

Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (4): 72–80 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-72-80

Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (3): 50–58 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-3-50-58

Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2015, 19 (1): 99–105. Retrieved from: http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf [In Russian].

Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2016, 20 (3): 105–112. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112) [In Russian].

Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].

Perevertin K.A., Belolyubcev A.I., Dronova E.A., Asaulyak I.F., Kuznetsov I.A., Mazirov M.A., Vasiliev T.A. Impact of changes in snow cover regime on agronomic risks causing pink snow mold. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (1): 75–80. https://doi.org/10.31857/S2076673422010117 [In Russian].

Building Code. SNiP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlyh gruntah.* Basements and Foundations in Permafrost. Moscow, State Unitary Enterprise "Center for Design products in Construction", 1997: 52 p. [In Russian].

Sosnovsky A.V. Mathematical modelling of the influence of snow cover thickness on degradation of permafrost at climate warming. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2006, 10 (3): 83–88 [In Russian].

Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2008, 12 (1): 79–87 [In Russian].

Sherstiukov A.B., Anisimov O.A. Assessment of the snow cover effect on soil surface temperature from observational data Russian. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 2: 17–25 [In Russian].

Hjort J., Streletskiy D., Dore G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure. Nature Reviews Earth & Environment. 2022, 3 (1): 24–38. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8

Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. Geophysical Research Letters. 2003, 30 (13): 1721–1724.

Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N. Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic. Polar Geography. 2019, 42: 267–286.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 103–119

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛАВИНЫ

УДК 551.5

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЛАВИНООПАСНОСТЬ ЗИМ НА КАВКАЗЕ В КОНЦЕ XXI ВЕКА НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛЕЙ CMIP6

© 2025 г. И. А. Корнева[1], А. Д. Олейников[2], П. А. Торопов[1,2,*], Н. Е. Варенцова[2], Н. В. Коваленко[2]

[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия*

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

**e-mail: tormet@inbox.ru*

Поступила 20.09.2024 г.
После доработки 18.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

По прогностическим оценкам лучших для Кавказа моделей земной системы CMIP6 при существенном повышении средней зимней температуры на 4–6 °C (согласно сценарию SSP-5.8.5) частота возникновения экстремальной лавинной опасности практически не меняется (из-за увеличения зимних осадков на 25%). При этом максимум зимних осадков в конце XXI в. смещается на март. По расчётам модели SNOWPACK наиболее типичной ситуацией к концу XXI в. будет формирование однородной снежной толщи с низкой плотностью, либо обводнённого снежного покрова. Эти ситуации не являются лавиноопасными, поэтому в 2071–2100 гг. ожидается существенное снижение повторяемости разрушительных крупных лавин из сухого снега и тенденция к увеличению числа менее опасных лавин из рыхлого и мокрого снега.

Ключевые слова: модели CMIP6, климатический прогноз, лавинная опасность, метеорологические условия формирования лавин, модель Snowpack

DOI: 10.31857/S2076673425010082, **EDN**: GYSDBK

ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных приложений результатов моделей земной системы (далее МЗС) являются оценки изменения повторяемости опасных природных явлений – в том числе гляциологических (лавин, ледниковых селей, водо-снежных потоков и др.). На первый взгляд эта задача нерешаема, поскольку пространственное разрешение современных МЗС в самом лучшем случае составляет 50 км. Это означает, что более или менее достоверные результаты численного моделирования климата можно получить при их осреднении по площади как минимум 500×500 км (Торопов, 2005; Taylor et al., 2012). При этом пространственный масштаб большинства опасных гляциологических явлений лежит в диапазоне «сотни метров – первые километры». Если добавить к этому высокую чувствительность этих явлений к микроклиматическим особенностям и индивидуальным характеристикам рельефа каждого лавиносбора, то станет очевидным, что прогнозировать отдельно взятое опасное гляциологическое явление с использованием данных МЗС невозможно. Тем не менее оценки изменения повторяемости опасных явлений в горах на фоне меняющегося климата делаются достаточно активно. Ещё в конце XX в. были обобщены результаты расчётов показателей лавинной опасности, основанные на фоновых климатических прогнозах (Глазовская, Трошкина, 1998; Glazovskaya, 1998). При этом имелись в виду не конкретные события, а сопутствующий им метеорологический и климатический фон по всей территории соответствующего горного района.

Фоновый прогноз лавинной опасности можно реализовать двумя способами: статистическим и «регрессионным». Статистический метод основан на анализе функций распределения основных метеорологических параметров (осадков, высоты снежного покрова, температуры) и сводится к установлению статистически значимой зависимости объёма и дальности выброса лавин от соответствующих значений обеспеченности осадков и температуры (Благовещенский, 1991). Таким образом, можно оценивать лавинную опасность как

по всему горному району, так и в конкретной точке. В последние 5–10 лет в рамках этого подхода предпринимались даже попытки развития моделей потипу нейронных сетей (Жданов, 2016). Основная проблема такого подхода состоит в пространственных ограничениях моделей численного прогноза погоды и МЗС, а также существенной неопределённости результатов моделирования на масштабах отдельно взятой точки. «Регрессионный» подход основан на простых связях характеристик лавинной опасности со средними месячными или сезонными значениями температуры и осадков, которые в свою очередь зависят от режима атмосферной циркуляции (Glazovskaya, Seliverstov, 1998; Christen et al., 2010). К этому подходу можно отнести методику, разработанную на географическом факультете МГУ (Олейников и др., 2000), которая увязывает степень лавинной опасности с величиной аномалии температурно-влажностного режима исследуемого горного региона в холодный период года. В качестве предикторов лавинной опасности используются средние сезонные аномалии температуры и осадков, а также их среднеквадратические отклонения. Эта методика была неоднократно апробирована по кавказскому региону (Олейников, Володичева, 2012; Олейников, Володичева, 2020), в том числе на данных современных реанализов (Куксова и др., 2021).

В представленной работе этот подход применяется нетрадиционно – для прогноза климатически обусловленной лавинной опасности в конце XXI в. Используется прогностическая информация тех моделей CMIP6, которые лучше других воспроизвели средние зимние значения температуры и осадков на Кавказе в условиях современного климата. На примере экспериментов с моделью SNOWPACK с начальными данными из реанализа ERA5 демонстрируется, что использование результатов современных климатических моделей позволяет достаточно успешно воспроизводить ключевые особенности стратиграфии снежного покрова, играющие важную роль в возникновении лавинной опасности.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Общее описание методики исследования. Основой подхода, используемого в рамках данной работы, является простая статистическая схема, основанная на линейной связи фоновой лавинной опасности с температурно-влажностным режимом холодного сезона по крупному горному региону (Олейников и др., 2000; Олейников, Володичева, 2012). При этом исходной метеорологической информацией могут служить не только данные метеостанций, но и результаты численного моделирования атмосферы. Так, использование данных реанализа ERA5 дало адекватные результаты воспроизведения степени лавинной опасности на Кавказе за современный климатический период 1980–2020 гг. (Куксова и др., 2021). Этот результат позволяет надеяться, что использование прогностических расчётов МЗС на последние десятилетия XXI века для оценок фоновой лавинной опасности крупного горного региона возможно.

В работе предпринимается попытка прогноза лавинной опасности на последние десятилетия XXI века на основе результатов моделей CMIP6. Для реализации этой задачи выполняется верификация климатических моделей CMIP6 по территории Северного Кавказа на основе сравнения с данными метеорологических наблюдений. По итогам этой верификации отбираются те модели, которые наилучшим образом воспроизводят температурно-влажностный режим Кавказа в условиях современного климата (1981–2010 гг.). На основе результатов расчётов этих моделей оценивается степень лавинной опасности, согласно подходу, описанному в работах (Олейников и др., 2000; Олейников, Володичева, 2012). Необходимо отметить, что критерии лавинной опасности находятся в прямой зависимости от текущих климатических условий и определяются количеством сходящих лавин, их размерами и генетическим типом. В будущем климате эти критерии могут отличаться от современных, поэтому основное внимание в работе посвящено оценке повторяемости лавинных экстремумов, несущих главную угрозу инфраструктуре горных районов. Общая же картина изменения лавинной опасности рассматривается на основании вклада лишь климатической составляющей в процессы лавинообразования.

Помимо метеорологического и геоморфологического факторов лавинообразования, важнейшую роль играет совокупность процессов, протекающих в снежной толще и определяющих её стратиграфию. Учёт этих процессов является отдельной сложной задачей. Тем не менее он необходим: при одинаковой сезонной сумме осадков и температуре стратиграфия снежного покрова двух отдельно взятых зимних сезонов может быть совершенно разной и зависит от повторяемости типов погоды конкретной зимы. Для того чтобы хотя бы качественно учесть этот фактор, были реализованы эксперименты с одной из передовых моделей снежного покрова Snowpack для контрастных случаев: холодной, многоснежной и экстремально лавиноопасной зимы 1986/87 г. и тёплой малоснежной зимы 2000/01 г. Таким образом, была выполнена оценка возможности использования результатов численного моделирования климата для диагноза и прогноза лавинной опасности на основе расчётов физико-механических характеристик снежной толщи и её стратиграфии. В перспективе можно выявить физически обоснованную связь метеорологического режима с условиями формирования

снежной толщи, которая позволит реализовывать климатические проекции фоновой лавинной опасности на последние десятилетия XXI века.

Метеорологические данные. Для верификации отобранных моделей CMIP6 использованы данные пяти основных действующих станций Росгидромета в горных районах Северного Кавказа за период 1983–2014 гг. (табл. 1). Расчёт средней зимней температуры воздуха и сумм осадков выполнен в традиционных границах климатического холодного периода (ноябрь–март). Также в работе использовались данные реанализа ERA5. Вопросу правомерности использования данных реанализа в горных районах посвящено множество работ. Например, по результатам исследований в Альпах было показано, что точность данных реанализов уменьшается от низкогорных к высокогорным районам (Scherrer, 2020), однако средняя ошибка не превышает 1 °C. Для большинства горных территорий реанализ служит единственным средством для климатических оценок (Mölg et al., 2009; Toropov et al., 2019). С другой стороны, в работах (Kalnay et al., 1996) показано, что данные реанализа о температуре, влажности и скорости ветра вполне корректно использовать именно для высокогорья, поскольку они отражают состояние средней тропосферы, которое воспроизводится современными моделями атмосферы достаточно хорошо. В работе используются данные реанализа ERA5, хорошо зарекомендовавшего себя в горных районах Кавказа (Toropov et al., 2019; Куксова и др., 2021). Использовались данные о средней сезонной температуре воздуха и суммах осадков с пространственным шагом на поверхности 0.25° × 0.25°, за временнóй период с 1980 по 2020 г.

Данные моделей CMIP6 и оценка их качества. Шестая фаза международного проекта CMIP6, созданного рабочей группой Всемирной программы исследований климата (WGCM), содержит новые результаты базовых диагностических модельных экспериментов (DECK experiments) и исторического эксперимента CMIP-historical (1850–2014), а также 23-х экспериментов, посвящённых различным задачам (в том числе эксперимент по палеомоделированию PMIP, моделированию ледниковых щитов ISMIP6 и др.). По сравнению с моделями предыдущей фазы проекта CMIP5 модели CMIP6 характеризуются более высоким пространственным разрешением и рядом усовершенствований в параметризациях подсеточных процессов (прежде всего, в блоках деятельного слоя суши и океана). Результаты расчётов климата с этими моделями использовались в Шестом оценочном докладе МГЭИК (IPCC, 2021). Для прогностических расчётов в XXI в. использована новая группа сценариев климатического и социально-экономического развития SSP (IPCC, 2021).

В данной работе выполнена оценка качества моделирования с помощью 22 МЗС CMIP6 (табл. 2) зимних температуры воздуха и сумм осадков в горных районах Северного Кавказа. Сезонно-осреднённые результаты расчётов этих моделей билинейно интерполировались в точки метеорологических станций и сравнивались с таким же образом осреднёнными данными наблюдений. Учитывалась также разница между абсолютной высотой над уровнем моря узла модельной сетки и реальной метеостанции: значение приводилось по градиенту стандартной атмосферы (–0.65 °C/100 м) на фактическую высоту метеорологической станции, что вполне допустимо в случае средних сезонных оценок (Toropov et al., 2019). Для того чтобы выбрать лучшие модели, для каждой из пяти метеорологических станций были построены диаграммы Тейлора. Эта диаграмма представляет собой полярную систему координат, радиус-вектора которой соответствуют нормированному коэффициенту корреляции, окружности – среднеквадратической ошибке; также изображается стандартное отклонение. Таким образом предоставляется возможность сводить основные метрики погрешностей и ошибок воедино, что существенно упрощает анализ качества результатов моделирования (рис. 1). Также оценивался критерий качества Мерфи (Murphy, 1988).

Эксперименты с моделью Snowpack. В работе использована модель SNOWPACK с целью оценки возможности использования результатов климатического моделирования для воспроизведения обобщённой стратиграфии снежного покрова в годы с аномально высокой (1986/87 г.) и слабой (2000/01 г.) лавинной опасностью в районе Приэльбрусья (Центральный Кавказ). Успешность этих расчётов служит физическим обоснованием использования SNOWPACK для расчётов фоновых характеристик снежной толщи, в том числе и на основе прогностических результатов моделей CMIP6.

Таблица 1. Сведения о метеорологических станциях Кавказского региона, использованных для характеристики типов зим и оценки лавинной опасности

Название	Широта	Долгота	Абсолютная высота, м
Сулак, высокогорная	42.37	46.25	2927
Терскол	43.25	42.51	2150
Шаджатмаз	43.73	42.67	2056
Клухорский перевал	43.25	41.83	2037
Красная Поляна	43.68	40.2	564

Таблица 2. Глобальные климатические модели эксперимента CMIP6, данные которых использованы в данной работе

№ п/п	Название модели	Организация, страна	Пространственное разрешение (долгота х широта)
1	ACCESS-ESM1-5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australian Research Council Centre of Excellence for Climate System Science, Australia	1.875°×1.25°
2	ACCESS-CM2	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australian Research Council Centre of Excellence for Climate System Science, Australia	1.8° × 1.2°
3	AWI-CM-1-1-MR	Alfred Wegener Institute (AWI), Germany	0.9375° × ~0.9°
4	BCC-CSM2-MR	Beijing Climate Center (BCC), China	1.125° × ~1.1°
5	CESM2	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	0.9° × 1.25°
6	CESM2-FV2	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	2.5° × ~1.9°
7	CMCC-CM2-HR4	Euro-Mediterranean Centre	0.9° × 1.25°
8	CMCC-ESM2	Euro-Mediterranean Centre	0.9° × 1.25°
9	CNRM-CM6-1-HR	Centre National de Recherches Meteorologiques, Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS), France	0.5° × ~0.5°
10	EC-Earth3-AerChem	EC-Earth-Consortium, Europe	~0.7° × ~0.7°
11	FGOALS-f3-L	Chinese Academy of Sciences (CAS), China	1.25° × 1.0°
12	HadGEM3-GC31-LL	Met Office Hadley Centre (MOHC), UK	1.875° × 1.25°
13	IITM-ESM	Centre for Climate Change Research Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, India	~1.7° × ~1.7°
14	INM-CM4-8	Institute for Numerical Mathematics (INM), Russia	2.0° × 1.5°
15	INM-CM5-0	Institute for Numerical Mathematics (INM), Russia	2.0° × 1.5°
16	IPSL-CM6A-LR	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France	2.5° × ~1.3°
17	KIOST-ESM	The Korea Institute of Ocean Science & Technology, Republic of Korea	2.5° × ~2.0°
18	MIROC-ES2L	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, and RIKEN Center for Computational Science (MIROC), Japan	2.8125° × ~2.8°
19	MIROC6	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, and RIKEN Center for Computational Science (MIROC), Japan	1.40625° × ~1.4°
20	MPI-ESM1-2-HR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M), Germany	0.9375° × ~0.9°
21	MRI-ESM2-0	Meteorological Research Institute (MRI), Japan	1.125° × ~1.1°
22	UKESM1-0-LL	Met Office Hadley Centre (MOHC), UK	1.875° × 1.25°

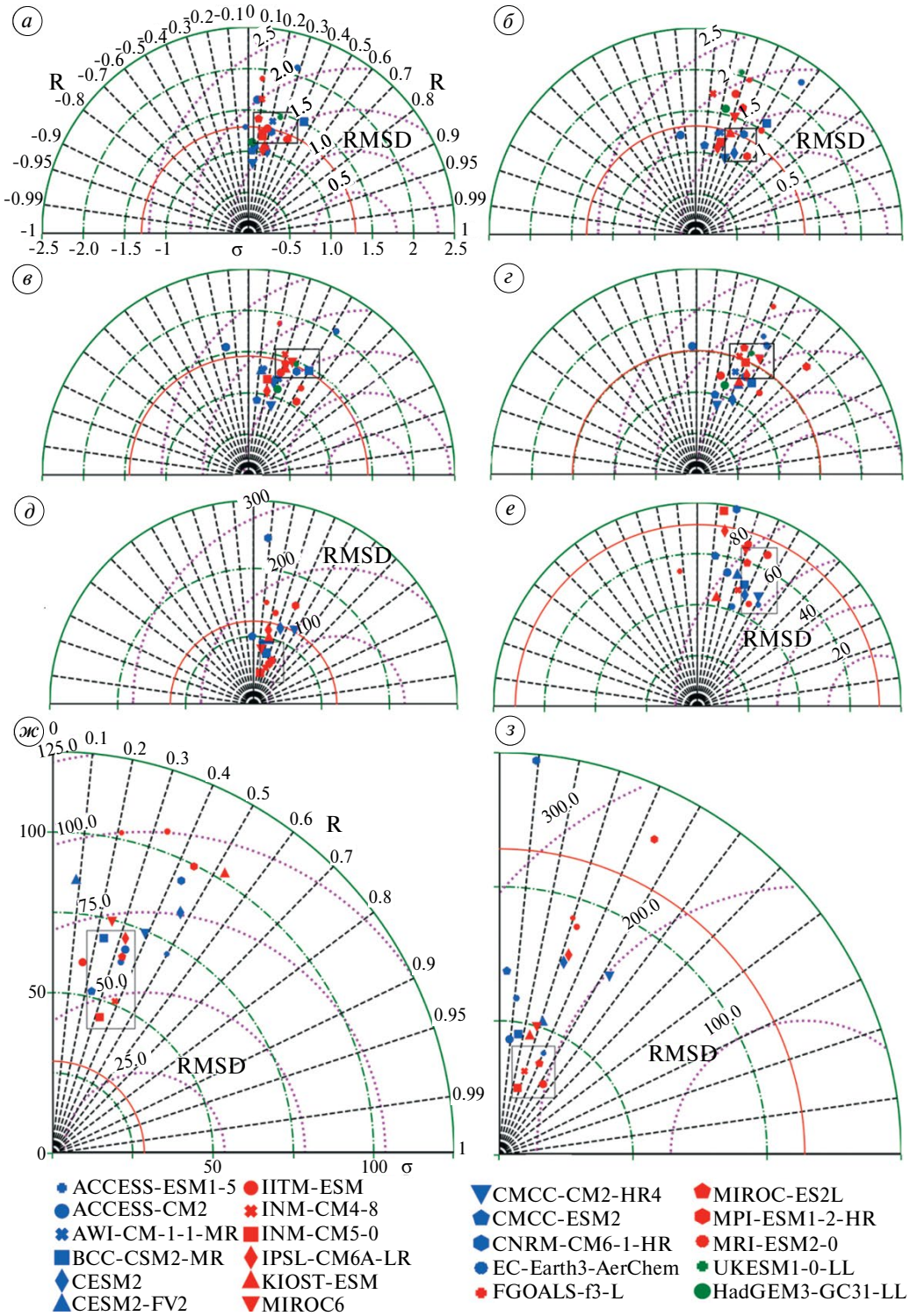


Рис. 1. Диаграммы Тейлора средней за холодное полугодие приземной температуры воздуха (°C, *а–г*) и сезонной суммы осадков (мм, *д–з*) по данным 22 моделей CMIP6 и четырёх метеостанций Кавказа: Терскол (*а, д*), Сулак (*б, е*), Шаджатмаз (*в, ж*), Кдухорский перевал (*г, з*). Обозначения на диаграмме: *R* – коэффициент корреляции, *RMSD* – среднеквадратическая ошибка, σ – стандартное отклонение. Чёрным прямоугольником выделены наилучшие модели

Fig. 1. Taylor diagrams for the average cold season air temperature (°C, *а–г*) and cold season's precipitation sums (mm, *д–з*) by 22 CMIP6 model data and 4 weather stations in Caucasus: Terskol (*а, д*), Sulak (*б, е*), Shadghatmaz (*в, ж*), Kluhorskiy Pereval (*г, з*). Symbols on the diagram: *R* – correlation coefficient, *RMSD* – root mean square error, σ – standard deviation. The best CMIP6 models are marked by black rectangle

Модель SNOWPACK разработана в Швейцарском институте исследований снега и лавин (Lehning et al., 2001). Её физико-математической основой служат уравнения диффузии тепла и влаги в частных производных, а также закон сохранения массы. Уравнения решаются численно с использованием лагранжевого метода конечных элементов. Для определения степени уплотнения снег рассматривается как вязкоупругий материал, способный претерпевать большие нестационарные деформации. Модель может воспроизводить основные физические характеристики снежного покрова по вертикальным уровням в конкретной точке практически с любым временным шагом, интересующим потребителя, и на любом временно́м отрезке – от нескольких часов до нескольких лет (хотя главное назначение модели – оперативная оценка состояния снежного покрова с целью составления лавинного прогноза). Для задачи прогнозирования лавинной опасности важно знать положение слоёв разрыхления с пониженной плотностью, поэтому SNOWPACK определяет, как макроструктурные свойства снега (средние значения величин плотности, напряжения, температуры, водности), так и микроструктурные (размер и форму ледяных зёрен). Снег моделируется как трёхкомпонентный пористый материал (лёд, вода и водяной пар), фазовые переходы рассчитываются между твёрдой и жидкой фазами (поверхностное и подземное таяние, повторное замерзание талой воды) и между твёрдой и газообразной фазами (сублимация в решётке ледяных кристаллов). В работе в качестве начальных использовались данные о температуре воздуха, скорости и направлении ветра, относительной влажности воздуха на высоте 2 м, температуре поверхности, атмосферном давлении на уровне моря, радиационном балансе, сумме осадков, взятые из узла сетки реанализа ERA5 для двух контрастных зимних сезонов: 1986/87 и 2000/01 гг. Расчёт характеристик снежного покрова производился через каждые 60 мин.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оценка качества воспроизведения современного климата Кавказа моделями CMIP6. На рис. 1 представлены диаграммы Тейлора для средней сезонной температуры воздуха и сезонной суммы осадков для четырёх выбранных горных метеостанций региона (см. табл. 1) и 22 моделей CMIP6 (см. табл. 2). Оценки по станции Красная Поляна не представлены и далее для выбора лучших моделей не используются, так как ошибки модельных данных по осадкам превышают здесь 100%. Возможно, это связано с недоучётом орографического эффекта, который вблизи Черноморского побережья играет особо значимую роль. Для описания таких процессов разрешение моделей CMIP6 слишком грубо (см. табл. 2). Заметим, что для температуры воздуха и осадков практически все модели демонстрируют положительные коэффициенты корреляции для каждой из четырёх станций (см. рис. 1), в среднем составляющие 0.2–0.3 и достигающие для некоторых моделей 0.5–0.6. Средние квадратические ошибки средней сезонной температуры воздуха в основном не превышают 2.0 °C, а среднеквадратическое отклонение – 1.5 °C. Лучшие из 22-х модели на рис. 1 оконтурены прямоугольником.

Точнее всего температуру воздуха воспроизвели модели MPI-ESM1-2-HR, UKESM1-0-LL, HadGEM3-GC31-LL, INM-CM-5-0: средняя ошибка среднемесячных значений за холодный сезон для них не превышает 0.5 °C, критерий качества Мерфи максимален среди всех рассматриваемых моделей и составляет 0.7–0.8. Неплохо температуру воздуха воспроизвели модели CESM2 и CESM2-FV2, MRI-ESM2-0, FGOALS-f3-L, AWI-CM-1-1-MR (отклонения не превышают 1 °C). Коэффициенты корреляции между рядами модельной и измеренной средней сезонной температурой воздуха самые высокие для станции Клухорский Перевал (0.4–0.5), а самые низкие для станции Терскол (0.1–0.3) (см. рис. 1).

Зимние осадки в высокогорных районах Кавказа воспроизводятся плохо. Скорее всего это связано с неточным учётом высоты поверхности, что является следствием использования слишком грубых модельных сеток для расчёта осадков в горах. Средние ошибки моделирования (см. рис. 1, *д–з*) характеризуются значительным разбросом, особенно по станций Терскол (см. рис. 1, *д*) и Клухорский перевал (см. рис. 1, *з*). Ошибки регионально зависимы. Так, большинство моделей занижают осадки на Западном Кавказе: на станции Клухорский перевал ошибки колеблются от –20 до –140%; и завышают на Центральном и Восточном Кавказе (на 25–70%). Лишь две модели очень хорошо воспроизводят среднюю сезонную сумму осадков, которая оказалась меньше межгодовой изменчивости, характеризуемой величиной стандартного отклонения (14%): это модель BCC-CSM2-MR (2%) и CESM2 (13%). Ещё пять моделей воспроизводят зимние осадки удовлетворительно: ACCESS-ESM1-5, IITM-ESM, MIROC-ES2L, INM-CM5-0, AWI-CM-1-1-MR (табл. 3). Лучше всего средние сезонные суммы осадков за холодный период воспроизводятся на станциях Сулак и Терскол: 11 и 9 моделей показали отклонения средней сезонной суммы от наблюдений менее чем на 50%. Хуже всего воспроизводятся осадки на станции Шаджатмаз: представленные в табл. 3 модели завышают их значения на 60–70% (то есть на 150–250 мм). При этом коэффициенты корреляции для каждой из станций не превышают 0.3.

Таблица 3. Простейшие статистические оценки отклонений температуры воздуха и осадков за холодный сезон по данным моделирования (Δ| отклонение от данных наблюдений, σ| стандартное отклонение по данным моделирования) в среднем по кавказскому региону по данным 7 лучших моделей CMIP6*

Модель**	Температура T, °C		Осадки, % от нормы	
	ΔT	сравнение с σ	ΔP	сравнение с σ
ACCESS-ESM1-5	–2.2	$1\sigma \leqslant \lvert\Delta T\rvert \leqslant 2\sigma$	–19	$\lvert\Delta P\rvert \leqslant 1\sigma$
IITM-ESM	+5.1	$\lvert\Delta T\rvert \geqslant 2\sigma$	26	$1\sigma \leqslant \lvert\Delta P\rvert < 2\sigma$
INM-CM5-0	–0.2	$\lvert\Delta T\rvert < 1\sigma$	23	$1\sigma \leqslant \lvert\Delta P\rvert < 2\sigma$
MIROC-ES2L	+12.0	$\lvert\Delta T\rvert > 2\sigma$	–14	$\lvert\Delta P\rvert = 1\sigma$
AWI-CM-1-1-MR	–0.6	$\lvert\Delta T\rvert < 1\sigma$	+22	$1\sigma \leqslant \lvert\Delta P\rvert < 2\sigma$
CESM2	+0.7	$\lvert\Delta T\rvert < 1\sigma$	+13	$\lvert\Delta P\rvert < 1\sigma$
BCC-CSM2-MR	+6.0	$\lvert\Delta T\rvert > 2\sigma$	2	$\lvert\Delta P\rvert < 1\sigma$
Ансамбль***	–0.6	$\lvert\Delta T\rvert = 1\sigma$	10	$1\sigma \leqslant \lvert\Delta P\rvert < 2\sigma$

* Зелёный цвет означает хорошее совпадение результатов моделирования с данными наблюдений (ошибка меньше σ), жёлтый – удовлетворительное (ошибка больше или равна σ, но меньше 2σ), красный – неудовлетворительное (ошибка больше 2σ).

** Жирным шрифтом обозначены те модели, которые и температуру, и осадки воспроизвели хорошо, или хотя бы удовлетворительно.

*** Среднее по ансамблю рассчитывается по данным моделей, выделенных жирным шрифтом.

Для тех моделей, которые наиболее успешно воспроизвели осадки, также представлены оценки моделирования второго важнейшего параметра – температуры воздуха (см. табл. 3). Видно, что из данного списка лучшей оказалась модель CESM2: ошибки как средней зимней температуры, так и зимней суммы осадков меньше стандартного отклонения. Неплохо воспроизводят обе климатические характеристики региона модели ACCESS-ESM1-5, INM-CM5-0 и AWI-CM-1-1-MR. Модель BCC-CSM2-MR показала наилучший нормированный коэффициент корреляции по температуре ($R = 0.54$), однако средняя абсолютная ошибка температуры в среднем по Кавказу достигает 6 °C и превышает стандартное отклонение почти в 5 раз. Поэтому в дальнейшем для анализа будущих изменений температуры и осадков используются четыре модели из семи: CESM2, AWI-CM-1-1-MR, INM-CM5-0, ACCESS-ESM1-5 (см. табл. 3). При оценке лавинной опасности по территории Кавказа имеет смысл акцентировать внимание на результатах американской модели CESM2, которая успешно воспроизводит как температуру воздуха, так и сумму осадков за холодный период.

Климатические аномалии в конце XXI века по результатам моделей CMIP6. На рис. 2 показаны аномалии средней зимней температуры и суммы осадков за 2071–2100 гг. относительно современного климата (1981–2010 гг.). Аномалии получены по данным выбранных лучших четырёх моделей CMIP6 (см. табл. 3) и представляют собой разность между средними многолетними значениями за последнее 30-летие по сценарию SSP-5.8.5 и за исторический период 1981–2010 гг. Аномалии температуры воздуха, осреднённые по холодному периоду (рис. 2, *слева*) оказываются существенно положительными для всего региона по данным всех выбранных моделей и существенно выходят за пределы современной межгодовой изменчивости. При этом межмодельный разброс значений по высокогорным районам Кавказа весьма велик (2–6.5 °C).

Самая точная модель CESM2 демонстрирует повышение зимней температуры на Северном Кавказе на 5.0–6.5 °C, по другим трём моделям рост температуры к концу века составит 3–4.5 °C по сравнению с периодом 1981–2010 гг. Это означает, что граница постоянного снежного покрова к концу XXI века поднимется примерно на 600–1000 м по сравнению с современным положением, и в январе–феврале будет проходить по изогипсам 1800–2200 м над ур. моря. Аномалии зимних осадков в конце XXI века по сравнению с современным климатом невелики (см. рис. 2, *справа*): лучшая модель CESM2 на большей части Северного Кавказа воспроизводит небольшой рост осадков (до 10% от современной нормы), в центральной части до 25%. Более интенсивный рост осадков до 50% показывают другие модели, причём по результатам модели INM-CM5-0 сумма зимних осадков увеличивается до 50% по всей территории Кавказа.

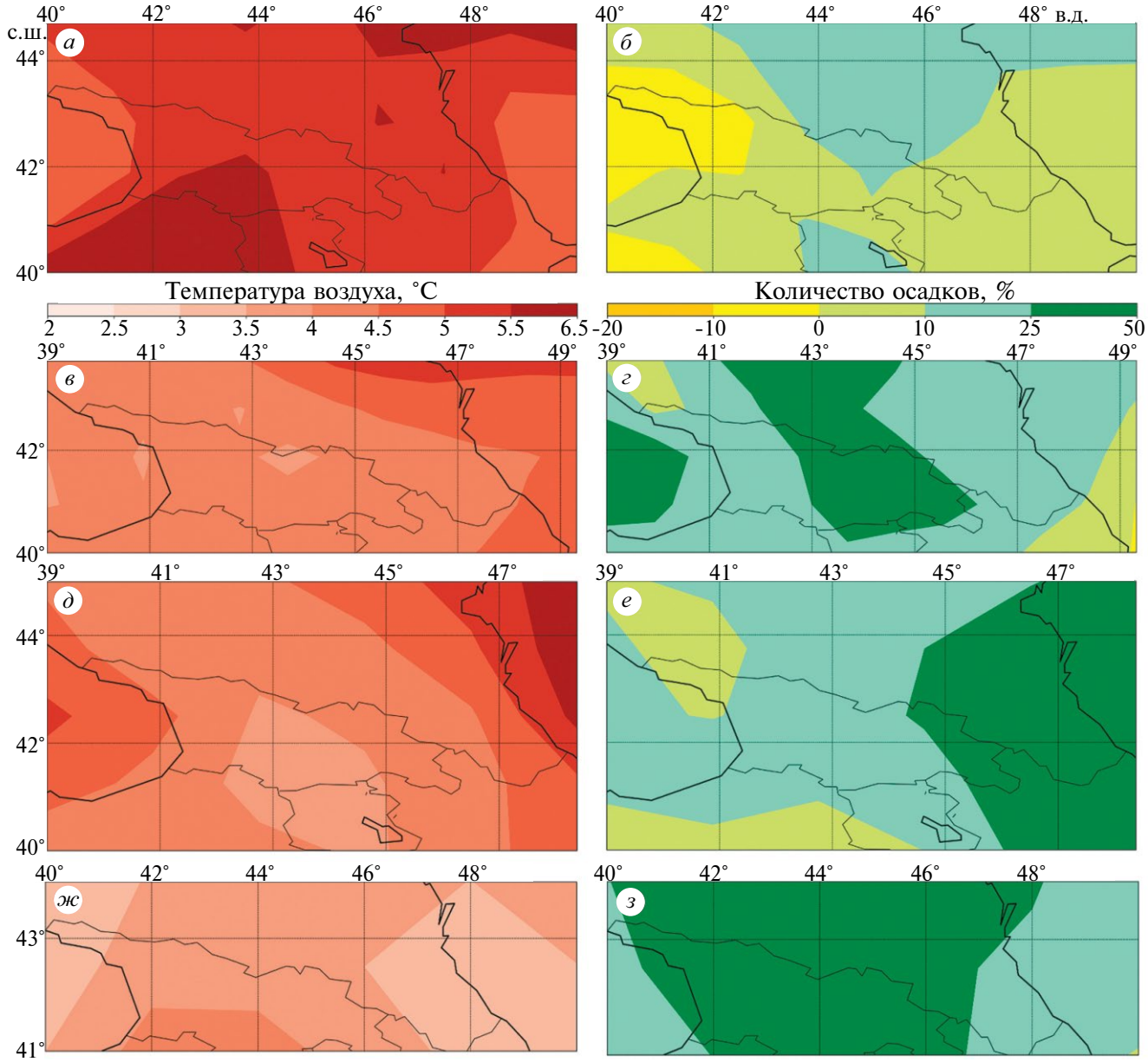


Рис. 2. Аномалии температуры воздуха (°C, *а*, *в*, *д*, *ж*) и осадков (%, *б*, *г*, *е*, *з*) в конце XXI в. на Кавказе (разность между прогнозом на 2071–2100 гг. по сценарию RCP8.5 и историческими данными за 1981–2010 гг.) по данным лучших моделей CMIP6: CESM2 (*а*, *б*), AWI-CM-1-1-MR (*в*, *г*), ACCESS-ESM1-5 (*д*, *е*), INM-CM5-0 (*ж*, *з*)

Fig. 2. Anomalies of the air temperature (°C, *а*, *в*, *д*, *ж*) and precipitation (%, *б*, *г*, *е*, *з*) at the end of the XXI century in the Caucasus (the difference between the model forecast for the years 2071–2100 and historical model data over the period 1981–2010) by the best CMIP6 model data: CESM2 (*а*, *б*), AWI-CM-1-1-MR (*в*, *г*), ACCESS-ESM1-5 (*д*, *е*), INM-CM5-0 (*ж*, *з*)

Таким образом, в среднем как по данным лучшей модели CESM2, так и по результатам ансамбля четырёх выбранных моделей на территории Кавказского региона прогнозируется небольшой рост зимних осадков: на 25% по сравнению с современной сезонной суммой. Судя по всему, можно ожидать небольшое увеличение зимних осадков, которое будет обеспечиваться отдельными экстремальными снегопадами в отдельно взятые зимние сезоны. Идея увеличения экстремальных осадков на фоне малой изменчивости сезонных и средних многолетних сумм во многих регионах планеты обсуждается в ряде работ (Chernokulsky et al., 2019; Aleshina et al., 2021) и отчасти связана с сочетанием роста влагосодержания столба атмосферы в силу закона Клаузиуса–Клапейрона

с увеличением конвективной неустойчивости тропосферы (Lenderink, Van Meijgaard, 2008; Min et al., 2011). Эти эффекты, прежде всего, типичны для тёплого полугодия. Однако на юге умеренной зоны, тем более в условиях роста теплосодержания тропосферы, они могут проявиться и в зимние месяцы.

Статистические характеристики климатических аномалий в конце XXI века. Были выполнены также оценки функций распределения плотностей вероятности по рядам средней месячной температуры воздуха и месячных сумм осадков холодного периода (рис. 3) в среднем по территории Кавказа для современного климата (1981–2010 гг. по данным реанализа ERA5) и климатического среза на конец XXI века (2071–2100 гг. по данным ансамбля четырёх лучших моделей CMIP6). Для средней суточной температуры холодного сезона отмечается закономерное и ярко выраженное смещение как средних, так и максимальных величин в сторону более высоких значений. Наиболее повторяемые величины среднемесячной температуры увеличатся на 5 °C и достигнут 7–8 °C. Важно отметить, что это осреднённая по всему Кавказу температура, соответствующая средней высоте над уровнем моря порядка 1200 м. Если предположить относительную неизменность среднего зимнего

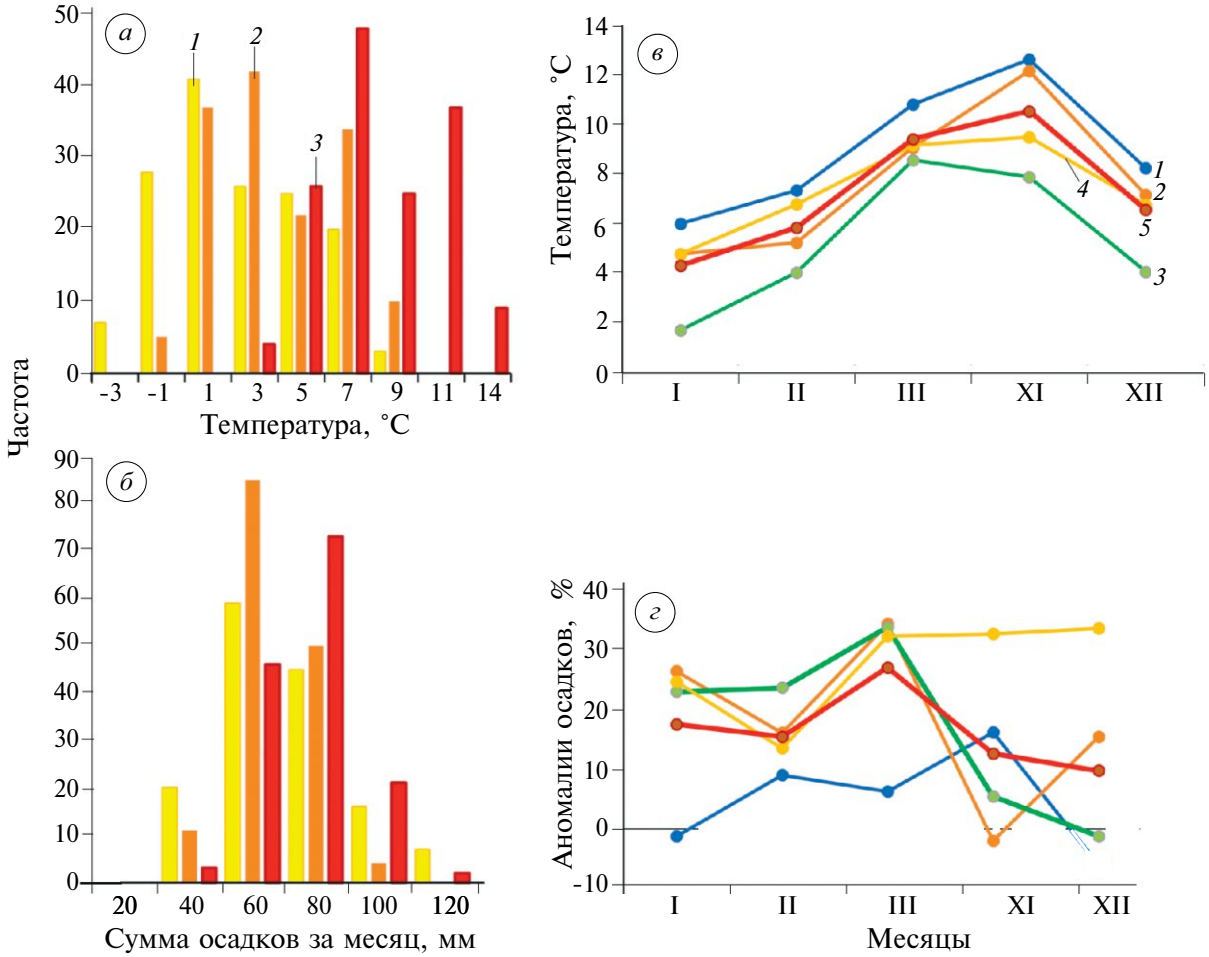


Рис. 3. Функции распределения плотностей вероятности аномалий приземной температуры воздуха холодного сезона в среднем по Кавказу (*а*) и аномалий сезонных сумм осадков (*б*) по данным климатических моделей CMIP6 для периода 2071–2100 гг. *(3)* по сравнению с современным климатом (реанализ ERA5 *(1)* и исторические данные моделей CMIP6 за период 1981–2010 гг. *(2);* сезонный ход аномалий температуры воздуха (*в*) и осадков (*г*) по данным выбранных моделей CMIP6 (*1*– CESM2, *2* – AWI-CM-1-1-MR, *3* – ACCESS-ESM1-5, *4* – INM-CM5-0) и их ансамбля *(5*)

Fig. 3. Probability density distribution functions of the anomalies of the surface air temperature of the cold season on average in Caucasus (*a*) and anomalies of seasonal precipitation amounts (*б*) according to CMIP6 climate models for the period 2071–2100 (*3*) compared with the modern climate (ERA5 reanalysis (*1*) and historical CMIP6 model data for the period 1981–2010 *(2);* seasonal course of the air temperature anomalies (*в*) and precipitation (*г*) according to the data of the selected CMIP6 models (*1*– CESM2, *2* – AWI-CM-1-1-MR, *3* – ACCESS-ESM1-5, *4* – INM-CM5-0) and their ensemble (*5*)

вертикального градиента температуры (примерно –0.5 °C/100 м), то можно предположить, что нулевая изотерма в холодный период будет проходить примерно по изогипсе 2000 м над ур. моря. В целом вид функции распределения близок к нормальному. Минимально возможные среднемесячные значения температуры по прогностическим данным увеличатся на 4 °C и перейдут из отрицательных значений (–3...–1 °C) в положительные (1–3 °C), а экстремально высокие достигнут 14 °C. В связи с этим важно отметить, что вероятность холодных зим или отдельных экстремально холодных зимних месяцев на Кавказе хоть и существенно снизится, но не будет нулевой (см. рис. 3). Фоновый климат горных районов Кавказа будет существенно теплее современного, однако отдельные короткие периоды экстремальных холодов в регионе, или даже единичные аномально холодные зимы всё равно будут наблюдаться.

Интересно меняется плотность распределения месячных сумм осадков в среднем по Кавказу. Повторяемость наиболее вероятных значений (40–60 мм) уменьшается на 40%. Наиболее вероятными к концу века станут значения суммы осадков 60–80 мм, при этом в несколько раз вырастет повторяемость экстремальных месячных сумм (более 80 мм). Примерно в 4 раза сократится вероятность низких месячных сумм осадков (менее 40 мм). Получается, что наиболее повторяемые средние месячные суммы будут изменяться не так сильно, однако повторяемость экстремально влажных зимних месяцев в регионе существенно возрастёт. Эти эффекты обсуждаются в ряде работ (Алешина и др., 2018), и могут быть связаны с одной стороны с ростом температуры поверхности Чёрного моря (Meredith et al., 2015) (и, следовательно, с увеличением испарения с его поверхности), а также с интенсификацией зимнего полярно-фронтового циклогенеза над его акваторией.Данные о внутрисезонном распределении аномалий основных климатических величин (см. рис. 3, *в–г*) выглядят неоднозначно. По температуре все модели демонстрируют максимальное потепление в ноябре и минимальное в январе и феврале. То есть однозначно можно говорить о сохранении тенденции смещения даты установления постоянного снежного покрова на более поздние сроки и не таком явном сокращении зимнего сезона со стороны весенних месяцев. В аномалиях осадков результаты моделирования схожи и демонстрируют увеличение месячных сумм в марте (на 10–35% больше, чем в условиях современного климата), при этом в начале холодного периода (ноябрь) увеличение осадков на 20% показывает лишь модель CESM2. В середине холодного периода существенных изменений осадков не прогнозируется. Таким образом, важный результат моделирования заключается в сохранении современной тенденции увеличения зимней суммы осадков за счёт последнего месяца холодного периода (март).

Оценка лавинной опасности к концу XXI века. Для прогноза лавинной обстановки в районе Центрального Кавказа в конце XXI в. был рассчитан индекс лавинной опасности за период с 2071 по 2100 гг. В качестве входной информации использовались средние месячные данные о температуре и осадках четырёх лучших моделей CMIP6, речь о которых шла выше (см. табл. 3). Использовались результаты расчётов по наиболее жёсткому сценарию выбросов парниковых газов RCP8.5. Три модели из четырёх показывают небольшое снижение вероятности зим с экстремальной лавинной опасностью (на 3–4%), при этом модель CESM2 показывает её увеличение на 5% к концу XXI в. (табл. 4). Среднее по ансамблю из лучших моделей практически не отличается от современных условий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метеорологическая интерпретация результатов моделирования лавинной опасности в конце XXI века. Увеличение зимних осадков на Кавказе, прогнозируемое в конце XXI в., с одной стороны, может быть связано с общим увеличением влагосодержания столба атмосферы в силу роста его теплосодержания (Min et al., 2011), но в то же время определяется циркуляционными эффектами. Например, в ряде работ показано, что ослабление западного переноса ведёт к росту повторяемости блокирующих ситуаций в крупномасштабной динамике атмосферы, что приводит к увеличению роли меридиональных режимов циркуляции (Семенов, 2016). Это, в свою очередь, может приводить к росту повторяемости как сухих, так и экстремально

Таблица 4. Лавинная опасность зим в процентном соотношении для 1983–2014 (по данным наблюдений и моделей CMIP 6) и 2071–2100 гг. в среднем по Центральному Кавказу вне зависимости от высоты над уровнем моря

Аномально высокая лавинная опасность	Данные станций	CESM2	AWI-CM-1-1-MR	INM-CM5-0	ACCESS-ESM1-5	Ансамбль
1983–2014	14%	11%	15%	16%	16%	13%
2071–2100	–	16%	12%	12%	12%	14%

влажных зим. Об ослаблении зональной циркуляции в конце XXI в. косвенно свидетельствует отрицательная аномалия осадков на Западном Кавказе, воспроизводимая некоторыми моделями. Показанное уменьшение осадков, скорее всего, связано с ослаблением орографического эффекта, которое в свою очередь является следствием ослабления набегающего западного потока. Ещё одной причиной увеличения осадков в регионе может быть рост температуры поверхности Чёрного моря, который фиксируется с начала XXI в. по спутниковым данным. Роль этого эффекта на климатических масштабах рассмотрена в работе (Алешина и др., 2018), а на отдельном примере взрывного циклогенеза, приведшего к катастрофическому наводнению в Крымске в 2012 г. в работе (Meredith et al., 2015). В летнее время роль температуры поверхности Чёрного и Средиземного морей в формировании положительных аномалий осадков не так очевидна: над регионом господствует отрог азорского антициклона, и аномалия может проявляться в виде отдельных экстремальных событий на Черноморском побережье и Западном Кавказе. Зимой положительная аномалия температуры поверхности Чёрного и Средиземного морей, достигающая 3–4 °C на фоне роста повторяемости ситуаций с блокированием западного переноса, может приводить к интенсификации средиземноморской ветви полярного фронта и увеличению количества осадков на Кавказе.

Рост повторяемости меридиональных типов циркуляции, который наиболее ярко проявляется в учащении процессов блокирования как в летних, так и в зимних условиях, выражается не только в неравномерности увлажнения, но и в кардинальном изменении температурного режима. Следует отметить, что темпы потепления на Кавказе примерно в полтора раза выше среднего планетарного, однако почти вдвое уступают таковым в Арктике. Формируется оно в основном за счёт смещения высотной планетарной фронтальной зоны, разделяющей тропические и умеренные воздушные массы к северу. Фактически это означает, что большая часть Северного Кавказа в конце XXI в. окажется в поясе субтропического климата, поэтому климатические условия в диапазоне высот 500–3000 м в будут примерно соответствовать современным Пиренеям.

Интерпретация лавинной опасности с использованием модели Snowpack. Важным звеном интерпретации результатов моделирования лавинной опасности служат численные эксперименты с одной из ведущих моделей снежного покрова SNOWPACK. При одном и том же количестве выпадающего снега степень лавинной опасности может быть совершенно разной из-за значительных различий в стратиграфии снежной толщи, которые не учитываются в климатических лавинных индексах.

Были реализованы два численных эксперимента по воспроизведению основных физических характеристик снежной толщи для двух контрастных зимних сезонов: с аномально высокой степенью лавинной опасности в 1986/87 г. и слабой в 2000/01 г. В качестве начальной информации использовались данные об осадках, температуре, скорости ветра и радиационном балансе ERA5. На рис. 4 показаны модельные профили плотности снега в течение зимы 1986/87 г., которая характеризовалась низкой средней сезонной температурой, положительной аномалией осадков и экстремальной лавинной опасностью. Во время этой зимы наблюдались два эпизода сильных снегопадов на фоне аномально низкой температуры воздуха, что в итоге привело к формированию серии особо крупных лавин. На рис. 4 хорошо видны слои с низкой плотностью снега (порядка 150 кг/м^3). Эти слабые слои формируются из-за перекристаллизации снега на фоне низкой температуры, в результате возникают круглые снежные зёрна (см. рис. 4). Чередование плотных и менее плотных слоёв возрастает при резких перепадах температуры воздуха. Выше модель воспроизвела ослабленные слои в сочетании с вышележащей 20–30-сантиметровой толщей снега, характеризуемой средней плотностью 300–350 кг/м^3. Такие условия соответствуют чрезвычайно высокой лавинной опасности: по ослабленным слоям сходит большая часть крупных и катастрофических лавин. Количество ослабленных слоёв и их свойства определяют устойчивость снежного покрова. Зимой 1986/87 г. модель воспроизводит большое количество таких слоёв, что свидетельствует о высокой вероятности схода особо крупной снежной лавины.

На рис. 4 показан также индекс устойчивости снежных слоёв (hand hardness index). Физический смысл индекса – величина усилия (в ньютонах), которое нужно приложить для того, чтобы разрушить снежный слой. На графике видно, что значение индекса всюду ниже 500 Н, что указывает на наличие ослабленного прослоя снега. В модельном разрезе снежной толщи прослеживается четыре таких прослоя, выше которых залегает гораздо более плотный снег. Такой тип стратиграфического разреза свидетельствует о потенциальной неустойчивости снежной толщи и её высокой лавиноопасности.

Далее рассмотрим зиму 2000/01 г., которая характеризуется низкой лавинной опасностью. Из рис. 4, *в* видно, что высота снежного покрова в эту зиму была в 3.5 раза ниже по сравнению с 1986/87 г. Модель не воспроизвела ослабленных слоёв, поскольку весь снежный покров имеет низкую плотность и по своему типу характеризуется как свежевыпавший снег. Высокая плотность в конце февраля – начале марта связана с весенним снеготаянием и обводнением снежной толщи. В таких условиях высока вероятность формирования значительно менее опасных мокрых лавин,

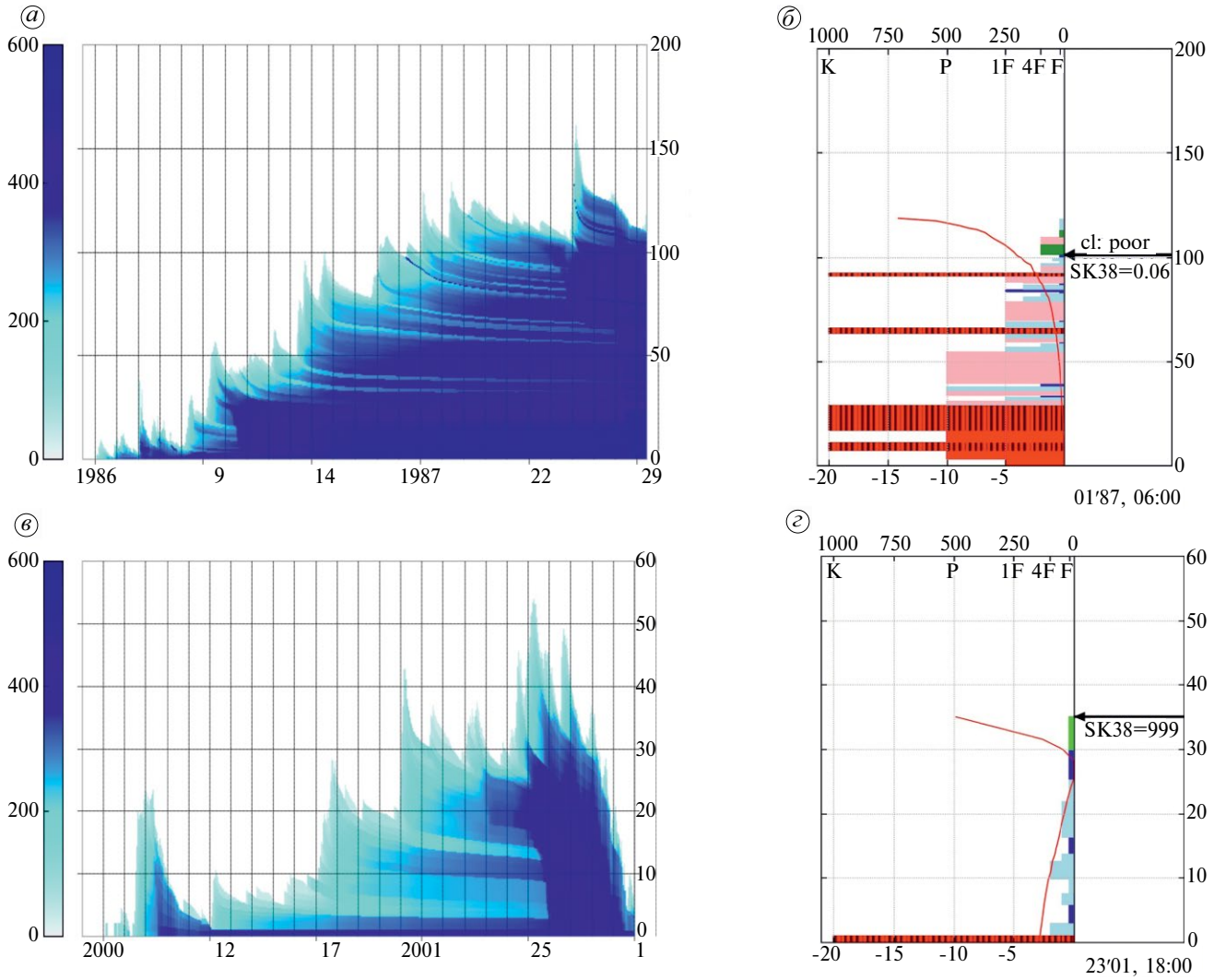


Рис. 4. Основные физические характеристики снежного покрова на типичной горизонтальной поверхности в Приэльбрусье по результатам расчёта модели SNOWPACK в течение холодного периода 1986/87 г., который характеризуется экстремальной лавинной опасностью, и холодного периода 2000/01 г., который характеризуется низкой лавинной опасностью: (*а*, *в*) плотность снежного покрова в течение холодного периода; стратиграфия снежного покрова 1.02.1987 (*б*) и 23.01.2001 (*г*). Тонкая красная линия показывает температуру в снежной толще, цвет прямоугольников показывает форму снежного зерна, а их длина описывает индекс твердости (устойчивости) снега

Fig. 4. The main physical characteristics of the snow cover on a typical horizontal surface in the Elbrus region based on the results of the SNOWPACK model during the cold period 1986/87, characterized by extreme avalanche danger, and the cold period 2000/01, characterized by low avalanche danger: (*а*, *в*) density of snow cover during the cold period; stratigraphy of the snow cover on February 1, 1987 (*б*) and on January 23, 2001 (*г*). A thin red line shows the temperature in the snow column, the color of the rectangles shows the shape of the snow grain, and their length describes the hardness index (stability) of the snow

которые более характерны для Западного Кавказа. На рис. 4, *г* показан пример стратиграфии снежного покрова для 23 января 2001 г. Хорошо видно, что прочный слой соответствует подошве снежного покрова. Остальная стратиграфия представлена слоями различной степени слабости, но в любом случае характеризуемыми плотностью, существенно ниже средней сезонной (в основном не более 200 кг/м^3). Такая стратиграфия снежного покрова соответствует крайне низкой лавинной опасности. Также важно отметить существенно более высокую температуру снежной толщи по сравнению с 1986/87 г.

Важным результатом этой части работы служит тот факт, что использование даже грубых данных реанализа позволяет достаточно точно и физически обоснованно воспроизводить стратиграфию снежного покрова с помощью SNOWPACK и давать оценку лавиноопасности снега на горном

склоне. Во-вторых, эти результаты можно качественно использовать в рамках прогностической оценки лавинной опасности в конце XXI в. Большие положительные аномалии осадков на фоне преобладания более высокой по сравнению с современной температуры воздуха означает, что на большей части Кавказа более вероятным сценарием будет формирование однородной снежной толщи, характеризуемой либо большими массами свежевыпавшего снега, либо значительной толщей обводнённого снега. И в том, и в другом случае речь не идёт об экстремальной лавинной опасности. В работе (Ortner et al., 2025) для Швейцарских Альп были выполнены оценки снежной толщи по модели SNOWPACK по климатическим модельным данным для середины и конца XXI в. по сценарию RCP8.5. Показано, что результаты очень сильно зависят от конкретной климатической модели (при этом могут получаться разные тенденции температуры снежной толщи и снегонакопления), но в целом получено, что при тенденции к сильному потеплению и смещению границы снежного покрова вверх площадь лавиноопасной территории будет сокращаться.

Интерпретация результатов моделирования лавинной опасности с позиций классического лавиноведения. Результаты моделирования показывают, что к концу XXI в. повторяемость экстремальной лавинной опасности существенно не изменится по сравнению с современным уровнем. Однако детальный анализ климатического прогноза (в частности, внутрисезонное распределение осадков и температуры) в сочетании с примерами моделирования с помощью SNOWPACK показывают, что более реалистично выглядит иной сценарий. Зимние сезоны в конце текущего столетия в целом будут сопровождаться уменьшением лавинной опасности во всех высотных зонах Кавказа. Выполненные оценки показывают, что при потеплении на 4...6 °C нулевая изотерма января на Центральном Кавказе будет проходить на высотах 2000–2300 м, то есть почти у подножия Эльбруса. В этих условиях в низкогорной зоне будут преобладать зимы с выпадением жидких и смешанных осадков. Лавинная опасность здесь будет наблюдаться только в кратковременные периоды формирования снежного покрова на горных склонах, в основном в феврале, причём до уровня экстремально высокой она сможет доходить с исчезающе малой вероятностью. Среднегорная зона окажется в поясе неустойчиво снежных зим с высокой межгодовой и внутрисезонной изменчивостью толщины снежного покрова. Активизация схода лавин в этой зоне будет носить эпизодический характер и будет связана с резкими кратковременными похолоданиями, сопровождающимися интенсивными снегопадами. В высокогорье, несмотря на увеличение осадков и сохранение устойчивого отрицательного фона зимней температуры, также будет наблюдаться некоторое снижение уровня лавинной опасности вследствие уменьшения количества крупных лавин из сухого снега, представляющих главную угрозу для днища горных долин. Иллюстрацией к данному выводу служит сопоставление современных условий лавинообразования на Западном и Центральном Кавказе. В условиях тёплых и снежных зим Западного Кавказа для формирования особо крупной лавины требуется втрое большее количество осадков (300–660 мм), чем на Центральном Кавказе (110–220 мм) (Олейников, 2024). Аналогичная ситуация получилась по прогностическим модельным оценкам на конец XXI в. и для Швейцарских Альп (Mayer et al., 2024): уменьшение вероятности возникновения крупных лавин из сухого снега и небольшое увеличение числа лавин из рыхлого и мокрого снега, в результате чего величина снижения лавинной активности составила от –10 до –60% в зависимости от высоты и выбранного сценария климатических изменений.

Актуален вопрос о повторяемости лавинных экстремумов. Как показал опыт инструментальных наблюдений за снежными лавинами в XX–XXI вв., массовые лавинные катастрофы на Кавказе формируются в условиях суровых и снежных зим. Согласно результатам моделирования, повторяемость этих событий существенно уменьшится (в 4–5 раз), но не исчезнет совсем. Фоновый климат горных районов Кавказа станет существенно теплее современного, однако в отдельные короткие периоды всё равно будут наблюдаться возвраты экстремальных холодов. В формировании лавинных катастроф важная роль принадлежит режиму выпадения осадков. По материалам наблюдений на Центральном Кавказе 80% случаев с массовыми лавинными катастрофами наблюдались в аномально холодные зимы с пиком осадков в середине сезона (январь) (Олейников, 2024). Выбранные модели CMIP6 по-разному воспроизводят режим современных осадков на Кавказе (см. табл. 3), однако общая тенденция, которую они показывают – максимальные значения положительной аномалии осадков по сравнению с современными условиями в марте (25–30%), то есть в конце холодного сезона. Такая ситуация наблюдается на Центральном Кавказе в последние 25 лет, когда сход особенно крупных лавин смещается на зимне-весенний период. Эти лавины состоят из влажного и мокрого снега, поэтому их разрушительное действие и опасность существенно уступает крупным лавинам из сухого снега. Вместе с тем модели демонстрируют некоторое увеличение осадков в январе (на 15–20%). Поэтому несмотря на общее явное снижение лавинной опасности по территории Кавказа исключать повторение событий по типу катастрофических зим 1975/76 и 1986/87 гг. в условиях последних десятилетий XXI века нельзя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнена оценка результатов воспроизведения современного среднего многолетнего режима температуры и осадков в зимний сезон (с ноября по март включительно) моделями CMIP6 на примере Большого Кавказа на основе сравнения с данными горных метеостанций. Из 22 МЗС отобраны четыре лучшие: CESM2, AWI-CM-1-1-MR, INM-CM5-0, ACCESS-ESM1-5. Средняя ошибка температуры зимнего сезона по результатам этих моделей составляет –0.6 °C, осадков 10% от сезонной суммы. И то, и другое значение вписывается в значение межгодовой изменчивости, характеризуемое стандартным отклонением. Поэтому прогностические значения аномалии температуры и осадков по результатам этих моделей, превышающие значения оцененных ошибок для современного климата, можно считать значимыми.

Результаты климатических проекций на последнее 30-летие XXI века, полученные по данным выбранных моделей, показывают, что средняя температура холодного периода в горных районах Кавказа окажется на 4...6 °C выше современной, и по большей части региона перейдет в область положительных значений. Сезонная сумма осадков окажется выше современной, в среднем на 25%, при этом важно отметить значительный межмодельный разброс: от 10% по результатам наиболее точной модели CESM2 до 50% по результатам российской МЗС INM-CM5-0. Результаты моделирования показали, что несмотря на незначительное изменение средних сезонных сумм примерно в 2–3 раза возрастет повторяемость случаев с экстремальными месячными суммами осадков, превышающими 100 мм. Причём произойдет это в основном на Центральном и Восточном Кавказе: в западной части региона прогнозируется слабо выраженный отрицательный тренд зимней суммы осадков.

Результаты прогноза CMIP6 были использованы для оценки климатической составляющей лавинной опасности в 2070–2099 гг. Формально результаты моделирования показывают, что повторяемость зим с экстремальной лавинной опасностью изменится мало по сравнению с современной. Но более детальный анализ показывает, что экстремальная лавинная опасность будет снижаться. В высокогорье, несмотря на рост повторяемости аномальных осадков, будет наблюдаться уменьшение особо крупных лавин из сухого снега из-за более теплых условий, а также смещения сезонного максимума осадков на март. При этом сохранится вероятность возврата зимних холодов, что в сочетании с аномалиями месячных осадков приведёт к реализации единичных экстремальных лавинных зим.

Были также проведены косвенные оценки будущих изменений стратиграфии снежной толщи на основе экспериментов с моделью SNOWPACK. Численное моделирование двух контрастных зимних сезонов (1986/87 г., характеризующийся экстремальной лавинной опасностью, и 2000/01 г., характеризующийся аномально низкой лавинной активностью) показало, что использование даже грубых данных реанализа ERA5 даёт физически обоснованный результат: формирование структурно-текстурных особенностей снежной толщи, характерных для зим с высокой лавинной опасностью (1986/87 г.) и последующим процессом уплотнения и обводнения снега в весенний период. С учётом прогнозируемых на конец XXI в. климатических аномалий, последний сценарий рассматривается как наиболее вероятный. В условиях тёплых зим, вне зависимости от количества выпадающего снега, будет преобладать тенденция развития снежного покрова по типу уплотнения, что препятствует лавинообразованию.

Подводя итоги исследования, отметим, что уменьшение лавинной опасности на Кавказе при потеплении климата в конце XXI в. будет проявляться в следующем: 1) уменьшении снежности зим; 2) ослаблении процессов метаморфизма, способствующих формированию микропрослоев разрыхления в снежной толще; 3) повышении порогового уровня количества осадков во время снегопадов, необходимого для обрушения крупных лавин; 4) сокращении числа лавин из сухого свежевыпавшего снега, которые представляют главную угрозу для днища горных долин. Отмечено, что единичные аномально холодные и снежные зимы, характеризуемые экстремальной лавинной опасностью, будут реалистичны и в будущем климате – особенно в высокогорных районах

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

Acknowledgements. The research was carried out within the framework of the Grant of the Russian Ministry of Education and Research (contract No. 075-15-2024-554 from 24.04.2024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Благовещенский В.П. Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата: «Гылым», 1991. 116 с.

Глазовская Т.Г., Трошкина Е.С. Влияние глобального изменения климата на лавинный режим на территории бывшего Советского Союза // Материалы гляциологических исследований. 1998. № 84. С. 88–91.

Жданов В.В. Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 502–510.

Куксова Н.Е., Торопов П.А., Олейников А.Д. Метеорологические условия экстремального лавинообразования в горах Кавказа по данным наблюдений

и реанализов // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 377–390.

Олейников А.Д., Володичева Н.А., Бояршинов А.В. Снежность зим и лавинная деятельность на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений // Материалы гляциологических исследований. 2000. № 88. С. 74–83.

Олейников А.Д., Володичева Н.А. Экстремальные зимы XX–XXI вв. как индикаторы снежности и лавинной опасности в условиях прошлого и прогнозируемого изменений климата // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 52–57.

Олейников А.Д., Володичева Н.А. Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 521–532.

Олейников А.Д. Районы максимальной интенсивности лавинообразования на Большом Кавказе при крупных аномалиях температурно-влажностного режима // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 2. С. 221–230.

Семенов В.А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 3. С. 257–266.

Торопов П.А. Оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы климата Восточно-Европейской равнины // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 5–21.

Aleshina M.A., Semenov V.A., Chernokulsky A.V. A link between surface air temperature and extreme precipitation over Russia from station and reanalysis data // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. № 10. P. 105004.

Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I., Semenov V. Observed changes in convective and stratiform precipitation in northern Eurasia over the last five decades // Environmental Research Letters. 2019. Vol. 14. P. 045001.

Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Regions Science and Technology. 2010. № 1–2 (63). P. 1–14.

Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of climate models. In 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 University Press, 2013. P. 741–882. https://doi.org/110.1017/CBO9781107415324.020

Glazovskaya T.G. Global distribution of snow avalanches and changing activity in the Northern Hemisphere due to climate change // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 337–342.

Glazovskaya T.G., Seliverstov Y.G. Long-term forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming // Publikasjon – Norges Geotekniske Institutt. 1998. № 203. P. 113–116.

Jia K., Ruan Y., Yang Y., Zhang C. Assessing the Performance of CMIP5 Global Climate Models for Simulating Future Precipitation Change in the Tibetan Plateau // Water. 2019. № 9 (11). P. 1771.

Lehning M., Fierz C., Lundy C. An objective snow profile comparison method and its application to SNOWPACK // Cold Regions Science and Technology. 2001. P. 253–261.

Lenderink G., Van Meijgaard E. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes // Nature Geoscience. 2008. V. 1. No. 8. P. 511–514.

Meredith E.P., Semenov V.A., Maraun D., Park W., and Chernokulsky A.V. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8. No. 8. P. 615–619.

Min S.K., Zhang X., Zwiers F.W., Hegerl G.C. Human contribution to more intense precipitation extremes // Nature. 2011. V. 470. No. 7334. P. 378–381.

Ortner G., Michel A., Spieler M.B.A., Christen M., Bühler Y., Bründl M., Bresch D.N. A novel approach for bridging the gap between climate change scenarios and avalanche hazard indication mapping // Cold Regions Science and Technology. 2025. V. 230. P. 104355.

Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // Journal of Climate. 2007. V. 20. No. 22. P. 5473–5496.

Su F., Duan X., Chen D., Xao Z., Cuo L. Evaluation of the Global Climate Models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau // Journal of Climate. 2013. № 10 (26). P. 3187–3208.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design // Bulletin of the American Meteorological Society. 2012. № 4 (93). P. 485–498.

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journal of Climatology. 2019. P. 4703–4720.

IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. In press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Citation: ***Korneva I.A., Oleynikov A.D., Toropov P.A., Varentsova N.E., Kovalenko N.V.*** **Meteorological conditions and avalanche danger of winters in the Caucasus at the end of the 21st century based on the results of CMIP6 models.** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 103–119. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010082**

Meteorological conditions and avalanche danger of winters in the Caucasus at the end of the 21st century based on the results of CMIP6 models

© 2025 I. A. Korneva[a], A. D. Oleynikov[b], P. A. Toropov[a,b,#], N. E. Varentsova[b], N. V. Kovalenko[b]

[a]*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: tormet@inbox.ru*

Received September 20, 2024; revised December 18, 2024; accepted December 25, 2024

The paper considers a forecast of avalanche danger in the Caucasus at the end of the 21st century based on the climatic avalanche indicator criterion developed at Moscow State University, using the results of the CMIP6 Earth System Models (ESM). The quality of models' estimates of modern winter climate in the Caucasus has been evaluated. The best models were selected, for which the average temperature error is –0.6 °C, precipitation error is 10%. According to these models' data, by the end of the XXI century the average winter air temperature in the Caucasus will be 4–6 °C higher than the present one, and the precipitation sum will exceed the modern value by 25%. The frequency of seasons with extreme moisture will increase 2–3 times (monthly precipitation more than 100 mm). The seasonal maximum precipitation at the end of the 21st century will shift to March, while extremely dangerous avalanche winters are usually accompanied by a January maximum precipitation with a significant negative temperature anomaly. Experiments were also conducted with the numerical model SNOWPACK, which showed that despite the positive precipitation anomaly and the possible occurrence of cold winters, the most typical situation by the end of the 21st century will be the formation of a homogeneous snow column with low density, or heavily watered snow cover. Both situations are not avalanche-prone. Therefore, the background forecast of avalanche danger for the years 2071–2100 can be formulated as follows: a significant decrease in the frequency of the most destructive large avalanches from dry snow in high-mountain areas and their disappearance in mid-mountain areas, and a tendency to an increase in the number of less dangerous avalanches from loose and wet snow.

Keywords: avalanches, avalanche danger, CMIP6 models, SNOWPACK model, meteorological conditions of extreme avalanche formation

REFERENCES

Blagoveshenskyi V.P. Opredelenie lavinnih nagruzok. Determination of avalanche loads. Alma-Ata: Gylym. 1991: 116 p. [In Russian].

Glazovskaya T.G., Troshkina E.S. The impact of global climate change on the avalanche regime in the former Soviet Union. *Materialy glyaciologicheskih issledovanij.* Data of Glaciological Studies. 1998, 84: 88–91 [In Russian].

Zhdanov V.V. An experimental method for predicting avalanches based on neural networks. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 502–510 [In Russian].

Kuksova N.E., Toropov P.A., Oleynikov A.D. Meteorological conditions of extreme avalanche formation in the Caucasus mountains according to observations and reanalysis. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (3): 377–390 [In Russian].

Oleynikov A.D., Volodicheva N.A., Boyarshinov A.V. Winter snowfall and avalanche activity in the Greater Caucasus during the period of instrumental observations. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 74–83 [In Russian].

Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. Extreme winters of the XX–XXI centuries. as indicators f snowfall and avalanche danger in the context of past and projected climate change. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 3 (119): 52–57 [In Russian].

Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. Avalanche maximum winters in the Greater Caucasus during the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 521–532 [In Russian].

Oleynikov A.D. Areas of maximum intensity of avalanche formation in the Greater Caucasus associated with large anomalies of temperature and humidity regime. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (2): 221–230 [In Russian].

Semenov V.A. The connection of abnormally cold winter regimes in Russia with a decrease in the area of sea ice in the Barents Sea. *Izvestiya Rossiyskoi Akademii Nauk. Fizika atmosferi i okeana*. Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics . 2016, 52 (3): 257–266 [In Russian].

Toropov P.A. Assessment of the quality of reproduction by models of the general atmospheric circulation of the climate of the East European Plain. *Meteorologia i Gidrologia*. Russian Meteorology and Hydrology. 2005, 5: 5–21 [In Russian].

Aleshina M.A., Semenov V.A., Chernokulsky A.V. A link between surface air temperature and extreme precipitation over Russia from station and reanalysis data. Environmental Research Letters. 2021, 16 (10): 105004.

Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I., Semenov V. Observed changes in convective and stratiform precipitation in northern Eurasia over the last five decades. Environmental Research Letters. 2019, 14: 045001.

Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology. 2010, 1–2 (63): C. 1–14.

Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of climate models. In 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 University Press, 2013: 741–882. https://doi.org/110.1017/CBO9781107415324.020

Glazovskaya T.G. Global distribution of snow avalanches and changing activity in the Northern Hemisphere due to climate change. Annals of Glaciology. 1998, 26: 337–342.

Glazovskaya T.G., Seliverstov Y.G. Long-term forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming. Publikasjon – Norges Geotekniske Institutt. 1998, 203: 113–116.

Jia K., Ruan Y., Yang Y., Zhang C. Assessing the Performance of CMIP5 Global Climate Models for Simulating Future Precipitation Change in the Tibetan Plateau. Water. 2019, 9 (11): 1771.

Lehning M., Fierz C., Lundy C. An objective snow profile comparison method and its application to SNOWPACK. Cold Regions Science and Technology. 2001: 253–261.

Lenderink G., Van Meijgaard E. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes // Nature Geoscience. 2008, 1 (8): 511–514.

Meredith E.P., Semenov V.A., Maraun D., Park W., and Chernokulsky A.V. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme. Nature Geoscience. 2015, 8 (8): 615–619.

Min S.K., Zhang X., Zwiers F.W., Hegerl G.C. Human contribution to more intense precipitation extremes. Nature. 2011, 470 (7334): 378–381.

Ortner G., Michel A., Spieler M.B.A., Christen M., Bühler Y., Bründl M., Bresch D.N. A novel approach for bridging the gap between climate change scenarios and avalanche hazard indication mapping. Cold Regions Science and Technology. 2025, 230: 104355.

Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. Journal of Climate. 2007, 20 (22): 5473–5496.

Su F., Duan X., Chen D., Xao Z., Cuo L. Evaluation of the Global Climate Models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau. Journal of Climate. 2013, 10 (26): 3187–3208.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. Bulletin of the American Meteorological Society. 2012, 4 (93): 485–498.

Toropov P.A., Aleshina M.A., and Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. Intern. Journ. of Climatology. 2019, 4703–4720.

IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA (In press). https://doi.org/10.1017/9781009157896

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 120–134

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 551.326.1: 551.383. (268.52)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТАЦИОНАРНОСТЬ ПОЛЫНЕЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2025 г. А. Б. Тимофеева[1,*], А. В. Рубченя[3], Р. И. Май[1,2]

[1]*Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Росгидромет, Москва, Россия*
**e-mail: tianna@aari*

Поступила 04.09.2024 г.
После доработки 06.11.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Выполнена оценка пространственно-временнóй повторяемости, изменчивости положения и площадей заприпайных полыней в море Лаптевых с использованием метода расчёта вероятности пересечений полигонов, по данным электронного архива региональных ледовых карт ААНИИ. Получено пространственное распределение зон с 50%-й повторяемостью полыней, выявлен положительный тренд площади полыней, смена локализации полыней в сезонном ходе, угнетение отрезка Западно-Новосибирской полыньи.

Ключевые слова: полынья, Море Лаптевых, полигоны, морской лёд, припай

DOI: 10.31857/S2076673425010092, **EDN**: GYRSMP

ВВЕДЕНИЕ

Полыньи представляют собой особый природный феномен, формирующийся в холодный сезон в полярных морях. К заприпайным полыньям относят пространства чистой воды, начальных и молодых льдов толщиной до 30 см, образующиеся между кромкой припая и дрейфующими льдами (Бородачев и др., 1994).

Полыньи формируются во всех морях Сибирского шельфа, в том числе в море Лаптевых, и обладают высокой повторяемостью. Основным фактором формирования заприпайных полыней являются отжимные ветры, могут оказывать влияние также тёплые воды стока рек в море Лаптевых, это в первую очередь сток реки Лены (Купецкий, 1959; Захаров, 1966). Существуют также предположения о том, что на формирование полыней могут влиять и внутренние волны (Морозов, Писарев, 2004). Полыньи играют важную роль в теплообмене между океаном и атмосферой (Макштас, 1984; Fiedler et al., 2010). В результате активного энерго- и массообмена происходят процессы ледообразования, конвекции в толще вод, образование плотных вод, перенос тепла от океана в атмосферу (Kassens, Thiede, 1994; Cavalieri, Martin, 1994). Вследствие градиента температур морской воды и воздуха и возникающего в результате этого потока тепла в заприпайных полыньях ндёт непрерывное ледообразование, что, благодаря постоянному выносу вновь образовавшихся молодых льдов отжимными ветрами, превращает полыньи в значимый источник новых льдов в море (Макштас, 1984). В весенне-летний период заприпайные полыньи становятся очагами освобождения поверхности моря от морского льда (Опасные..., 2010). В районе развитых заприпайных полыней формируются специфичные арктические экосистемы, в которых планктон, бентос и нектон привлекают птиц и морских млекопитающих (Гуков, 1999). Предпринимаются попытки реконструкции расположения полыней по геохимическим данным (Астахов и др., 2023). Немаловажен также и факт использования акватории полыней в хозяйственной деятельности. С точки зрения навигации заприпайные полыньи служат одним из возможных путей следования судов в осенний и зимний периоды, что стало особенно важным в последнее время, в связи с возрастанием грузооборота по трассе Северного морского пути. Всё вышеперечисленное делает полыньи значимым объектом исследования.

Одна из характеристик заприпайных полыней – их повторяемость, определяющая временну́ю устойчивость полыньи. По принятой классификации выделяют стационарные (повторяемость

более 75%), устойчивые (повторяемость более 50%) и эпизодические (повторяемость менее 50%) (Карелин, Карклин, 2012). В море Лаптевых выделяются пять полыней (рис. 1): Восточная Северо-земельская (далее ВСЗ), Северо-Восточная Таймырская (далее СВТ), Восточная Таймырская (далее ВТ), Анабаро-Ленская (далее АЛ) и Западная Новосибирская (далее ЗН) полыньи (Карелин, Карклин, 2012). К морфометрическим характеристикам, подробно описанным и рассчитанным в предыдущих исследованиях, относят длину, ширину и площадь (наиболее используемым для характеристики полыней параметром является площадь). При определении положения заприпайных полыней использовалась система створов, сформированная на основе экспертного анализа ледовой информации за длительный период (с 30-х годов XX века) (Карелин, Карклин, 2012). Створы разделяют

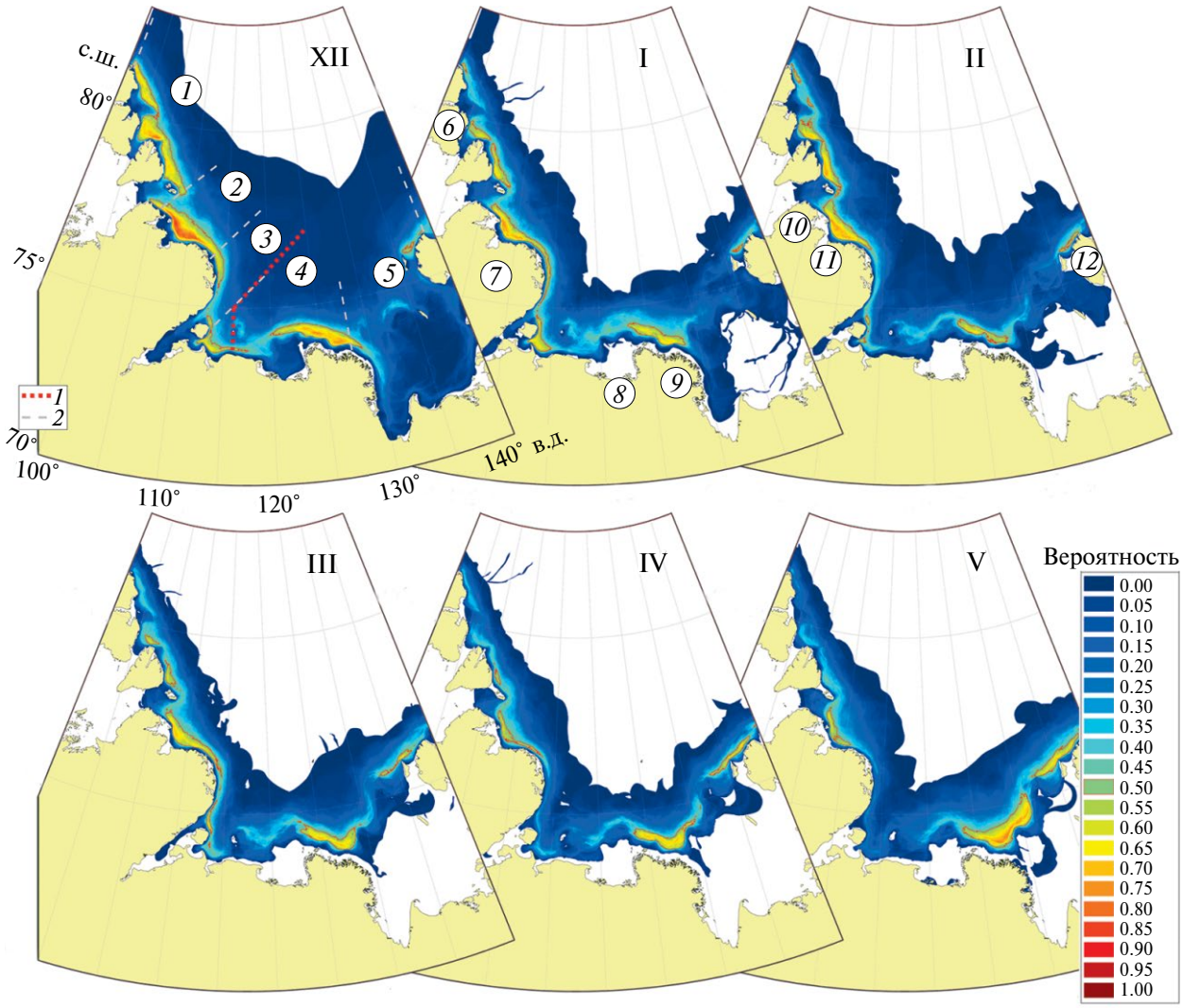


Рис. 1. Сезонный ход с декабря (XII) по май (V) пространственного распределения вероятности появления полыней в море Лаптевых. Границы и названия полыней, географические объекты: *1* – Восточная Северо-земельская (ВСЗ), *2* – Северо-Восточная Таймырская (СВТ), *3* – Восточная Таймырская (ВТ), *4* – Анабаро-Ленская (АН), *5* – Западная Новосибирская (ЗН), *6* – архипелаг Северная Земля, *7* – полуостров Таймыр, *8* – Оленёкский залив, *9* – дельта р. Лена, *10* – залив Терезы Клавенес, *11* – залив Фаддея, *12* – о. Котельный архипелага Новосибирские острова

Fig. 1. The seasonal variations from December (XII) to May (V) of the spatial distribution polynyas occurrence frequency in the Laptev Sea. Borders and names of polynyas, geographical objects: *1* – Eastern Severozemelskaya (ESZ), *2* – Northeastern Taymyrskaya (NET), *3* – Eastern Taymyrskaya (ET), *4* – Anabar-Lena (AL), *5* – Western Novosibirsk (WN), *6* – Severnaya Zemlya Archipelago, 7 –Taymyr peninsula, *8* – Olenek Bay, *9* – Lena River delta, *10* – Teresa Klavenes Bay, *11* – Faddey Bay, *12* – Kotelny Island of the Novosibirsk Islands archipelago

всё побережье на отдельные смежные участки. Таким образом, каждая полынья рассматривалась как пространство чистой воды и молодых льдов, находящееся в пределах конкретных створов между кромкой припая и сплочёнными дрейфующими льдами. Створы, внутри которых определена полынья, заданы исходно, при этом непостоянны обе естественные границы полыньи – и кромка припая, и граница дрейфующих льдов. Поэтому следует принимать во внимание изменение расположения полыньи в пространстве. При этом выделение полыньи происходило вне зависимости от её формальной географической границы внутри створов. При традиционном рассмотрении длины и ширины полыньи также не учитывается тот факт, что форма полыньи всегда отлична от прямоугольной. С развитием спутниковых методов исследования Земли появились новые возможности отслеживания изменения границ полыней, численные оценки повторяемости появления полыней, основанные на анализе спутниковой информации, сгруппированной в узлах сеточной области (Comiso, 2012).

Отмечено, что створы, внутри которых определено расположение конкретных полыней, установлены на базе анализа ледового режима середины – второй половины XX века, в то время как ледовая обстановка в последние десятилетия претерпевает серьёзные климатические изменения. В их числе значительное уменьшение площади арктического морского льда во все сезоны года (Comiso, 2012; Serreze et al., 2016; Petty et al., 2018), смещение сроков начала ледообразования, изменения возрастного состава льда (Егоров, Павлова, 2019; Егоров, 2020), изменения толщины льда и площади припая (Тимофеева и др., 2023).

В работе предлагается более точный и рациональный подход выделения и оценки полыней на основе полигонов, что позволяет рассмотреть данные о длине, ширине и площади заприпайной полыньи в привязке к её непосредственному расположению в море. Предложенный метод выделения заприпайных полыней на основе полигонов позволяет определять качественные (повторяемость) и количественные (площадь, положение в пространстве) характеристики заприпайных полыней с большой точностью.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Электронные ледовые карты. В работе использовались региональные ледовые карты моря Лаптевых, составленные в ААНИИ на основе спутниковой информации. Еженедельные карты доступны в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду (http://wdc.aari.ru/datasets/d0004) начиная с 1997 г. Региональные карты разрабатываются с использованием системы ArcGIS и представляют собой результат анализа спутниковой информации за 2–3 суток (Афанасьева и др., 2019). Экспертами выделяются однородные ледовые зоны, границы выделенных зон преобразуются в полигональные объекты в виде векторного файла, структура атрибутивной таблицы приводится к стандарту ВМО SIGRID-3 (JCOMM Technical Report, 2014), при этом структура формирования зон с разной сплочённостью и различными градациями возраста льда регламентируются Номенклатурой (World Meteorological Organization, 2014).

Ледовый режим моря Лаптевых сильно различается в его восточной и западной частях, поэтому обычно для анализа используется региональное разделение, граница обычно проводится по меридиану 125° в. д. (Визе, 1948; Думанская, 2017). Однако данное разделение, уместное при рассмотрении как крупномасштабных процессов во всей акватории Северного Ледовитого океана (далее СЛО), так и региональных режимных процессов в самом море Лаптевых, представляется не вполне логичным при рассмотрении заприпайных полыней. Это связано с тем, что принятая граница делит одну из наиболее продуктивных полыней, Анабаро-Ленскую, на две части, что затрудняет решение поставленных в нашем исследовании задач. Поэтому Анабаро-Ленская полынья была включена в состав восточной части моря Лаптевых, для чего использовалось следующее разделение на западную и восточную части: граница проходит по меридиану 116° в.д. от побережья до широты 75° с.ш., севернее этой параллели линия раздела направлена на северо-восток до 125° в.д. (см. рис. 1).

Географическое разделение полыней, их номенклатура в море Лаптевых использована в соответствие с предыдущими исследованиями, в частности Карелин, Карклин, 2012, где подробно проанализированы данные за 1980–2009 гг. Отмечено, что исходные данные и методические принципы в работах различаются, величины площади полыней, приведённые в данном исследовании, сопоставимы со значениями, полученными ранее.

Выделение полигонов полыней. В качестве полыней из ледовых карт формата SIGRID-3 выделялись только ледовые зоны с преобладанием чистой воды или льда следующих возрастных градаций: начальные льды, нилас, серый и серо-белый лёд, что соответствует толщине льда до 30 см. При объединении всех ледовых зон, отвечающих условию существования полыней, мы можем получить новый полигональный объект – полигон полыньи. В зоны полыньи попадали полигоны, в которых суммарная сплочённость указанных выше возрастных градаций льда составляла не менее 7 баллов, а также зоны, в которых сплочённость льда любого возраста составляла менее трёх

баллов (Бородачев и др., 1994). Для каждой ледовой карты моря Лаптевых из архива данных Мирового центра данных были получены полигоны полыней и оценены их площади за период с 1997 по 2023 г. Все выделенные зоны были визуально проверены ледовым экспертом для исключения случайных или системных ошибок.

Вероятность пересечения полигонов. Для оценки пространственно-временнóй изменчивости положения полыней может быть использован метод расчёта вероятности пересечений полигонов, предложенный в работе (Май и др., 2022). Этот метод основан на рекурсивном пересчёте полигонов вероятностей пересечений при последовательном добавлении в выборку новых исходных полигонов. Этот алгоритм можно описать следующим образом. Полигон вероятности пресечений $Q_{1/N}$ будет увеличиваться за счёт объединения с добавленным в выборку полигоном P_n: $Q_{1/N} = Q_{1/N} \cup P_n$, результат пресечения этих полигонов $R = Q_{1/N} \cap \mathrm{P}_n$ будет использоваться для расширения следующего полигона вероятности пересечений: $Q_{2/N} = Q_{2/N} \cup R$. Новый результат пересечения $R = Q_{2/N} \cap \mathrm{P}_n$ будет использоваться для коррекции следующего полигона вероятности пересечений $Q_{3/N}$ и т.д. Введя индекс k, который будет показывать количество повторений операций объединения и пересечения полигонов при данном числе проанализированных полигонов n, можно описанный алгоритм записать в виде формул:

$$Q^{\mathrm{k}}_{n/N} = Q^{\mathrm{k}-1}_{n/N} \cup R^{\mathrm{k}}$$

$$R^{\mathrm{k}} = Q^{\mathrm{k}-1}_{n/N} \cap R^{\mathrm{k}-1}$$

где k = 1...n, при k = 1 полигон пересечений R будет равен добавляемому полигону P ($R^0 = P_n$), а полигон вероятностей пересечений Q равен пустому множеству ($Q^0_{n/N} = \varnothing$). Алгоритм расчёта вероятности пересечений полигонов по формуле можно найти по адресу https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/99879-probability-of-polygons-intersection.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности сезонного хода развития полыней проанализированы на основе полученных карт полигонов пространственной повторяемости в море Лаптевых с 1997 по 2023 г. На рис. 1 показано ежемесячное наиболее вероятное развитие полыньи, полученное при пересечении всех полигонов конкретного месяца за все годы исследуемого периода. Полученные карты вероятности приведены по месяцам за зимний период с декабря по май. Пространственная повторяемость полыней маркируется цветом в зависимости от густоты пересечений полигонов: от тёмно-синего для единичных случаев до тёмно-красного для максимального количества случаев за период исследования. Отдельно красной линией выделены акватории, которым соответствует положение полыньи, наблюдавшееся в 50% всех случаев (медианный полигон).

После начала ледообразования, которое в последние десятилетия чаще всего происходит не раньше конца октября, наблюдается постепенное становление и нарастание припая. Формирование припая продолжается весь зимний период и достигает своего максимального развития к марту–апрелю, наиболее обширную площадь припай занимает в восточной мелководной части моря (Думанская, 2017). Заприпайные полыньи за счёт устойчивых отжимных ветров начинают формироваться также с начала зимнего периода. При этом, поскольку преобладающие направления и сила (скорость) ветра не постоянны, в ходе зимнего сезона существует изменчивость открывающихся (и закрывающихся) полыней и их площади. Тем не менее многолетний ветровой режим позволяет отследить общие особенности в изменчивости полыней в ходе зимнего периода.

В работе (Карелин, Карклин, 2012) полыньи рассматривались, начиная с ноября (анализировались данные за 1980–2009 гг.). Однако устойчивое ледообразование в последние десятилетия начинается значительно позже (Егоров, Павлова, 2019), смещаются сроки перехода льдов из одной возрастной градации в другую. Зачастую в ноябре почти всё море охвачено ещё начальными и молодыми льдами, что по формальному признаку автоматизированным алгоритмом воспринимается как обширный полигон полыньи, что не соответствует действительности. По этой причине ноябрь был исключён из рассмотрения.

В декабре (см. рис. 1), выделяются обширные зоны, трактуемые алгоритмом в качестве полыньи, но на самом деле отображающие полигоны, соответствующие затянувшемуся ледообразованию и демонстрирующие отложенный переход льда в следующую возрастную градацию. Полигоны с достаточно высокой повторяемостью (до 50%) выделяются на некотором смещении в направлении моря от зон с наибольшим количеством пересечений полигонов (свыше 50%). Это, вероятно, демонстрирует случаи формирования полыней за более обширной полосой припая, что отмечалось в нескольких случаях исследуемого ряда наблюдений в конце 1990-х годов, когда было характерно более быстрое становление припая.

В целом в декабре зоны с вероятностью появления полыней свыше 50% также достаточно обширны (≈ 36 тыс. км^2). Вероятно, это связано с тем, что в этот период лёд ещё достаточно

тонкий, легко смещается под ветровым воздействием, открывая и освобождая более обширные пространства чистой воды, которые быстро покрываются начальными видами льда. В предыдущие десятилетия в западной части моря к окончанию периода таяния всегда сохранялось значительное количество остаточного льда (Таймырский ледяной массив). После начала ледообразования остаточный лёд не давал возможности открываться обширным полыньям. Однако в последние годы Таймырский ледяной массив значительно вытаивает, остаточный лёд может практически отсутствовать, а вновь образованный лёд гораздо легче смещается под ветровым воздействием, открывая более обширные полыньи.

В декабре пространственное распределение полыней с высокой повторяемостью, (преимущественно 50–75%, на отдельных участках до 80%) в большей степени соответствует западной части моря. В номенклатуре, принятой в предыдущих исследованиях (Карелин, Карклин, 2012), их можно отнести к Восточной Североземельской (ВСЗ), Северо-Восточной Таймырской (СВТ), обладающей в этот месяц наиболее обширной зоной с повторяемостью 70–85%, Восточной Таймырской (ВТ), а также Анабаро-Ленской (АЛ) полыньям. АЛ полынья в данном исследовании отнесена к восточной части моря. Повторяемость других полыней в восточной части моря в декабре довольно низкая, открывается только небольшой участок Восточной Новосибирской полыньи (ВН) над о. Котельный (30–40% случаев).

В январе все указанные полыньи сохраняются с высокой степенью повторяемости, однако с гораздо меньшей площадью. Этот факт, очевидно, указывает на постепенное нарастание толщины дрейфующих льдов, что препятствует открытию больших площадей чистой воды или разреженного льда. Также происходит довольно быстрый переход в возрастные градации, которые не попадают под условия выделения полыньи. Отмечаются единичные случаи обширных акваторий, покрытых начальными и молодыми льдами, включёнными автоматическим алгоритмом в состав полигона полыньи, что также может быть объяснено сильно затянувшимся ледообразованием в отдельные годы последнего десятилетия. В целом, в январе не наблюдается зон полыней с повторяемостью свыше 70%, кроме СВТ.

В феврале пространственное положение полыней с наибольшей повторяемостью в целом не претерпевает серьёзных изменений по сравнению с предыдущими месяцами. Наибольшей повторяемостью по-прежнему обладают полыньи западной части моря. Особенности распределения полыней этого месяца заключаются в относительно слабом развитии сектора ВТ полыньи, при сохранении полыньями СВТ и ВСЗ наибольшей площади и повторяемости 50–75%. С повторяемостью преимущественно до 20%, на некоторых участках до 40%, выделяются полыньи в восточной части моря вдоль кромки сформировавшегося к этому времени припая.

В марте в пространственном распределении полыней начинают проявляться зачатки последующих изменений. Наблюдается уменьшение площади и повторяемости ВСЗ полыньи до 40–55%, обширную площадь и большую повторяемость сохраняют СВТ и АЛ полыньи. В восточной части моря расширяется зона с повторяемостью 35–40% вдоль границы развитого припая. При этом стабильно наблюдавшийся над о. Котельный в предыдущие месяцы сектор ВН полыньи с повторяемостью 40–50% смещается в западном направлении, занимая в марте положение над кромкой припая и островом Столбовой.

В апреле пространственное распределение полыней начитает претерпевать изменения. Заметно увеличение площади и повторяемости полыней в восточной части моря. Хорошо развита АЛ полынья, к ней относится наибольшая зона с повторяемостью более 50% в этом месяце. ВН полынья постепенно приобретает черты, широко описанные в литературе (Купецкий, 1959; Захаров, 1966; Бородачев и др., 1994, Карелин, Карклин, 2012; Думанская, 2017), протягиваясь вдоль кромки припая восточной части моря Лаптевых. В отдельных случаях наблюдается полынья вдоль кромки припая, занимающего площадь менее своего среднемноголетнего положения. Зоны полыней с высокой повторяемостью в западной части моря сохраняются, но постепенно затухают.

Для пространственного распределения полыней в мае характерно преобладание полыней в восточной части моря. В сегменте АЛ и ВН полыней наблюдается наибольшая площадь и повторяемость (на некоторых участках до 80%). Конфигурация сегментов полыней с высокой повторяемостью соответствует классическому пониманию дрейфа льдов в СЛО: основным источником льдов, вовлекаемых в Трансарктический дрейф за счёт выноса, являются полыньи восточной части моря Лаптевых совместно с западной частью Восточно-Сибирского моря (Горбунов и др., 1979). В западной части моря в мае полыньи угнетаются, повторяемость снижается до 20–40%, только в пределах СВТ полыньи сохраняется сегмент с повторяемостью свыше 50%.

При рассмотрении сезонного, от месяца к месяцу, хода заметно смещение локализации активного процесса открытия полыней, что связано со сменой направления преобладающих воздушных переносов. В зимний период, с октября по март, море Лаптевых находится под влиянием двух центров действия атмосферы: исландского минимума

атмосферного давления и азиатского максимума, в то же время юго-восточная часть моря находится под влиянием отрога сибирского максимума. Поля давления распределяются таким образом, что происходит развитие зимнего муссона. В апреле происходит смена атмосферной циркуляции: место Сибирского антициклона занимает неглубокая депрессия, и, наоборот, вместо ложбины исландской депрессии образуется зона повышенного давления. Таким образом, барические градиенты уменьшаются и приобретают обратное направление, вследствие чего получает развитие летний муссон (Крутских, Лагутин, 1986).

Такая особенность атмосферной циркуляции хорошо отражается и на режиме образования полыней. Для анализа количественных изменений площади полыньи в ходе зимнего сезона и оценки режимных особенностей западной и восточной частей моря использовался такой показатель как площадь медианного полигона $Q_{0.5}$ пересечений полигонов полыней. Фактически это означает, что была рассчитана площадь акватории, на которой наблюдалась полынья в 50% случаев за исследуемый период времени. Медианный полигон $Q_{0.5}$ соответствует устойчивой полынье по классификации (Карелин, Карклин, 2012), но с учётом её пространственного положения. Такой показатель представляется более информативным и корректным для анализа, чем среднемесячные значения площади, поскольку в осреднение попадают количественные «выбросы», получающиеся из-за включения в полигон полыньи обширных областей начальных и молодых льдов открытого моря. На рис. 2 приведён сезонный ход этого показателя для западной и восточной частей моря. Отчётливо видно, что в первой половине сезона преимущественно открываются и имеют большую площадь полыньи западной части моря, затем происходит перестройка крупномасштабных атмосферных процессов, и в весенний период возрастает площадь полыней восточной части моря, максимально в мае до ≈15 тыс. км^2. При этом в весенние месяцы полыньи западной части моря развиты на минимальном за весь зимний сезон уровне, тогда как в декабре они обладают наибольшей в годовом цикле площадью ≈27 тыс. км^2.

Основные статистические характеристики за рассматриваемый период с 1997 по 2023 г. приведены в таблице. Значения площади полыньи были рассчитаны для каждой декады сезонного хода с декабря по май, однако для представления в таблице они были осреднены по месяцам. Подекадные изменения площадей полыней за каждый год исследуемого периода представлены на рис. 3.

Наибольшая межгодовая изменчивость фиксируется в начале сезона, в декабре, которому соответствуют наибольшие значения размаха

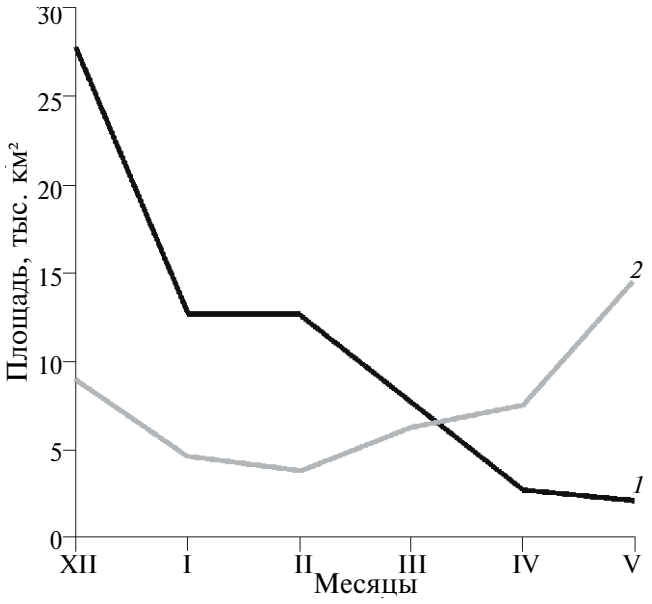


Рис. 2. Сезонный ход площади устойчивых заприпайных полыней (повторяемость 50%) в восточной и западной частях моря Лаптевых. *1* – западная часть моря, *2* – восточная часть моря

Fig. 2. The seasonal variation of the flaw stable polynyas areas (with an occurrence frequency of 50%) in the eastern and western parts of the Laptev Sea. *1* – the western part of the sea, *2* – the eastern part of the sea

колебаний и среднеквадратического отклонения (СКО). Однако это, как уже отмечалось, вероятно, связано с затяжным ледообразованием и со спецификой (несовершенством) работы автоматического алгоритма идентификации полыньи, который присчитывает все обширные зоны начального и молодого льда в море к площадям полыньи. Эти значения некорректно рассматривать как площадь полыньи, поскольку фактически они ей не являются. Так, максимальное значение площади полыньи, полученное при расчёте автоматизированным алгоритмом, отмечено в декабре 2020 г. (см. рис. 3), однако в этот год на акватории моря наблюдалось позднее ледообразование и медленный переход льда в следующую возрастную градацию. Самое низкое значение СКО приходится на апрель, что характерно и для обеих частей моря, и для моря в целом.

Именно из-за некорректности подобной оценки был введён новый показатель – площадь устойчивой полыньи, т.е. площадь акватории, на которой наблюдалась полынья в 50% случаев в каждый конкретный месяц. Полученный показатель площади полыньи с повторяемостью 50% в несколько раз меньше соответствующего ему среднемесячного значения. Это демонстрирует значительный разброс по пространственному положению и конфигурации полыньей в разные годы, однако

Таблица. Статистические характеристики сезонного изменения площади полыней моря Лаптевых, тыс. км^2

Показатели	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
			всё море			
Среднее	89.5	55.4	52.3	47.7	39.4	43.3
Максимум	344.7	120.9	170.7	90.3	96.8	98.8
Минимум	32.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Размах	312.2	120.9	170.7	90.3	96.8	98.8
СКО	65.5	28.0	33.6	23.5	22.0	25.7
Площадь $Q_{0.5}$	36.7	17.3	16.5	14	10.2	16.7
			запад			
Среднее	47.7	30.0	28.8	23.7	17.3	15.1
Максимум	152.8	66.5	84.7	48.9	52.7	46.8
Минимум	5.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Размах	147.0	66.5	84.7	48.9	52.7	46.8
СКО	33.8	18.5	19.1	14.7	14.3	14.9
Площадь $Q_{0.5}$	27.8	12.7	12.7	7.7	2.7	2.1
			восток			
Среднее	41.8	25.3	23.4	24.0	22.0	28.2
Максимум	191.7	55.3	136.4	74.9	46.9	63.3
Минимум	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Размах	180.8	55.3	136.4	74.9	46.9	63.3
СКО	35.9	15.6	26.3	17.3	11.7	17.6
Площадь $Q_{0.5}$	8.9	4.6	3.8	6.3	7.5	14.6

$Q_{0.5}$ – полигон устойчивой полыньи.

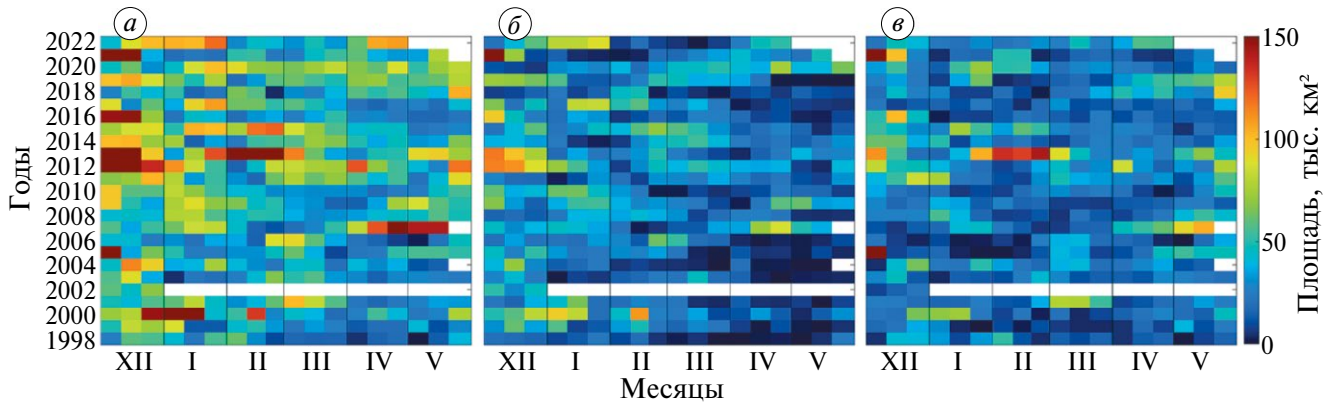


Рис. 3. Подекадные изменения площади полыней моря Лаптевых с 1997 по 2023 г.
а – вся акватория моря, *б* – западная часть моря, *в* – восточная часть моря
Fig. 3. Every 10-days changes of the polynyas area in the Laptev Sea since 1997 to 2023.
а – the entire area of the sea, *б* – the western part of the sea, *в* – the eastern part of the sea

позволяет оценить устойчивость анализируемых процессов. В целом по морю наибольшая площадь полыней наблюдается в декабре (36.7 тыс. км^2), затем медленно уменьшается в течение зимы до минимума в апреле (10.2 тыс. км^2), и вновь серьёзно увеличивается в мае (16.7 тыс. км^2).

Если исключить из рассмотрения период, близкий к началу ледообразования (декабрь) и потому способный влиять на количественную оценку площадей, то за весь ряд наблюдений есть всего несколько количественных «выбросов» свыше 130 тыс. км^2 (см. рис. 3). Непродолжительные выбросы отмечались в январе и феврале сезона 1999/00 г. (за счёт развития обширных полыней преимущественно в западной части моря) и в апреле–мае сезона 2006/07 г. (за счёт развития обширных полыней в обеих частях моря). Кроме того, одна декада апреля в 2011/12 г. (за счёт полыней восточной части моря), конец января – начало марта сезона 2012/13 г. (за счёт полыней восточной части моря с наибольшей локализацией в районе АЛ и ВН секторов полыней) и две декады февраля сезона 2014/15 г. (за счёт развития обширных полыней в обеих частях моря) могут быть отнесены к выбросам.

По данным рис. 3 видно, что в конце 1990-х и начале 2000-х годов развитие полыней во второй половине зимнего периода и весной весьма слабое, их площади относительно небольшие. Постепенно с годами происходит увеличение площадей в начале сезона (декабрь–январь), а затем с 2010-х годов начинают увеличиваться площади полыней и в весенний период. При этом площади полыней свыше 100 тыс. км^2 чаще наблюдаются в первой половине зимнего сезона, до марта, тогда как в весенние месяцы такие обширные площади полыней фиксируются значительно реже.

На рис. 4 показаны карты пересечений полигонов полыней за каждый зимний сезон с декабря 1997 г. по май 2023 г., т.е. каждая отдельно взятая карта демонстрирует пересечение всех полигонов полыней, наблюдаемых в течение одного зимнего сезона. Использование такого подхода позволяет оценить пространственное и временно́е распределение полыней, отражающее их наиболее характерную локализацию за каждый конкретный зимний сезон. Рисунок за 2001/02 г. был исключён из-за недостаточности данных. На картах некоторых лет хорошо видны единичные «выбросы» при захвате алгоритмом в зоны полыней зоны затянувшегося ледообразования в осенний период (синяя заливка), это случаи с низкой вероятностью. Больше всего выделяется в этом отношении сезон 2020/21 г., когда процесс ледообразования и нарастания толщины льда в море происходил очень медленно.

На рис. 4 хорошо видно, что конфигурация наиболее повторяющихся полыней из года в год соответствует стандартной схеме. В западной части моря довольно часто ВСЗ и СВТ полыньи имеют повторяемость свыше 75% в пределах одного зимнего сезона. В восточной части моря такую высокую повторяемость можно чаще наблюдать у АЛ, чем у ВН полыньи. Однако стоит учитывать факт того, что в западной части моря припай развит слабо, и в течение всего зимнего периода его кромка мало изменяется, что позволяет полынье чаще быть локализованной в пространственно-идентичной зоне.

В конце 1990-х годов зоны с повторяемостью полыней свыше 50% в течение одного сезона достаточно узкие (выделены красным на картах). В последующие годы подобные зоны становятся более обширными в зимний период.

Межгодовое изменение площади устойчивых и стационарных полыней (т.е. площади, где 50 и 75% времени наблюдалась полынья в ходе отдельно взятого зимнего сезона) представлена на рис. 5. Наибольшая площадь с 50%-й вероятностью отмечена в сезон 2012/13 г. (свыше 70 тыс. км^2), немногим меньше в 2011/12 г. (около 63 тыс. км^2). В среднем площадь устойчивых полыней составляет 30–40 тыс. км^2, наименьшее значение (около 7 тыс. км^2) отмечается в сезон 1997/98 г. На графике изменения площади полыней с повторяемостью 75% (см. рис. 5) максимальные значения отмечаются в 2012, 2013, 2015 и 2020 гг. Зимний сезон 2019/20 г. выделялся аномальными характеристиками циркуляции атмосферы, преобладали положительные аномалии температуры воздуха (на метеорологических станциях в районе моря Лаптевых аномалия составила 4.4 °C) (Обзор..., 2021).

Изменение площади устойчивых полыней демонстрирует положительный межгодовой тренд, составляющий 0.9859 тыс. км^2/год. Статистически тренд значим при уровне значимости 5% и выше; при уровне 1% тренд не значим. Аналогичная оценка для повторяемости стационарных полыней ($p = 0.75$) демонстрирует тренд 0.2713 тыс. км^2/ год. Тренд значим только при уровне значимости 10%, при уровне 5 и 1% тренд не значим.

Для понимания, какая часть моря и какой временно́й отрезок сезонного хода вносят в этот тренд наибольший вклад, была оценена межгодовая изменчивость площади полыней осреднённой за каждые два месяца сезонного хода: декабрь-январь, февраль-март, апрель-май. В целом положительный тренд присутствует для полыней всего моря во всех отрезках сезонного хода. Однако в большинстве случаев полученные коэффициенты линейного тренда статистически незначимы. В начале зимнего периода в положительный тренд больший вклад вносят изменения в восточной части моря.

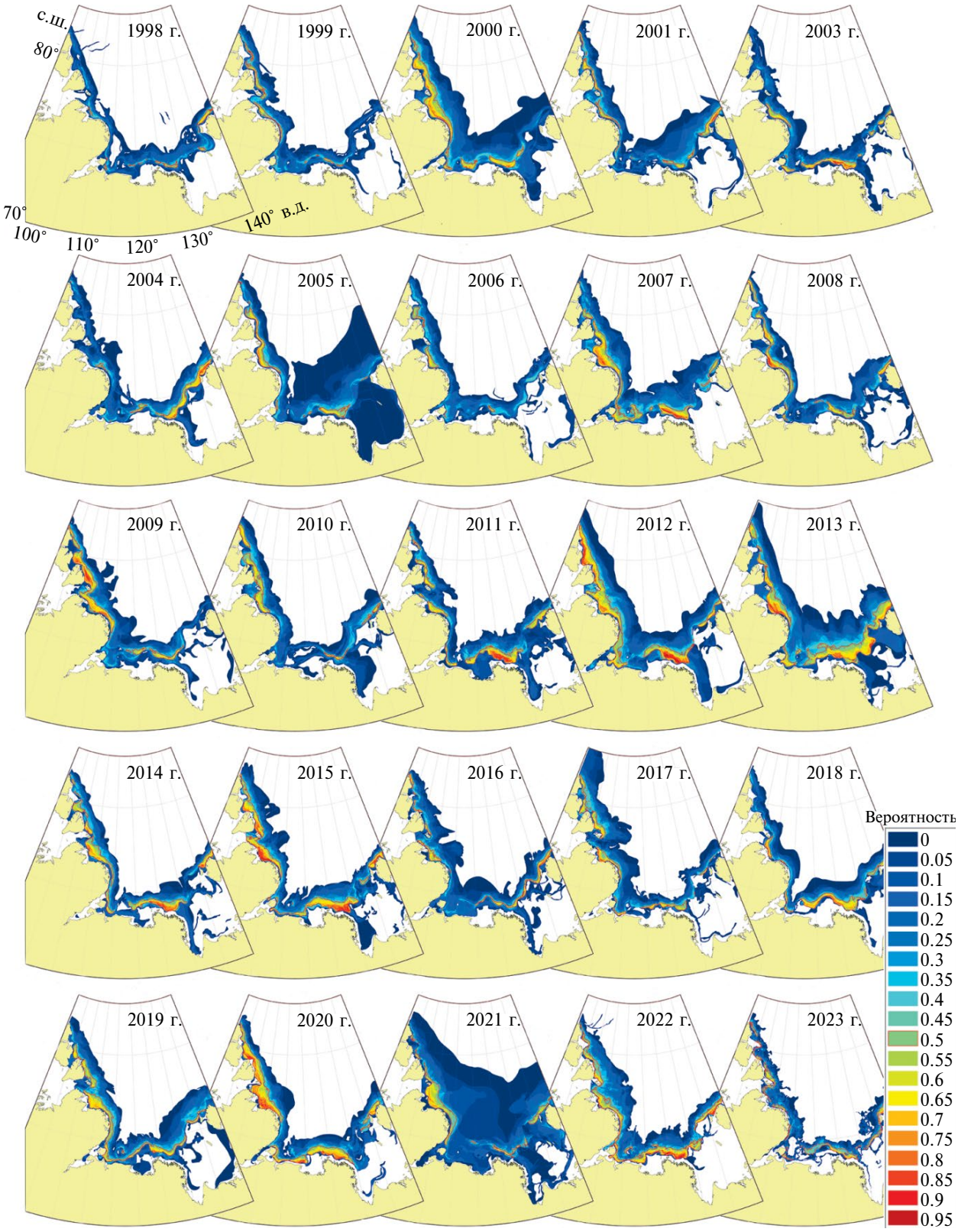


Рис. 4. Ежегодная вероятность присутствия полыней за зимний сезон (декабрь–май) с 1997 по 2023 г. в море Лаптевых

Fig. 4. The annual occurrence frequency of the polynyas presence during the winter season (December–May) since 1997 to 2023 in the Laptev Sea

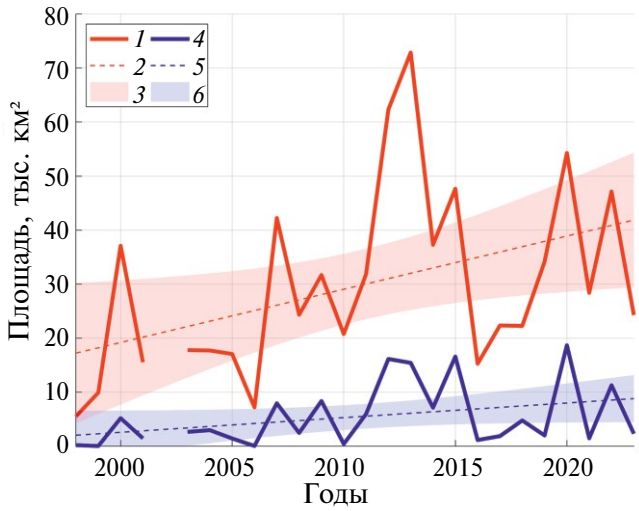


Рис. 5. Межгодовое изменение площади устойчивых (повторяемость 50%) и стационарных полыней (повторяемость 75%) в море Лаптевых с 1997 по 2023 г.

1 – изменение площади устойчивых полыней; *2* – линейный тренд изменения площади устойчивых полыней; *3* – границы 95% доверительного интервала тренда изменения площади устойчивых полыней; *4* – изменение площади стационарных полыней; *5* – линейный тренд изменения площади стационарных полыней; *6* – границы 95% доверительного интервала тренда изменения площади стационарных полыней

Fig. 5. Interannual change in the area of stable (repeatability of 50%) and stationary polynyas (repeatability of 75%) in the Laptev Sea from 1997 to 2023.

1 – change in the area of stable polynyas; *2* – linear trend in the area of stable polynyas; *3* – boundaries of the 95% confidence interval of the trend in the area of stable polynyas, *4* – change in the area of stationary polynyas, *5* – linear trend in the area of stationary polynyas; *6* – boundaries of the 95% confidence interval of the trend in the area of stationary polynyas

В середине зимы наблюдается рост площади полыней в обеих частях моря, при этом чуть больше в западной, чем в восточной.

В весенний период выявлен значимый тренд в увеличении площади полыней в западной части моря. Это важное обстоятельство, поскольку в апреле–мае полынья служит очагом начинающегося процесса летнего таяния. По наблюдениям с 1938 г. восточная часть моря очищается быстрее, лёд Янского ледяного массива полностью разрушается за летний период в 85% случаев. Таймырский ледяной массив обычно сохраняется в западной части моря на 45% акватории к моменту окончании таяния. В последние десятилетия очищение происходит быстрее, а площадь, покрытая льдом, уменьшается (в среднем около 10% в последнее десятилетие). Предшествующий процесс раннего открытия (апрель-май) обширной полыньи в западной части моря не может не оказывать влияние на дальнейший ход процессов в летний период, способствуя более быстрому и более обширному разрушению ледяного покрова.

Как результат пересечения полигонов полыней за холодный отрезок времени за все годы исследуемого периода (1997–2023 гг.) получен набор областей полыней с разной повторяемостью (рис. 6). На рисунке выделены области с повторяемостью 0.5 и 0.75, которые в данном контексте стоит рассматривать как границы устойчивых и стационарных полыней.

Ориентируясь на классическую номенклатуру, критерию устойчивых полыней (повторяемость свыше 50%) соответствуют области, приходящиеся на полыньи: ВСЗ (выделяется два участка), СВТ, АЛ, а также ЗН. Наиболее крупными из этих областей являются участки СВТ и АЛ полыней, наименьшей – ЗН, локализация которой, в противовес классическому пониманию как протяжённой вдоль кромки припая восточной части моря, располагается узкой полоской к северо-западу от о. Котельный. При этом критерию повторяемости свыше 75% соответствует только участок СВТ полыньи вдоль припая заливов Терезы Клавенс и Фаддея.

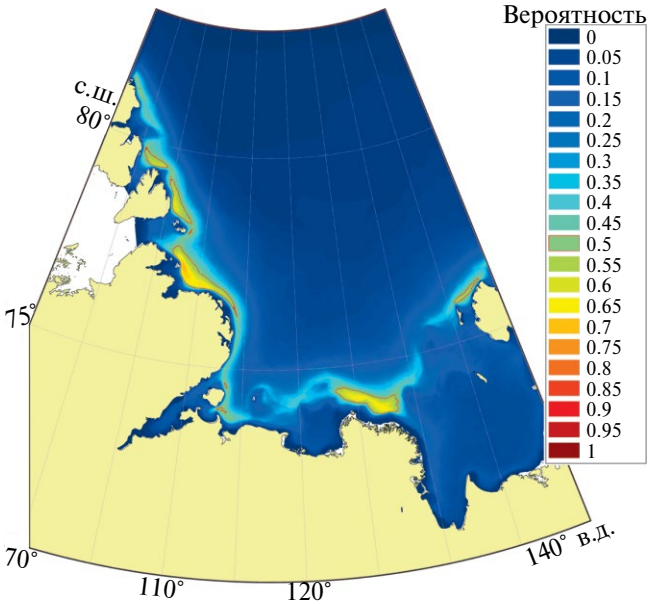


Рис. 6. Пространственно-временна́я повторяемость полыней в море Лаптевых с 1997 по 2023 г.

Fig. 6. Spatial and temporal occurrence frequency of polynyas in the Laptev Sea since 1997 to 2023

Отмечено, что в исследовании в качестве основного инструмента используется алгоритм расчёта вероятностей пересечения полигонов полыней, т.е. учитывается одновременно пространственная и временна́я повторяемость. В предыдущих исследованиях для описания полыньи использовались створы, а для оценки их вероятностных характеристик учитывались все полыньи, фиксирующиеся в пределах этих створов, вне зависимости от их пространственного смещения и без учёта наложений, т.е. рассчитывалась только повторяемость во времени.

При этом, неучтённая в работах (Купецкий, 1959; Захаров, 1966; Карелин, Карклин, 2012) пространственная изменчивость положения полыньи может существенно исказить результаты. Так, например, в восточной части моря Лаптевых формируется обширный припай. В связи с климатическими изменениями его становление в последнее десятилетие может происходить медленнее, отдельные участки могут прирастать позже обычного, конфигурация его кромки в ходе зимы может серьёзно меняться и быть нестабильной, в том числе из-за случаев частичных взломов (Timofeeva et al., 2024). Непостоянство границы припая приводит к постоянному смещению зоны полыньи в ходе одного сезона, что может объяснить тот факт, что на полученных картах зоны с высокой повторяемостью ВН полыньи в восточной части моря могут быть несколько «размыты». Тем не менее это достаточно неожиданный результат, поскольку отсутствие выраженной пространственной стационарности ВН полыньи идёт вразрез с классическим пониманием Великой Сибирской полыньи. Возможно, при выборе менее жёсткого критерия (например, более высокая сплочённость) в использованном автоматизированном алгоритме выделения полыньи результат может быть другим. Либо угнетение Великой Сибирской полыньи обуславливается современными климатическими условиями.

Согласно исследованию (Карелин, Карклин, 2012), из пяти полыней моря Лаптевых только две относятся к стационарным: АЛ и ЗН, и обе входят в состав Великой Сибирской полыньи. Однако даже при заметной миграции полыньи в зависимости от локализации, изменяющейся в разные годы кромки припая, очевидно, что ЗН полынья развита слабо и в последние десятилетия не обладает столь же значительной повторяемостью.

В то же время, СВТ полынья, отмечаемая авторами (Карелин, Карклин, 2012) как одна из самых небольших полыней арктических морей, образуемая за счёт отжимных западных ветров, по результатам данного исследования имеет наибольшую площадь области с повторяемостью свыше 50%, и единственную среди полыней моря Лаптевых зону с повторяемостью, близкой к 75%.

В целом полыньи в западной части моря кажутся более развитыми в последние десятилетия, что может быть связано с изменением крупномасштабной атмосферной циркуляции и преобладанием западных форм циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов, интенсивно проникающих в полярную область с Атлантики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнена оценка пространственно-временно́й стационарности положения полыней с использованием метода расчёта вероятности пересечений векторных полигонов. Исходными данными служат региональные ледовые карты электронного архива ААНИИ в формате SIGRID-3 (JCOMM Technical Report, 2014). Используемый подход выделения и оценки полыней на основе полигонов позволяет рассмотреть данные о длине, ширине и площади более точно и рационально, в привязке к непосредственному географическому расположению полыньи в море. По рассчитанным площадям полыней возможна оценка статистических характеристик потоков тепла из океана в атмосферу через полыньи, объёмов льда и плотных вод, формирующихся в полыньях, что важно для определения изменчивости потоков энергии и массы в исследуемом регионе.

Для каждого месяца с декабря по май определены области, где в 50% случаев за период с 1997 по 2023 г. наблюдалась полынья. Такая информация может быть полезна при стратегическом планировании навигации в зимний период в море Лаптевых.

Выявлена особенность сезонного хода открытия полыней в западной и восточной частях моря: отчётливо видно, что в первой половине сезона, как правило, чаще открываются и имеют большую площадь полыньи западной части моря. Затем происходит перестройка крупномасштабных атмосферных процессов, оказывающих непосредственное влияние на образование полыней, и в весенний период возрастает площадь полыней восточной части моря.

В целом заметно, что с конца 1990-х – начала 2000-х годов площадь полыньи увеличивается в начале сезона (декабрь, январь), что свидетельствует о запаздывании начала ледообразования в море, а также о более медленном нарастании толщины льда и переходе его в следующую возрастную градацию. С 2010-х годов начинают увеличиваться площади полыней и в весенний период.

Наиболее информативным представляется показатель площади, занимаемой полыньёй 50% времени одного зимнего сезона, поскольку он

нивелирует случайные «выбросы», появляющиеся за счёт учёта случаев затянувшегося ледообразования. Межгодовое изменение площади устойчивых полыней демонстрирует положительный тренд, статистически значимый при уровне значимости 5% и выше. Использованный алгоритм позволяет выделять области наибольшей повторяемости полыньи, которые можно рассматривать в качестве так называемого ядра полыньи.

При рассмотрении временнóго ряда отдельно для западной и восточной частей моря, а также для разных отрезков сезонного хода выявлен статистически незначимый положительный тренд, присутствующий для полыней обеих частей моря в ходе всего сезона. Только в весенний период (апрель–май) выявлен значимый положительный тренд площади полыней в западной части моря. Это важное обстоятельство, поскольку в апреле–мае полынья служит очагом начинающегося процесса летнего таяния и может оказывать на него влияние.

В холодный период за все годы исследуемого периода (1997–2023 гг.) получены области с повторяемостью полыней 50 и 75%. Критерию устойчивых полыней соответствуют участки полыней: ВСЗ, СВТ, АЛ, а также ЗН, при этом ЗН полынья развита слабо и в последние десятилетия не обладает значительной повторяемостью, располагаясь узкой полоской к северо-западу от о. Котельный. Согласно предыдущим исследованиям ЗН полынья входит в состав Великой Сибирской полыньи. По нашим данным её развитие в последние десятилетия угнетено. В то же время весьма крупными и обладающими высокой повторяемостью являются участки СВТ и АЛ полыней. Критерию повторяемости стационарной полыньи (свыше 75%) соответствует только участок СВТ полыньи вдоль припая заливов Терезы Клавенс и Фаддея.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-19-00039).

Acknowledgements. This study was supported by the Russian Science Foundation, project No. 23-19-00039.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астахов А.С., Бабич В.В., Гуков А.Ю., Алаторцев А.В. Зимняя полынья в море Лаптевых и арктическая осцилляция в последние 300 лет: реконструкции по геохимическим данным // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 86–92. https://doi.org/10.31857/S2686739723600406

Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С. Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10071

Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. Л.: Гидрометеоиздат, 1994. 127 с.

Визе В.Ю. Моря Советской Арктики. М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. 414 с.

Горбунов Ю.А., Гудкович З.М., Аппель И.Л. Особенности дрейфа льда в юго-восточной части моря Лаптевых // ПОЛЭКС-Север-76. Ч. Н. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. С. 45–65.

Гуков А.Ю. Экосистема сибирской полыньи. М.: Научный мир, 1999. 334 с.

Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: Изд-во ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.

Егоров А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66 № 2. С. 124–143. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143

Егоров А.Г., Павлова Е.А. Изменение сроков устойчивого ледообразования в восточных арктических морях России в начале XXI в. Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 № 4. С. 389–404. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404

Захаров В.Ф. Роль заприпайных полыней в гидрохимическом и ледовом режиме моря Лаптевых // Океанология. 1966. Т. 24. С. 168–179.

Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.

Крутских Б.А., Лагутин Б.Л. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 11. Море Лаптевых. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

Купецкий В.Н. Стационарные полыньи в замерзающих морях // Вест. АН СССР. 1959. Вып. 12. 172 с.

Май Р.И., Ганиева К.Р., Топаж А.Г., Юлин А.В. Повторяемость появления припая, вычисленная на основе анализа полигонов электронных ледовых карт (на примере Карского моря) // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 5. С. 29–40.

Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в летний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 67 с.

Мировой центр данных по морскому льду // Электронный ресурс. http://wdc.aari.ru/datasets/d0004 Дата обращения: 06.10.2023.

Морозов Е.Г., Писарев С.В. Внутренние волны и образование полыньи в море Лаптевых // Докл. АН СССР. 2004. Т. 398. № 2 С. 255–258.

Обзор гидрометеорологических процессов в северной полярной области 2020 г. / Под ред. А.С. Макарова. ISSN 2618-6721. СПб.: ААНИИ, 2021.

Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.

Тимофеева А.Б., Шаратунова М.В., Прохорова У.В. Оценка многолетней изменчивости толщины припая в морях Российской Арктики по данным полярных станций // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. 69 (3): 310–330. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-310-330

Cavalieri D.J., Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the halocline layer of Arctic Ocean. Journ. of Geophys. Research. 1994. V. 99. No. C9. P. 18343–18362.

Comiso J.J. Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover // Journ. of Climate. 2012. V. 25. P. 1176–1193.

JCOMM Technical Report No. 23, SIGRID-3: A vector archive format for sea ice georeferenced information and data. 2014.

Fiedler E.K., Lachlan-Cope T.A., Renfrew I.A., King J.C. Convective heat transfer over thin ice covered coastal polynyas // Journ. of Geophys. Research. 2010 V. 115. C10051. https://doi.org/10.1029/2009JC005797

Kassens H., Thiede J. Climatological significance of Arctic Sea ice at present and in the past // Russian-German Cooperation in the Siberian shelf seas: geo-system Laptev-Sea. 1994. V. 144. No. 1.

Petty A.A., Stroeve J.C., Holland P.R., Boisvert L.N., Bliss A.C., Kimura N., Meier W.N. The Arctic sea ice cover 2016: a year of record-low highs and higher-than-expected lows. The Cryosphere. 2018. V. 12. №. 2. P. 433–453. http://doi.org/10.5194/tc-12-433-2018

Serreze M.C., Stroeve J., Barrett A.P., Boisvert L.N. Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale // Journ. of Geophys. Reseatrch. Atmosphere. 2016. V. 121 P. 11463–11485. https://doi.org/10.1002/2016JD025161

Timofeeva A., May R., Rubchenia A. Estimation of landfast ice occurrence frequency in the Laptev Sea based on the polygons analysis of electronic ice charts // Proc. of the Thirty-fourth (2024) International Ocean and Polar Engineering Conference. Rhodes, Greece, June 16–21, 2024.

Willmes S., Adams S., Schroder D., Heinemann G. Spatio-temporal variability of polynya dynamics and ice production in the Laptev Sea between the winters of 1979/80 and 2007/08 // Polar Research. 2011. V. 30. № 5971. P. 1–16. https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.5971

World Meteorological Organization, Sea ice Nomenclature; WMO. 2014. No. 259.

Citation: *Timofeeva A.B., Rubchenia A.V., May R.I.* Spatial and temporal stationarity of the Laptev Sea polynyas. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 120–134. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010092

Spatial and temporal stationarity of the Laptev Sea polynyas

© 2025 A. B. Timofeeva[a,#], A. V. Rubchenia[c], R. I. May[a,b]

[a]*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*
[b]*Krylov State Research Center, St. Petersburg, Russia*
[c]*N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow, Russian Federation*
[#]*e-mail: tianna@aari.ru*

Received September 4, 2024; revised November 6, 2024; accepted December 25, 2024

The study examines the seasonal and interannual variability of the location and area of flaw polynyas in the Laptev Sea. It utilizes AARI regional charts of ice conditions in SIGRID-3 format covering the years 1997 to 2023 as initial data. The analysis is based on an algorithm developed previously for calculating the frequency of occurrence of multiple vector polygon intersections. As a result, monthly charts (from December to May) were created to show the spatial distribution of zones with a 50% occurrence frequency. The time series of the annual average of this indicator demonstrates a positive trend. The seasonal variations of the polynyas show a distinct pattern: in the first half of the season, the polynyas in the western part of the sea are typically open and wide. However, during spring, the extent of polynyas in the eastern part increases, while those in the western part decrease. This positive trend is observed in both parts of the sea throughout the season, with significant values noted during the spring months (April and May) in the western area. This is particularly important, as the polynya during this period marks the beginning of summer melting, which can have significant implications. By analyzing all polynas polygons from the study period (1997–2023), we identified polygons of recurring polynyas (with a 75% occurrence frequency) and stable polynyas (with a 50% occurrence frequency). It was discovered that the criterion for recurring

polynyas corresponds only to a small section along the fast ice of Teresa Klavens and Thaddeus Bays. Notably, the Western New Siberian polynya has a 50% occurrence frequency and is located in a narrow strip northwest of Kotelny Island. Previous studies indicate that this section is part of the Great Siberian Polynya; however, it is evident that its development has been limited in recent decades. In contrast, the sections of the Northern-Eastern Taimyr and Anabro-Lena polynyas are significantly larger and exhibit high occurrence frequencies. This scenario may be linked to changes in large-scale atmospheric circulation and the dominance of western circulation patterns.

Keywords: flaw polynya, flaw lead, Laptev Sea, analysis of polygon, sea ice, landfast ice

REFERENCES

Astakhov A.S., Babich V.V., Gukov A.Y., Alatorcev A.V. The winter Laptev Sea polynya and Arctic Oscilllation during the last 300 years. Reconstructions on geochemical proxy. *Doklady Rossijskoj akademii nauk. Nauki o Zemle.* 2023, 511 (1): 86–92. https://doi.org/10.31857/S2686739723600406 [In Russian].

Afanasyeva E.V., Alekseeva T.A., Sokolova J.V., Demchev D.M., Chufarova M.S., Bychenkov Yu.D., Devyataev O.S. AARI methodology for sea ice charts composition. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 5–20. https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10071 [In Russian].

Borodachev V.E., Gavrilo V.P., Kazanskiy M.M. Slovar' morskih ledovyh terminov. Dictionary of sea ice terminology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1994: 127 p. [In Russian].

Vize V.Yu. Seas of the Soviet Arctic. Moscow – Leningrad: Glavsevmorput Publishing House, 1948: 414 p. [In Russian].

Gorbunov Yu.A., Gudkovich Z.M., Appel I.L. Features of ice drift in the southeastern part of the Laptev Sea. POLEKS-Sever-76, Ch. N. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1979: 45–65 [In Russian].

Gukov A.Y. Ecosystem of the Siberian polynya. Moscow: Nauchny Mir, 1999: 334 p. [In Russian].

Dumanskaya I.O. Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Obninsk: Publishing house of IG-SOCIN, 2017: 640 p. [In Russian].

Egorov A.G. The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 124–143. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143 [In Russian].

Egorov A.G., Pavlova E.A. Change in the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas at the beginning of 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 389–404. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404 [In Russian].

Zakharov V.F. The role ofpolynia in the Laptev Sea hydrochemical and ice regime. *Okeanologiya*. Oceanology. 1966, 24: 168–179 [In Russian].

Karelin I.D., Karklin V.P. Landfast ice and flaw polynyas of the Arctic seas of Siberian offshore in late XX – early XXI century. Saint Petersburg: Publishing house of AARI, 2012: 180 p. [In Russian].

Krutskikh B.A., Lagutin B.L. Hydrometeorological conditions of the seas shelf zone of the USSR. Volume 11. Laptev Sea. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986. [In Russian].

Kupetsky V.N. Stationary polynyas in freezing seas. *Vestnik Akademii nauk*. Bulletin of the Academy of Sciences. 1959, 12: 172 p. [In Russian].

May R., Ganieva K, Topaj A., Yulin A. Frequency of occurrence of fast ice calculated from polygons of digitized ice charts (by the example of the Kara Sea). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2022, 26 (5): 29–40. https://doi.org/10.15372/KZ20220503 [In Russian].

Makshtas A.P. Thermal balance of Arctic ice in summer. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 67 p. [In Russian].

World Data Center for Sea Ice. Retrieved from: http://wdc.aari.ru/datasets/d0004 Last access: October 6, 2023. [In Russian].

Morozov E.G., Pisarev S.V. Internal waves and the formation of a polynya in the Laptev Sea. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. Reports of the Academy of Sciences. 2004, 398 (2): 255–258.

Review of hydrometeorological processes in the North Polar region in 2020. ISSN 2618-6721. Saint Petersburg: AARI, 2021. [In Russian].

Dangerous ice phenomena for navigation in the Arctic. Saint Petersburg: AARI, 2010: 320 p. [In Russian].

Timofeeva A.B., Sharatunova M.V., Prokhorova U.V. Estimation of fast ice thickness multiyear variability in the Russian Arctic seas according to polar stations data. *Problemy Arktiki I Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2023: 69 (3): 310–330 [In Russian].

Cavalieri D.J., Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the halocline layer of Arctic Ocean. Journ. of Geophys. Research. 1994, 99 (C9): 18343–18362.

Comiso J.J. Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover. Journ. of Climatology. 2012, 25: 1176–1193.

JCOMM Technical Report No. 23, SIGRID-3: A vector archive format for sea ice georeferenced information and data. 2014.

Fiedler E.K., Lachlan-Cope T.A., Renfrew I.A., King J.C. Convective heat transfer over thin ice covered coastal polynyas. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115: C10051. https://doi.org/10.1029/2009JC005797

Kassens H., Thiede J. Climatological significance of Arctic Sea ice at present and in the past. Russian-German Cooperation in the Siberian shelf seas: geo-system Laptev-Sea. 1994: 144 (1).

Petty A.A., Stroeve J.C., Holland P.R., Boisvert L.N., Bliss A.C., Kimura N., Meier W.N. The Arctic sea ice cover 2016: a year of record-low highs and higher-than-expected lows. The Cryosphere. 2018, 12 (2): 433–453. http://doi.org/10.5194/tc-12-433-2018

Serreze M.C., Stroeve J., Barrett A.P., Boisvert L.N. Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale. Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2016, 121: 11463–11485. https://doi.org/10.1002/2016JD025161

Timofeeva A., May R., Rubchenia A. Estimation of landfast ice occurrence frequency in the Laptev Sea based on the polygons analysis of electronic ice charts. Proc. of the Thirty-fourth (2024) International Ocean and Polar Engineering Conference. Rhodes, Greece, June 16–21, 2024.

Willmes S., Adams S., Schroder D., Heinemann G. Spatio-temporal variability of polynya dynamics and ice production in the Laptev Sea between the winters of 1979/80 and 2007/08. Polar Research. 2011, 30 (5971): 1–16. https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.5971

World Meteorological Organization. Sea ice Nomenclature; WMO, 2014: 259.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 135–147

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.328

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ И АЛЛЮВИЯ НАЛЕДНЫХ ПОЛЯН В ДОЛИНЕ Р. КЮБЮМЕ, ОЙМЯКОНСКОЕ НАГОРЬЕ

© 2025 г. Д. Е. Едемский[1,*], В. Е. Тумской[2], И. В. Прокопович[1]

[1]*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия*

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

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

Поступила 09.09.2024 г.
После доработки 03.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Приводятся материалы о результатах исследования наледи в долине реки Кюбюме с применением метода георадиолокации (Оймяконское нагорье, Республика Саха (Якутия)). Изучены особенности строения, процесс наледеобразования вследствие разгрузки грунтовых вод, исследованы процессы деградации наледи и повышения трещиноватости ледяного покрова. Показано, что структура наледи имеет субгоризонтальную стратификацию, выделены границы прослоев льда, отражающие процесс его поэтапного намерзания.

Ключевые слова: наледь, наледные процессы, георадар, река Кюбюме

DOI: 10.31857/S2076673425010103, **EDN**: GYNBGN

ВВЕДЕНИЕ

Наледи представляют собой обширные поля льда в долинах рек, образующиеся в результате разгрузки подземных вод в течение зимы и их послойного замерзания. В России они широко распространены в горных районах Северо-Востока, в том числе в пределах Оймяконского нагорья в Якутии. К концу зимы наледи могут покрыть до 128 тыс. км^2 в Сибири и на Дальнем Востоке и накопить до 30 % годового стока рек (Соколов, 1975; Жуковский и др., 2007; Terry et al., 2020). Источником воды в речных наледях служат подземные воды подрусловых таликов (Михайлов, 2010; Stephani et al., 2020).

Речной талик обычно представляет собой длинную незамёрзшую трубчатую структуру, которая в целом следует за руслом реки (Li et al., 2021). Детали механизма взаимодействия талика с вышележащей рекой остаются неясными (Enson et al., 2020; Li et al., 2021). Наледи могут достигать протяжённости в десятки километров и мощности до 8 м (Землянскова и др., 2023). Известно, что они мигрируют, меняют своё местоположение, форму, размеры. Они могут появляться и исчезать вновь, оставляя следы своей деятельности. Причины и особенности миграции наледей различны: потепление климата, нарушение почвенного покрова и растительности в результате пожаров или техногенного вмешательства, создание мерзлотных барьеров стока при строительстве линейных сооружений и т.д. (Алексеев, 2013; Иванова, Павлова, 2018).

Геологический эффект наледеобразовательной деятельности связан в значительной мере с особенностями миграции наледей. Он неодинаков в разных мерзлотных, гидрогеологических и климатических условиях и зависит как от общей мерзлотно-гидрогеологической обстановки в целом, так и от характера таликов, к которым приурочены наледи, и воды которых идут на их образование. Наледи являются важным фактором преобразования рельефа местности, состава и строения рыхлых отложений, почвенно-растительного покрова, термодинамического состояния подстилающих горных пород. На месте развития наледей формируется особый тип криогенных ландшафтов – так называемые наледные поляны, представляющие собой относительно ровные, расширенные участки дна долины с характерным микрорельефом (Романовский, 1973; Алексеев, 2013).

Поверхность наледного тела обычно неровная, осложнённая буграми, причём микрорельеф этой поверхности ежегодно меняется. Весной наледи в долинах рек служат препятствием для пропуска

талых вод. Воды ручья или реки, встречая на своём пути наледное тело, могут растекаться по нему, следуя микрорельефу поверхности наледи, образовывать русла, часто многочисленные. Число русел, их положение и водный режим каждый год различны.

В связи с повышением температуры воздуха в Арктике, изменением количества осадков и толщины снежного покрова, обусловленных изменениями климата, более глубокое изучение наледей становится всё более важным для прогнозирования их будущей динамики и распределения вдоль русла реки (Morse, Wolfe, 2015). Наледи стали активно исследовать в XX веке, но угроза потепления климата и изменение гидрологических условий в регионах вечной мерзлоты существенно оживила эту область исследований. В настоящее время недостаточно изучены процессы формирования наледеобразующих источников подземных вод: конфигурация каналов подземного и поверхностного стока, снижение или повышение напора подземных вод, смещение или закупорка водовыводящих путей и водопоглощающих таликов, их изменения в течение года.

Цели настоящего исследования в долине реки Кюбюме, в зоне сплошной вечной мерзлоты Оймяконского нагорья заключались в изучении особенностей строения и процесса наледеобразования вследствие разгрузки грунтовых вод, локализации и определения размеров речного талика и исследования процесса деградации наледи и повышения трещиноватости ледяного покрова.

По данным на 1956 г. наледей на р. Кюбюме (рис. 1) и её притоках не было, автомобильная трасса Якутск–Магадан, вдоль которой протекает р. Кюбюме, не нарушала природных условий стока. В 1968–1973 гг. наледи образовывались при мостовых переходах через р. Кюбюме, р. Тирях и руч. Троговый. Наледи также появились и ниже по течению р. Кюбюме. Очевидно, что их появление связано со строительством дороги, при котором изымался грунт и были заложены карьеры в непосредственной близости от русла реки. На космоснимках последних лет отмечено формирование ряда наледей, площади двух из них приближаются к 10 км^2 (Иванова, Павлова, 2018). На рис. 1, *г* приведены космоснимки наледи на р. Кюбюме за период с 27 июня по 18 июля 2022 г., демонстрирующие динамику сезонного разрушения наледи. На момент проведения измерений её площадь составляла примерно 1.4 км^2.

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы исследования наледей достаточно разнообразны: это отбор проб химического состава подповерхностных и подземных вод; измерения температуры, измерение давления гидравлического напора и применение видеокамер (Li et al., 2021; Оленченко и др., 2023); бурение и отбор керна наледей для определения мощности и стратиграфии наледи и др. Пространственная

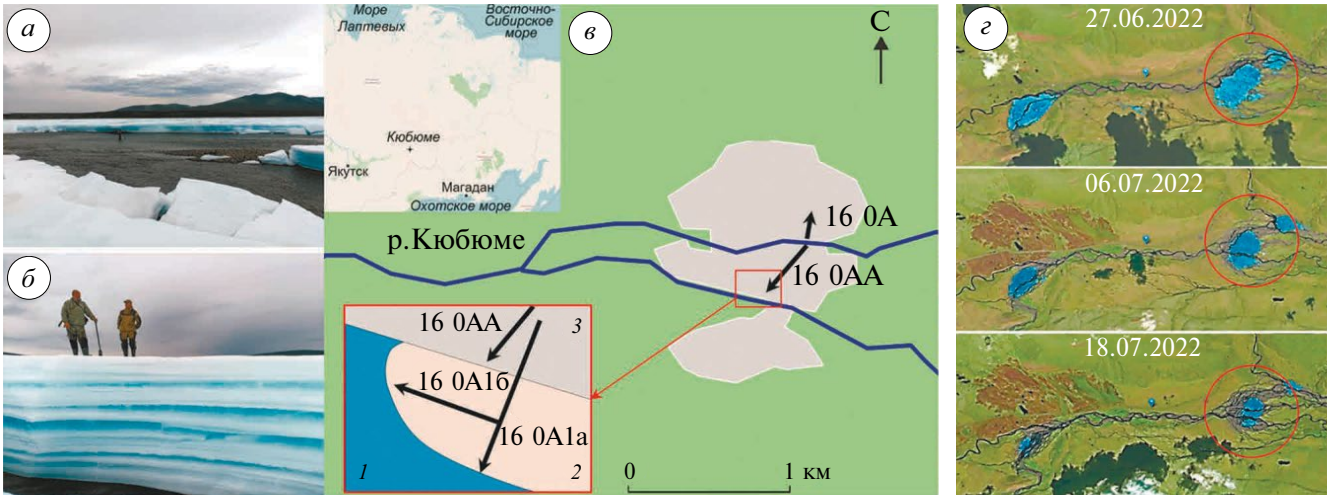


Рис. 1. Наледь, река Кюбюме (63°26′17″ С; 140°42′49″ В): наледь (*а*); слоистость наледного льда (*б*); схема размещения георадарных профилей (*в*): *1* – вода; *2* – отмель; *3* – наледь; динамика деградации наледей на р. Кюбюме по данным спутника Sentinel-2 (*г*)

Fig. 1. Aufeis, Kyubyume River (63°26′17″ N; 140°42′49″ E): aufeis (*а*); aufeis structure (*б*); scheme of the placement of GPR profiles (*в*): *1* – water; *2* – sandbank; *3* – aufeis; dynamics of aufeis degradation on the Kyubyume River from the Sentinel-2 satellite (*г*)

протяжённость и объём наледей могут быть измерены с помощью топографических съёмок, высокоточных дифференциальных систем глобального позиционирования и беспилотных летательных аппаратов. Для выяснения внутреннего строения наледных тел, положения подрусловых таликов и возможных зон разгрузки подземных вод, выявления ледяных тел в гравийно-галечном аллювии наледных полян могут быть применены геофизические методы. Среди них можно выделить метод георадиолокации, зондирование методом электротомографии с заземлением через ёмкостную связь или на постоянном токе (Li et al., 2021; Оленченко и др., 2023). Для определения наличия воды в подповерхностной среде применяют геофизический метод ЯРМ (ядерного магнитного резонанса) (Terry et al., 2020).

Метод георадиолокации активно используется во многих исследованиях вечной мерзлоты (Arcone et al., 2002; Moorman et al., 2003; Судакова и др., 2017; Федоров, Федорова, 2022) в частности, из-за высокой контрастности отражений, сформированных от границы между водонасыщенными и мёрзлыми отложениями. Она обусловлена контрастом относительной диэлектрической проницаемости между различными состояниями воды – $\varepsilon = 3–4$ для льда и $\varepsilon = 81$ для воды (Владов, Судакова, 2017), что определяет высокие значения коэффициента отражения зондирующего электромагнитного импульса на таких переходах. В мёрзлых и талых аллювиальных отложениях наблюдаются значения $\varepsilon \sim 4.7$ и $\varepsilon < 30$ соответственно (Arcone et al., 1998). При этом фаза отражённого сигнала будет противоположна фазе прямого воздушного импульса при переходе от мёрзлого слоя (более низкая диэлектрическая проницаемость) к талому слою (более высокая диэлектрическая проницаемость). При обратной очерёдности талого и мёрзлого слоёв фаза отраженного сигнала от границы раздела сред не меняется.

Исследования наледи на р. Кюбюме выполнены методом георадиолокации с применением георадара “Лоза-В” (“Компания ВНИИСМИ”, Россия), укомплектованного резистивно-нагруженными антеннами с центральной частотой зондирующего сигнала 150 и 250 МГц. Коммутируемое напряжение в передатчике достигает 5 и 15 кВ в импульсе, ширина зондирующего импульса 7–10 нс, разрешающая способность метода 0.1–0.25 м. Георадиолокационное зондирование выполнялось отдельными профилями с фиксацией положения в каждом пункте съёмки и привязкой характерных точек профиля к местности с использованием GPS-приемника Garmin CX60.

Обработка полученных данных включала подборку подходящего значения усиления сигнала, применение спектрального анализа, полосовой фильтрации сигнала и функции усреднения. Для интерпретации и восстановления по ним геологического разреза применялось и зондирование по методу общей глубинной точки (ОГТ) (Владов, Судакова, 2017), и анализ отражений от локальных объектов, которые позволяют оценить значения диэлектрической проницаемости исследуемых слоистых сред. Мощность наледного льда также была замерена рулеткой на вертикальных стенках со стороны основного русла реки.

Предполагалось, что наледь будет иметь субгоризонтальную структуру, сформированную слоями поэтапного намерзания льда в течение зимы и субгоризонтальное высокоамплитудное отражение от границы лёд-ложе речной долины. Субгоризонтальная волновая картина наледи может меняться в случае нарушения условий образования наледи, её локального разрушения или появления каналов разгрузки подземных вод.

На рис. 1, *а–б* видна субгоризонтальная структура наледи на р. Кюбюме, представленная льдом разного цвета и прозрачности, что может быть вызвано особенностями её формирования. Внутри этого ледового массива можно выделить тонкие прослои льда, которые на георадарном профиле не всегда отображаются в связи с ограничением разрешающей способности данного метода или отсутствием радиоконтрастных границ между слоями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерение методом ОГТ. Для определения скорости распространения электромагнитной волны в среде и оценки глубины залегания границ раздела сред были проведены исследования по методике ОГТ при взаимном разносе антенн на расстояние от 0.2 до 10.0 м с шагом 0.1 м. Отличия измерений глубины залегания подошвы наледи методом ОГТ от прямых измерении рулеткой не превышают 10%. Профиль ОГТ проложен в четырёх метрах от основного русла реки (края наледи). Зондирование по методу ОГТ было проведено антеннами с центральными частотами 150 и 250 МГц. Данные о диэлектрической проницаемости и соответствующей ей скорости распространения радиоволн, полученные разными антенными системами, практически идентичны. На основе георадарных данных построена модель распределения скорости по разрезу, которая состоит из трёх слоёв, два верхних слоя формируют наледь – рис. 2. Верхний её слой мощностью до 1.1 м со средней скоростью распространения электромагнитной волны в слое $V = 14.8$ см/нс, в нижележащем слое $V = 16.3$ см/нс, что может быть обусловлено разницей как в структуре и параметрах льда, так

и разного уровня водонасыщенности за счёт таяния льда под действием положительных температур (~ +20 °C). Результаты обработки и интерпретации полученных данных методом ОГТ приведены в таблице. Анализ отражений от локальных аномалий, находящихся в толще исследуемой среды, подтвердили оценки значений диэлектрической проницаемости, полученные методом ОГТ. При этом усреднённая скорость распространения электромагнитных волн по профилю на уровне 100 нс составила V = 12.4–13.4 см/нс, а диэлектрическая проницаемость ε = 5.1–5.8. Следует отметить, что измерения проводились в июле, в период активной деградации наледи, разрушения её поверхностного слоя и изменения значений V и ε верхнего слоя наледи вдоль профиля.

Выбор частотного диапазона и ориентация антенн. Процесс деградации наледи состоит не только в уменьшении её размеров в результате таяния, но и в появлении в теле наледи трещин и разломов, а также образования линз воды и ручьёв, которые

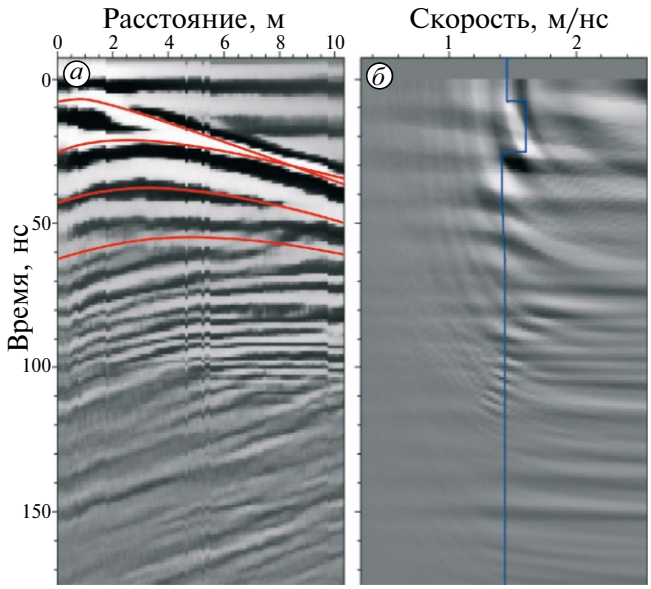


Рис. 2. Результаты определения скорости распространения зондирующего импульса, антенная система 250 МГц: радарограмма в координатах (расстояние между антеннами; время задержки) (*а*); радарограмма пересчитанная в координатах (скорость радиоволн; время задержки), красные линии – выбранные гиперболы для оценки скорости, синяя линия – пересчитанная кривая скорости распространения радиоволн (*б*)

Fig. 2. Results of determining the propagation velocity of a probing pulse, 250 MHz antenna system: radargram in coordinates (antennas offset; delay time) (*a*); radargram recalculated in coordinates (radio wave velocity; delay time), red lines – selected hyperbolas for velocity estimation, blue line – recalculated curve of radio wave propagation velocity (*б*)

Таблица. Результаты обработки данных, полученных по методике ОГТ, 250 МГц

Слои разреза	ε в слое	Глубина подошвы, м	Скорость в слое, см/нс	Задержка, нс
1	4.1	1.1	14.8	15
2	3.4	2.0	16.3	26
3	6.3	3.0	12.0	43

формируют углубления–русла на поверхности наледи и некоторые достигают глубины 1 м. Заполненные водой неоднородности создают помехи на радарограмме и представлены в виде длинных тонких гиперболических линий (рис. 3, *а*), что существенно ухудшает качество результатов измерений. На рис. 3 приведены два профиля, выполненных антеннами с центральной частотой 150 МГц (трасса зондирования перпендикулярна кромке наледи) при ориентации дипольных антенн параллельно кромке наледи (перпендикулярно трассе зондирования) (см. рис. 3, *а*) и перпендикулярно кромке наледи (параллельно трассе зондирования) (см. рис. 3, *б*). Выбор и ориентация антенн имеет важное значение при работе на наледи в процессе её деградации.

Для анализа полученных результатов (см. рис. 3) применено моделирование и в качестве основного инструмента численного моделирования георадарного зондирования подповерхностной среды использовался программный пакет gprMax, который позволяет решать уравнения Максвелла в трёхмерном пространстве с использованием метода конечных разностей во временной области (Giannopoulos, 2005). В качестве излучающей антенны выбрана тонкая абсолютно проводящая полоса размерами 4×50 см, в центральной части которой размещен источник возбуждения “передающая линия” (‘transmission_line’) с волновым сопротивлением 150 Ом, центральная частота зондирующего импульса составляла 300 МГц. По результатам моделирования диаграммы направленности (ДН) антенны для ближней зоны при показателе преломления n = 2 (лёд) (см. рис. 3, *в–д*) видно, что ДН имеет сложную конфигурацию, главные лепестки ДН направлены почти поперёк дипольной антенны. Следует отметить, что при увеличении влажности и соответственно коэффициента преломления, n ⩾ 4, ДН антенны существенно меняется и два главных лепестка вытягиваются вдоль диполя антенны. Исходя из этого, для минимизации влияния множественных трещин, появляющихся параллельно кромке наледи, необходимо при проведении измерений придерживаться ориентации дипольных антенн перпендикулярно кромке наледи. Для центральной части наледи, где процесс

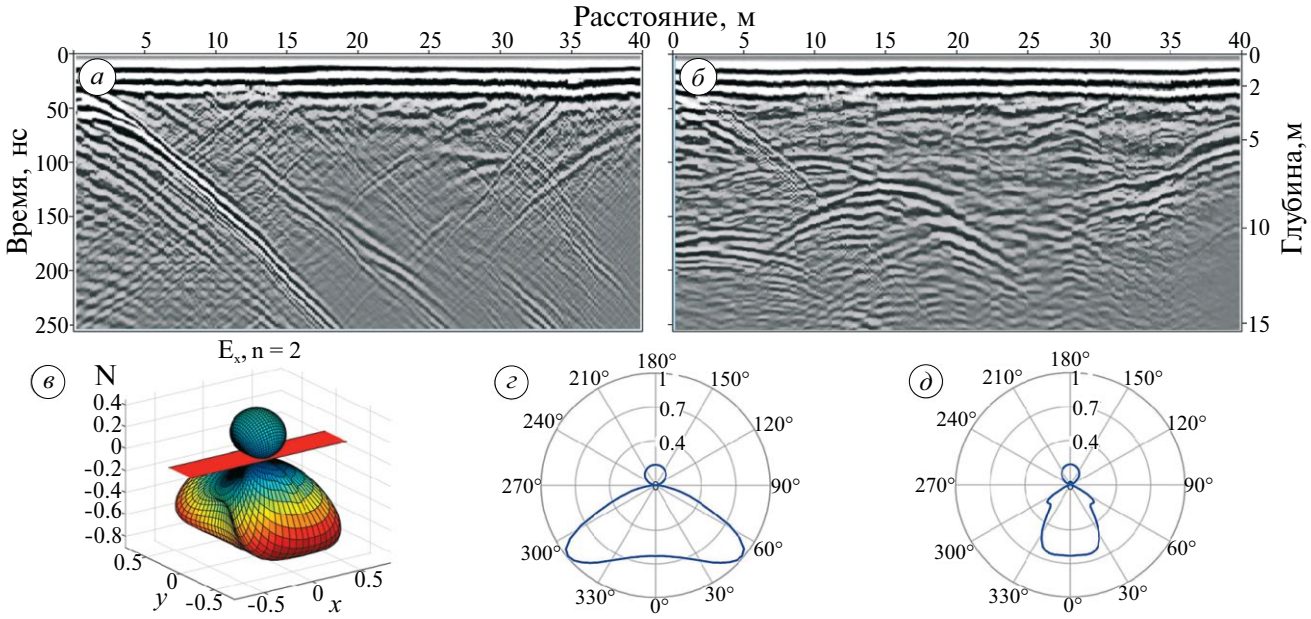


Рис. 3. Влияние ориентации дипольных антенн: георадарный профиль, антенны размещены перпендикулярно профилю (*а*); георадарный профиль, антенны размещены параллельно профилю (*б*); 3D диаграмма направленности дипольной антенны (*в*); диаграмма направленности в H-плоскости (*г*); диаграмма направленности в E-плоскости (*д*). Красной полосой (см. рис. 2, *в*) условно показана дипольная антенна

Fig. 3. Effect of dipole antenna orientation: GPR profile, antennas are placed perpendicular to the profile (*а*); GPR profile, antennas are placed parallel to the profile (*б*); 3D radiation pattern of a dipole antenna (*в*); radiation pattern in the H-plane (*г*); radiation pattern in the E-plane (*д*). The red stripe (fig. 2, *в*) conventionally shows the dipole antenna

растрескивания в период проведения измерений не наблюдается, вопрос с ориентацией антенн не стоит.

Другой важный фактор при проведении измерений – однородность подповерхностного слоя наледи, что приводит к появлению на радарограмме зон с локальными нарушениями регулярной волновой картины отражений. Ширина импульса прямого прохождения на участках с повышенной влажностью увеличивается с 4 нс до 7–8 нс. Одновременно на увлажнённых локальных участках могут появляться высокоамплитудные сигналы типа “реверберации”. Особенно ярко это наблюдается на радарограмме при пересечении промоин с талой водой на поверхности наледи.

По результатам тестовых измерений антеннами 150 и 250 МГц было принято решение о применении антенн с центральной частотой 250 МГц, которые обеспечивают лучшее разрешение по глубине, что важно для исследований тонких структур наледи, но имеют меньшую, но достаточную, глубину зондирования.

Результаты измерения, профиль 16 0А. Обследование наледи у пос. Кюбюме было выполнено в июле 2022 г., в период её активной деградации, когда вскрылось основное русло реки и обнажились боковые стенки наледи (см. рис. 1, *б*). Трасса длиной 40 м проложена от кромки наледи, у основного русла реки, с простиранием 16.5°. Результаты измерения приведены на рис. 4, *а*, на котором граница лёд–аллювий и лёд–вода (*4*) уверенно фиксируются на уровне 23–30 нс вдоль профиля, а изменение фазы отражённого сигнала указывает на то, что диэлектрическая проницаемость увеличивается при пересечении этой границы. Мощность наледи вдоль профиля варьирует от 1.8 до 2.2 м. Интерпретация георадарного профиля приведена на рис. 4, *б*. Характер отражений на уровнях 0–30 нс характеризуется субгоризонтальной стратификацией, что свидетельствует о том, что массив льда в целом неоднороден. На отметках 0–5 м наледь снизу подмывают воды основного русла реки, которые на радарограмме фиксируются в виде высококонтрастной, субгоризонтальной границы на уровне 30 нс. Эта наледь, как и большинство других, обладает рельефообразующей функцией (Романовский, 1973). Присутствие наледи привело к миграции основного русла реки, что наблюдается на радарограмме в виде косой слоистости русловых отложений (*5*), амплитуда сигналов от которой значительно ниже, чем от границы лёд–аллювий. В верхних слоях песчано-галечных отложений речной долины наблюдается слабо фиксируемая граница (*6*), которую мы интерпретируем как границу сезонного промерзания, располагающуюся на отметках

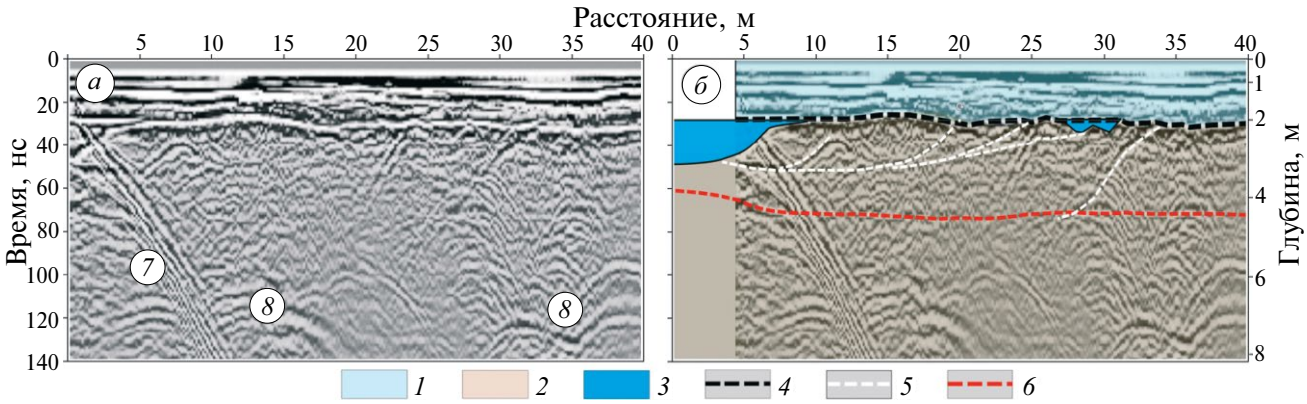


Рис. 4. Георадарный профиль 16 0А: георадарный профиль (*а*); интерпретация георадарного профиля (*б*): *1* – наледь; *2* – песчано-гравийные отложения; *3* – вода; *4* – подошва наледи; *5* – косая слоистость русловых отложений; *6* – граница сезонного промерзания; *7* – воздушная помеха от вертикальной кромки наледи; *8* – помехи от локальных неоднородностей

Fig. 4. Ground penetrating radar profile 16 0A: ground penetrating radar profile (*a*); interpretation of ground penetrating radar profile (*б*): *1* – aufeis; *2* – sand and gravel river valley; *3* – water and river; *4* – aufeis bottom; *5* – cross-bedding of channel deposits; *6* – boundary of seasonal freezing; *7* – air interference from vertical edge of aufeis; *8* – interference from local inhomogeneities

2–2.4 м от поверхности наледной поляны. Переход от активного слоя, мёрзлого аллювия и песчано-галечных отложений к таликам, которые предположительно должны располагаться вдоль основного русла реки, по полученным георадарным данным не удалось идентифицировать. При анализе радарограммы следует отметить наличие на радарограмме “воздушных” помех от вертикальной стенки наледи со стороны реки (*7*), (см. рис. 4, *а*).

Результаты измерения, профиль 16 0АА. Георадарный профиль 16 0АА (см. рис. 1, *в*) проложен от бровки наледи правого берега основного русла р. Кюбюме с простиранием 217°. Длина трассы составила 180 м и заканчивается у небольшой отмели (острова), покрытой малорослым кустарником. Работы проводились в середине солнечного дня, при температуре воздуха ~ +20 °С. Наледь активно таяла и на её поверхности появились линзы воды глубиной 1–3 см и ручьи талой воды. Подошва наледи (*2*) (рис. 5, *а*) уверенно фиксируется на отметках от 30 нс (кромка наледи, у реки) до 17 нс (у острова), толща наледи имеет субгоризонтальную стратификацию. На этом георадарном профиле (в отличие от профиля 16 0А) в диапазоне 0–12 нс не наблюдаются отражения от тонких прослоев льда в приповерхностной части разреза. Мы предполагаем, что это связано с разрушением приповерхностного слоя льда, с высоким содержанием воды на поверхности и в верхних слоях наледи.

Трасса георадарного профиля 16 0АА пересекает четыре промоины с талой водой (*4*), (см. рис. 5, *а*), шириной не более 0.3 м и глубиной до 0.2 м. Данные объекты на радарограмме сопровождаются нарушением регулярной волновой картины отражений на уровнях 0–30 нс и появлением вертикально ориентированных сигналов типа “реверберация” с низкочастотной составляющей на больших временах задержки, что объясняется наличием локальной контрастной границы вода–лёд на поверхности наледи.

Нарушение на георадарном профиле отражающей границы между наледью и песчано-галечными отложениями (*2*), а также нарушение субгоризонтальной структуры части толщи наледи на участках 18–22, 35–47, 120–135, 144–146 м может указывать на то, что на данных участках профиля располагаются зоны разгрузки, которые функционировали в начальной фазе наледеобразующего периода. На радарограмме цветом выделены зоны (*1*), в которых наблюдается образование вертикально ориентированных отражённых сигналов с низкочастотной составляющей и более высокой амплитудой. Подобные сигналы наблюдались рядом авторов (Terry et al., 2020; Liu et al., 2021; Оленченко и др., 2022) в местах разгрузки подземных вод над протоками реки.

На отметках 65–75 нс в верхних слоях песчано-галечных отложений речной долины наблюдается слабо фиксируемая граница (*3*) на отметках 2–2.4 м от поверхности наледной поляны, которую мы интерпретируем как характерную для периода проведения работ границу слоя сезонного промерзания. Этот слой подвергается многолетним циклическим сезонным процессам промерзания и протаивания в результате чего изменяется структура, а за ней и его электрофизические свойства. Однако эти изменения не столь существенны, чтобы сформировать чёткую радиоконтрастную

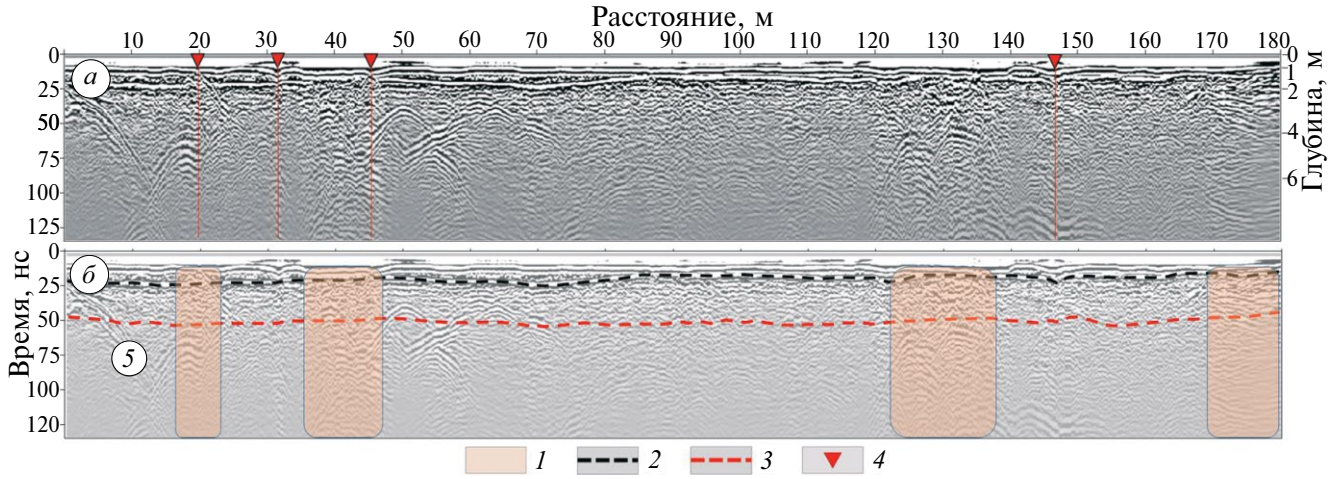


Рис. 5. Георадарный профиль 16 0АА: георадарный профиль (*а*); интерпретация георадарного профиля (*б*): *1* – зоны с локальными нарушениями регулярной волновой картины отражений; *2* – подошва наледи; *3* – граница сезонного промерзания; *4* – промоины с талой водой на поверхности наледи; *5* – воздушная помеха от вертикальной кромки наледи

Fig. 5. Ground penetrating radar profile 16 0AA: radargram (*a*); interpretation of radargram (*б*): *1* – zone with local disturbances of regular wave pattern of reflections; *2* – bottom of aufeis; *3* – boundary of seasonal freezing; *4* – gullies with melt water on the surface of aufeis; *5* – air interference from vertical edge of aufeis

границу на всём протяжении радарограммы, как это можно наблюдать, например, при отражении от подошвы сезонно-талого слоя.

Результаты измерения, профиль 16 0А1. В конце профиля 16 0АА располагается небольшая песчано-галечная отмель (остров) шириной около 10 м и длиной около 20 м (см. рис. 1, *в*) – одна из небольших вытянутых вдоль берега отмелей и гряд. Отмель освобождена от наледи, покрыта низкорослым кустарником и частично травяным покровом. Растительный покров в неповреждённом виде сохраняется лишь на возвышенных частях рельефа. С северо-восточной стороны у этой отмели располагается наледь, с юго-западной – протока реки, открытая вода. Вдоль берега, в непосредственной близости от края отмели, на её поверхности наблюдаются нарушение поверхности отмели в виде трещин. В работе (Алексеев, 2013) данные нарушения классифицированы как “...термокарстовые провалы, борозды, канавы...”, появление которых можно объяснить процессом таяния льда и/или деградации мёрзлого грунта в песчано-галечных отложениях наледной поляны.

Георадарное обследование песчано-галечной отмели проведено по двум профилям, проложенным вкрест (см. рис. 1, *в*), с применением антенн 250 МГц и шагом по профилю 0.1 м. Георадарный профиль (рис. 6, *а*), длиной 20 м на участке 0–8 м проложен по наледи, а на участке 8–20 м пересекает отмель поперёк. Профиль (рис. 6, *б*) длиной 10 м проложен по центральной части отмели, вдоль русла реки, и оба профиля завершаются у уреза воды.

На профиле (см. рис. 6, *а*), можно выделить два участка с разной текстурой волновой картины отражений. На участке 0–8 м ниже уровня 30 нс располагается песчано-галечное русло реки с однородной структурой отражений без выраженной слоистости, а на участке 8–20 м имеет характерную субгоризонтальную слоистость на глубинах до 3 м. Красными вертикальными линиями на рис. 6, *а–б* отмечены трещины, которые наблюдаются до глубины 2.5–3 м, они проведены руководствуясь такими основным идентифицирующими признаками как: разрывы осей синфазности с их смещением или изменением угла наклона по субвертикальным линиям разрыва; изменение мощности георадарных комплексов по мере приближения к линии разрыва; формирование V-образной разгрузочной воронки в месте разрыва (Едемский, Прокопович, 2024). При приближении к кромке воды (см. рис. 5, *а*), по вертикальной линии разрыва (*3*), пикет 18 м, наблюдается резкое уменьшение мощности отдельных слоёв разреза и нарушение субгоризонтальной слоистости. Общий наклон структуры подстилающей поверхности подтверждает то, что оттаивание грунта происходит от открытой воды в сторону наледи.

Выполненный спектральный анализ георадарных данных показал, что максимум спектральной амплитуды волновой формы сигнала для центральной части отмели (пикет 13 м, см. рис. 6, *г*) располагается на частотах 110–140 МГц, при этом максимальная спектральная амплитуда выше, чем на пикетах 1 м и 18 м (см. рис. 6, *а*). Для пикета 1 м характерна более сглаженная форма огибающей

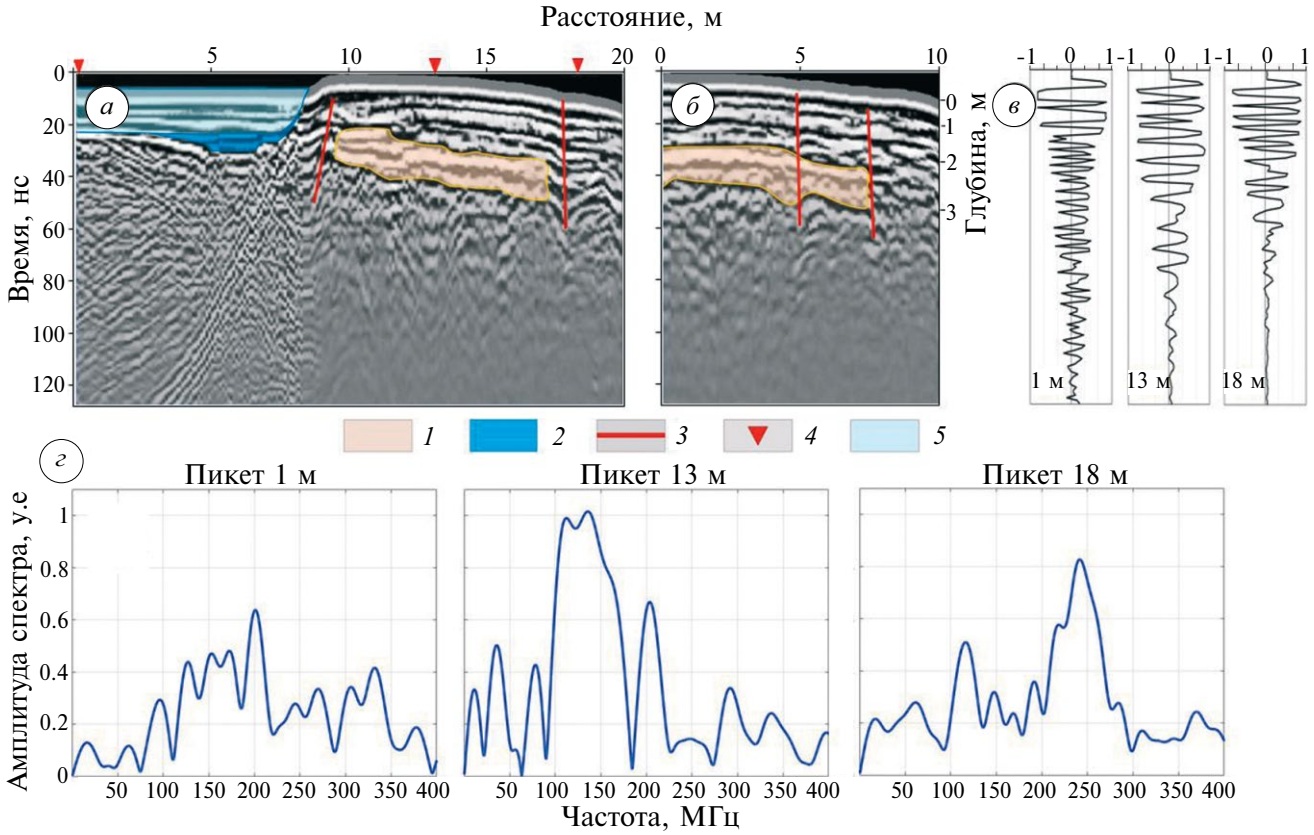


Рис. 6. Георадарный профиль 16 0А1: профиль 16 0А1а, угол простирания 216° (*а*); профиль 16 0А1б, угол простирания 12° (*б*); волновые формы выделенных пикетов (*в*); спектры волновых форм выделенных пикетов (*г*): *1* – зона повышенной льдистости; *2* – вода; *3* – линии разлома; *4* – пикеты волновых форм сигнала (1 м, 13 м, 18 м); *5* – наледь

Fig. 6. Ground penetrating radar profile 16 0A1: profile 16 0A1a, strike angle 216° (*a*); profile 16 0A1б, strike angle 12° (*б*); waveform of selected pickets (*в*); waveform spectra of selected pickets (*г*): *1* – zone of increased ice content; *2* – water; *3* – fault lines; *4* – signal waveform pickets (1 m, 13 m, 18 m); *5* – aufeis

спектра без доминирующих максимумов по сравнению с пикетами 13 м и 18 м. Это можно интерпретировать как результат изменения строения наледной поляны, формирование субгоризонтальной структуры с контрастными границами и, как результат, появление ярко выраженных спектральных максимумов на пикетах 13 и 18 м. Для пикета 18 м максимум спектральной амплитуды волновой формы сигнала смещён в более высокочастотную область спектра и находится в районе 250 МГц, при этом амплитуда его на ~ 20 % ниже, чем для пикета 13 м. Это может свидетельствовать о наличии менее контрастных границ и менее мощных прослоев у уреза воды и/или их влагонасыщенности по сравнению с центральной частью отмели.

Исходя из результатов спектрального анализа, анализа формы и фазы отражённого сигнала в центральной части отмели, а также полученного значения ε = 5.6 в слое с глубиной залегания 2–3 м (по результатам измерений методом ОГТ) можно с высокой долей вероятности утверждать, что субгоризонтальный слой (*1*) (см. рис. 6, *а–б*), может содержать лёд, т.е. может быть пластом инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород. В результате неравномерного вытаивания данного льда происходит нарушение субгоризонтальной слоистости отмели и возникновение термокарстовых провалов вдоль и поперёк отмели.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Из результатов измерений, приведённых на рис. 4, и обследования боковых подмывов наледи (см. рис. 1), следует, что толща наледи не однородна и имеет субгоризонтальную стратификацию. Слои льда имеют разный цветовой оттенок, прозрачность, мощность. На фрагменте георадарного профиля (рис. 7, *а*) выделены границы прослоев льда (3) в толще наледи, отражающие процесс поэтапного намерзания. На участке наледи (пикеты 8–17 м) наблюдаются нарушения субгоризонтальной слоистости, вызванные тем, что поверхность песчано-галечных отложений имеет повышение,

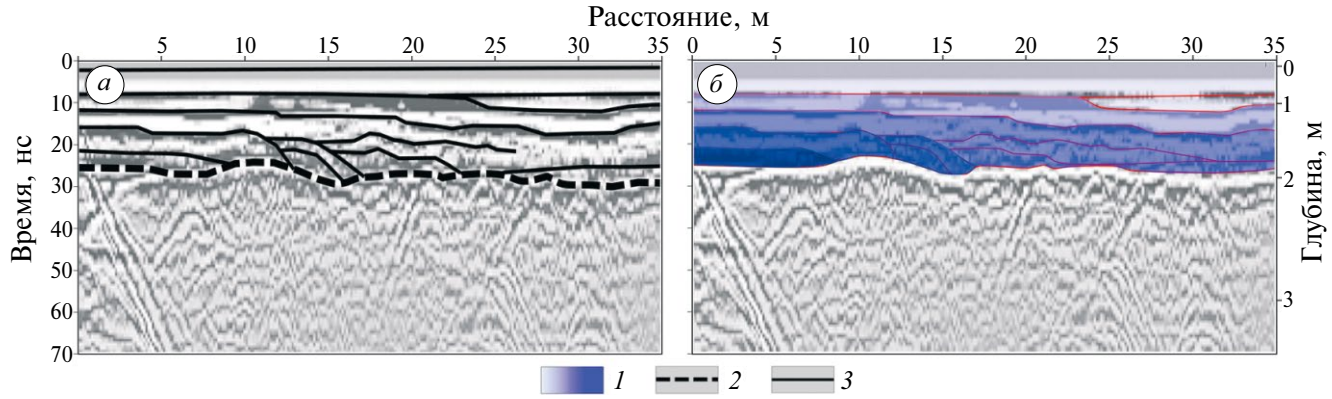


Рис. 7. Структура льда, фрагмент георадарного профиля: георадарный профиль с границами прослоев льда (*а*); интерпретация процесса немерзания наледи (*б*): *1* – слои поэтапного намерзания наледи; *2* – подошва наледи; *3* – границы прослоев льда

Fig. 7. Ice structure, fragment of ground-penetrating radar profile: profile with ice layer boundaries (*a*); interpretation of ice non-freezing process (*б*): *1* – layers of gradual ice freezing; *2* – aufeis bottom; *3* – ice layer boundaries

которое на начальном этапе формирования наледи служит естественной преградой для стока вод, препятствуя равномерному растеканию воды по наледной поляне; под гидравлическим напором происходит периодический, но неравномерный по объему и площади намерзания выход надмерзлотных грунтовых вод через открытые трещины в наледи. На рис. 7, *б* приведена интерпретация поэтапного формирования наледи от более раннего намерзания (синий цвет) к более позднему (голубой цвет). Приведённые результаты демонстрируют возможность применения георадиолокации для исследования процесса формирования наледи и построения 3D-модели поэтапного её развития. Авторам неизвестны публикации, описывающие процесс исследования слоистости наледи и методики построения трёхмерной модели развития наледи.

На месте образования крупных наледей резко активизируются криогенные процессы – подземное льдообразование, пучение грунтов, термоэрозия и термокарст (Алексеев, 2013). Возрастающий напор воды в подлёдном пространстве может способствовать инъекции воды в берега рек и формированию инъекционных льдов. Результат данного процесса наблюдается (см. рис. 6, *а–б*) там, где предполагается, что субгоризонтальный слой (*1*) в основании отмели может содержать лёд, т.е. с большой вероятностью являться пластом инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород.

Согласно данным ряда исследований (Liu et al., 2021; Оленченко и др., 2022) точки разгрузки подземных вод преимущественно располагаются над основным руслом реки и разгрузка воды на лёд происходит на всём жизненном цикле наледи, вплоть до весны. Однако количество точек разгрузки вод может быть различно на разном этапе жизнедеятельности наледи. Периодически напор подземных вод снижается и поступление воды на поверхность наледи прекращается, происходит закупорка водовыводящих каналов. Закрытие точек разгрузки может быть связано с падением давления воды и изменением гидрогеологических условий промерзания талика или уменьшением поступления воды в песчано-гравийное ложе долины. Этот процесс для каждой точки разгрузки может быть циклическим и в какой-то момент времени может прерваться и перестать функционировать. Данный эффект мы наблюдаем (см. рис. 5), где ненарушенная, субгоризонтальная структура приповерхностной части наледи подтверждает эту гипотезу (точка разгрузки “не работает”).

Проведённые измерения с помощью георадара с центральной частотой 150 и 250 МГц и энергетическим потенциалом 5 кВ не позволили обнаружить в основании наледной поляны талики, возможно, из-за залегания их подошвы на глубинах более 15–20 м. В дальнейших исследованиях для этих целей планируется использовать более низкочастотный радар, например, с центральной частотой 25, 50 МГц и более мощным передатчиком.

ВЫВОДЫ

В июле 2022 г. успешно выполнен комплекс рекогносцировочных работ по обследованию наледи в районе пос. Кюбюме. По результатам проведённых работ уверенно зафиксирована граница лёд/песчано-гравийное дно реки, определена максимальная мощность наледи в июле 2022 г., равная 2.2 м. С использованием метода ОГТ получена двухслойная георадарная модель наледи. Приповерхностный слой имеет мощность 1.1 м с $\varepsilon = 4.1$, а нижний слой – 0.9 м с $\varepsilon = 3.4$. Скорость

распространения электромагнитной волны в ложе речной долины V = 12.4–13.4 см/нс.

Структура наледи, в целом, имеет субгоризонтальную стратификацию, выделенные в процессе обработки данных границы прослоев льда, предположительно, отражают процесс поэтапного намерзания льда. В течение зимнего периода произошло несколько циклов (не менее пяти) повышения давления грунтовых вод, растрескивания ледяного покрова, перелива грунтовых вод, сброса давления воды, снижения гидравлического напора и закрытия трещин из-за промерзания. На радарограммах по интенсивным дифрагированным волнам определены пункты разгрузки подземных вод. Отдельные из них активны только на начальном этапе намерзания и не располагаются в руслах основных проток.

Анализ регистрируемых отражённых сигналов, определение параметров зондируемой среды с помощью метода ОГТ и знание основных идентифицирующих признаков линий разрывов в мёрзлом грунте позволило говорить о формировании в основании отмели инъекционных грунтовых льдов. Исходя из формы и фазы отражённого сигнала, полученных значениях диэлектрической проницаемости в отдельных слоях георадарного разреза ($\varepsilon = 5.6$, по результатам измерений методом ОГТ) можно с высокой долей вероятности утверждать, что на отмелях и по берегам наледной поляны могут формироваться пласты инъекционного подземного льда или высокольдистых осадочных пород.

Проведение измерений в период таяния наледи приводит к нестабильности параметров георадарной съёмки, трудностям при интерпретации результатов измерения и ухудшению разрешающей способности метода.

Метод георадиолокации позволяет отследить как мощность наледи, так и её структуру, но необходимо проведение дополнительных исследований с привлечением георадаров, обладающих большей глубинностью для более детального изучения процессов в пределах наледной поляны, а также заверки полученных данных с помощью прямых измерений. Приведённые результаты измерений показали, что для метода радиолокации лёд наледи не всегда представляет однородную среду и метод георадиолокации может быть применён для исследования структуры льда и поэтапности процессов намерзания, а возможно и деградации наледей. С этой целью целесообразно использовать более высокие частоты, что даст более высокое разрешение при исследовании слоистой структуры наледи.

Благодарности. Научная программа выполнена при поддержке базового проекта 122011800064-9, георадарные исследования выполнены при поддержке темы государственного задания Рег. № 1021060808637-6-1.3.5.

Acknowledgements. The scientific program was supported by the base project 122011800064-9, GPR research was supported by the state assignment topic Reg. No. 1021060808637-6-1.3.5.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Входной и выходной файлы расчёта приведённой диаграммы направленности (см. рис. 3, *в–г–д*) в пакете gprMax, а также скрипт визуализации в среде Matlab R2015 выложены на сайте: https://zenodo.org/records/14261357.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.Р. Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез) // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 95–106.

Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений / Учебное пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.

Едемский Д.Е., Прокопович И.В. Применение георадилокации при выявлении зон разрывных нарушений // Электромагнитные волны и электронные системы. 2024. Т. 29. № 5. С. 14–21. https://doi.org/10.18127/j5604128-202405-03

Жуковский В.Е., Краюхин А.Н., Кривое С.В., Поздняк Г.В., Рябчикова В.И. Национальный атлас России. Т. 1. Общая характеристика территории // Геодезия и картография. 2007. № 11. С. 18–26.

Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В. Макарьева О.М. Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на северо-востоке России (1962–2021 гг.) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 71–84. https://doi.org/10.31857/S2076673423010167

Иванова Л.Д., Павлова Н.А. Формирование и динамика наледей в бассейне р. Индигирки за последние шестьдесят лет // Сб. «Подземные воды востока России. Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием)». Новосибирск: Изд-во НГУ, 2018. С. 218–222.

Михайлов В.М. Разнообразие таликов речных долин и их систематизация // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 3. С. 43–51.

Оленченко В.В., Макарьева О.М., Землянскова А.А., Данилов К.П., Осташов А.А., Калганов А.С., Христофоров И.И. Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 3. С. 0702. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702

Романовский Н.Н. О геологической деятельности наледей. Мерзлотные исследования. Вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 66–89.

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

Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г., Царев А.М. Применение георадиолокации при комплексных геокриологических исследованиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 3. С. 69–82. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(69-82)

Федоров М.П., Федорова Л.Л. Исследование строения ледяного покрова на затороопасных участках р. Лена методом георадиолокации // Успехи современного естествознания. 2022. № 10. С. 130–135. https://doi.org/10.17513/use.37920

Arcone S.A., Chacho E.F., Delaney A.J. Seasonal structure of taliks beneath arctic streams determined with ground-penetrating radar // Proc. of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, Canada, 1998. № 55. P. 19–24.

Arcone S.A., Prentice M.L., Delaney A.J. Stratigraphic profiling with ground-penetrating radar in permafrost: A review of possible analogs for Mars // Journ. of Geophys. Research. Planets. 2002. V. 107. № E11. P. 5108. https://doi.org/10.1029/2002JE001906

Ensom T., Makarieva O., Morse P., Kane D., Alekseev V., Marsh P. The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions // Permafrost Periglacial Processes. 2020. V. 31. № 3. P. 383–395. https://doi.org/10.1002/ppp.2051

Giannopoulos A. Modelling ground penetrating radar by GprMax // Construction and building materials. 2005. V. 19. № 10. P. 755–762. https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.06.007

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost Periglacial Processes. 2021. V. 32. №. 3. P. 468–483. https://doi.org/10.1002/ppp.2111

Moorman B.J., Robinson S.D., Burgess M.M. Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar // Permafrost Periglacial Processes. 2003. V. 14. № 4. P. 319–329. https://doi.org/10.1002/ppp.463

Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. № 9. P. 1670–1686. https://doi.org/10.1002/2015JF003534

Stephani E., Drage J., Miller D., Jones B.M., Kanevskiy M. Taliks, cryopegs, and permafrost dynamics related to channel migration, Colville River Delta, Alaska // Permafrost Periglacial Processes. 2020. V. 31. № 2. P. 239–254. https://doi.org/10.1002/ppp.2046

Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods // Journal of Geophys. Research. Earth Surface. 2020. V. 125. № 3. P. e2019JF005345. https://doi.org/10.1029/2019JF005345

Citation: *Edemsky D.E., Tumskoy V.E., Prokopovich I.V. GPR* sounding of aufeis and alluvium of aufeis glades in the Kyubyume River valley, Oymyakon Highlands. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 135–147. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010103

GPR sounding of aufeis and alluvium of aufeis glades in the Kyubyume River valley, Oymyakon Highlands

© 2025 D. E. Edemsky[a,#], V. E. Tumskoy[b], I. V. Prokopovich[a]

[a]*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, Russia*

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

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

Received September 9, 2024; revised December 3, 2024; accepted December 25, 2024

Aufeis is a surface accumulation of ice which is formed as layer-by-layer freezing of underground or river water periodically pouring onto the surface in winter. In July 2022, a geophysical survey was carried out in the valley of the Kyubyume River. The study was performed for the purpose to check a possibility to use GPR (150 and 250 MHz) for investigating internal structure of ice bodies, locations of underchannel taliks, and inferred zones of groundwater discharges, as well as revealing ice bodies in the gravel-pebble alluvium of the aufeis glade. The thickness of the aufeis amounted to 2.2 m, the geological cross-section was sounded down to depths of 4.5–8 m. Profiles were studied at right angles to the main channel of the river, including with access to the shoal of the glade. The measurement results did show that the layered ice of the aufeis is not a homogeneous medium for the GPR method, so this method may be used to study structure of the ice, and to investigate the processes of the aufeis formation. Two layers with a thickness of 1.1 m and 0.9 m were isolated in the aufeis ice, with $\varepsilon = 4.1$ and $\varepsilon = 3.4$, respectively. In the underlying alluvium, a cross bedding of the channel deposits was found that was the result of the river watercourse migration. In the sand and pebble deposits underlying the aufeis, a sub-horizontal layer was identified at depths of 2.5–3 m, which is presumably a lens of high-icy sedimentary rocks or underground ice.

Keywords*:* aufeis, aufeis processes, GPR, Kyubyume River

REFERENCES

Alekseev V.R. Influence of icings on river aufeis fluviogenesis. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (4): 95–106 [In Russian].

Vladov M.L., Sudakova M.S. Georadiolocation. From physical foundations to promising directions. Study guide. Moscow: GEOS, 2017: 240 p. [In Russian].

Edemsky D.E., Prokopovich I.V. Application of GPR in identifying fault zones. *Elektromagnitnye volny i elektronnye sistemy.* Electromagnetic waves and electronic systems. 2024, 29 (5): 14–21. https://doi.org/10.18127/j5604128-202405-03 [In Russian].

Zhukovskij V.E., Krayukhin A.N., Krivoe S.V., Pozdnyak G.V., Ryabchikova V.I. National atlas of Russia. Volume 1 "General territory description". *Geodeziya i kartografiya*. Geodesy and Cartography. 2007, 11: 18–26 [In Russian].

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

Ivanova L.D., Pavlova N.A. The formation and dynamics of icings in the basin of the Indigirka River over the past sixty years. Collection "Groundwater of the East of Russia. Materials of the All-Russian Conference on Groundwater of the East of Russia (XXII Conference on Groundwater of Siberia and the Far East with International Participation)". Novosibirsk: NSU Publishing House, 2018: 218–222 [In Russian].

Mikhajlov V.M. Diversity of river valley taliks and their systematization. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2010, 14 (3): 43–51 [In Russian].

Olenchenko V.V., Makar'eva O.M., Zemlyanskova A.A., Danilov K.P., Ostashov A.A., Kalganov A.S., Khristoforov I.I. Geophysical indicators of aufeis in the Anmangynda river (Magadan region). *Geodinamika i tektonofizika*. Geodynamics & Tectonophysics. 2023, 14 (3): 0702.

https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702 [In Russian].

Romanovskij N.N. On the geological activity of aufeis. Permafrost research. Issue XIII. Moscow: MSU Publishing House, 1973: 66–89 [In Russian].

Sokolov B.L. Aufeis and river runoff. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 190 p. [In Russian].

Sudakova M.S., Sadurtdinov M.R., Malkova G.V., Skvortsov A.G., Tsarev A.M. Application of GPR technology in complex geocryological investigations. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, 21 (3): 69–82. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(69-82) [In Russian].

Fedorov M.P., Fedorova L.L. Study of the structure of the ice cover in the ice-hazardous areas of the Lena River by GPR method. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Achievements of modern natural science. 2022, 10: 130–135. https://doi.org/10.17513/use.37920 [In Russian].

Arcone S.A., Chacho E.F., Delaney A.J. Seasonal structure of taliks beneath arctic streams determined with ground-penetrating radar. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 1998, 55: 19–24.

Arcone S.A., Prentice M.L., Delaney A.J. Stratigraphic profiling with ground-penetrating radar in permafrost: A review of possible analogs for Mars. Journ. of Geophys. Research: Planets. 2002, 107 (E11): 5108. https://doi.org/10.1029/2002JE001906

Ensom T., Makarieva O., Morse P., Kane D., Alekseev V., Marsh P. The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions. Permafrost Periglacial Processes. 2020, 31 (3): 383–395. https://doi.org/10.1002/ppp.2051

Giannopoulos A. Modelling ground penetrating radar by GprMax. Construction and building materials. 2005, 19 (10): 755–762. https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.06.007

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada. Permafrost Periglacial Processes. 2021, 32 (3): 468–483. https://doi.org/10.1002/ppp.2111

Moorman B.J., Robinson S.D., Burgess M.M. Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. Permafrost Periglacial Processes. 2003, 14 (4): 319–329. https://doi.org/10.1002/ppp.463

Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. J. Geophys. Res. Earth Surf. 2015, 120 (9): 1670–1686. https://doi.org/10.1002/2015JF003534

Stephani E., Drage J., Miller D., Jones B.M., Kanevskiy M. Taliks, cryopegs, and permafrost dynamics related to channel migration, Colville River Delta, Alaska. Permafrost Periglacial Processes. 2020, 31 (2): 239–254. https://doi.org/10.1002/ppp.2046

Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods. J. Geophys. Res. F: Earth Surf. 2020, 125 (3): e2019JF005345. https://doi.org/10.1029/2019JF005345

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 148–163

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.583

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В XXI в.

© 2025 г. М. М. Аржанов[1,*], И. И. Мохов[1,2]

[1]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*e-mail: arzhanov@ifaran.ru

Поступила 04.10.2024 г.
После доработки 12.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г

Получены оценки изменений криолитозоны Северного полушария по расчётам с климатическими моделями проекта CMIP6 при разных сценариях для XXI в. Максимальный тренд площади криолитозоны в XXI в. при сценарии ssp5-8.5 оценен равным –125 тыс. км^2/год, а её чувствительность к изменению глобальной приповерхностной температуры оценена равной –3.3, –2.9 и –2.1 млн км^2/°C при сценариях ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5.

Ключевые слова: изменения климата, криолитозона, температурно-климатические индексы, глобальные климатические модели, CMIP6

DOI: 10.31857/S2076673425010116, **EDN**: GYCUUZ

ВВЕДЕНИЕ

Данные инструментальных измерений и результаты численного моделирования свидетельствуют о повышении температуры многолетнемёрзлых пород при наблюдаемых климатических изменениях (Zhang, Stamnes, 1998; Smith et al., 2010; Anisimov, Zimov, 2020; Vasiliev et al., 2020), наиболее значительных в высоких широтах Северного полушария (Анисимов и др., 2002; Мохов и др., 2002; Мохов и др., 2005; Мохов и др., 2008). При этом отмечено, что максимальный тренд среднегодовой температуры пород для верхних горизонтов (до 10 м) в Евразии, в северной части Западной Сибири, во второй половине XX в. – около 0.05 °C/год (Павлов, Малкова, 2009; Аржанов, Мохов, 2013), увеличился до 0.20 °C/год в 2008–2017 гг. (Бабкина и др., 2019). Прогнозируется, что подобная тенденция сохранится при ожидаемых в XXI в. климатических изменениях (Anisimov, Nelson, 1996; Stendel, Christensen, 2002; Lawrence, Slater, 2005; Павлова и др., 2007; Аржанов и др., 2013).

Повышение температуры мёрзлых пород способствует активизации деструктивных геокриологических процессов, в том числе развитию термокарста и просадкам поверхности грунта (Аржанов и др., 2010; Wagner et al., 2018) с неблагоприятными последствиями для природных экосистем и инфраструктуры (Jorgenson et al., 2001; IPCC, 2022). Также при повышении температуры мёрзлых пород снижается их прочность и нарушаются равновесные термобарические условия реликтовых газогидратов, сформированных под действием внешней нагрузки в периоды оледенения (Аржанов, Мохов, 2017; Аржанов, Малахова, 2023), с увеличением риска выбросов газа в результате дестабилизации (Kizyakov et al., 2017; Dvornikov et al., 2019; Arzhanov et al., 2020). Деградация многолетнемёрзлых пород способствует включению в глобальный биогеохимический цикл слоёв грунта с высоким содержанием органического вещества (Hugelius et al., 2013; Аржанов, Мохов, 2014; Schuur et al., 2015; Kleinen, Brovkin, 2018), что наряду с изменением гидрологического режима (Мохов, Хон, 2002; Аржанов и др., 2008; Gelfan et al., 2017) способствует увеличению эмиссии метана в атмосферу с соответствующим усилением парникового эффекта (Wahlen, 1993; Елисеев и др., 2008; Денисов и др., 2015; Anisimov, Zimov, 2020).

Важно отметить, что скорость современного потепления на временных масштабах нескольких десятилетий существенно превышает значения для эпох климатических оптимумов прошлого, длившихся тысячи и десятки тысяч лет (Демченко и др., 2002). В (Мохов, Елисеев, 2012) показано, что при изменениях климата в соответствии со сценариями семейства RCP (van Vuuren et al., 2011), в частности, при наиболее агрессивном сценарии

RCP8.5 для XXI в. и фиксированными на уровне 2100 г. антропогенными воздействиями в соответствии с протоколом CMIP5 (Taylor et al., 2012) для XXII–XXIII вв. приповерхностные многолетнемёрзлые породы в Северном полушарии должны исчезнуть в XXIII в. При этом модельные оценки скорости деградации мёрзлых пород в Западной Сибири (п-ов Ямал) в XXII–XXIII вв. достигают максимальных значений около 0.2 м/год, а полная деградация мёрзлой толщи мощностью около 450 м в этом регионе может произойти в течение последующих 15 тыс. лет (Мохов и др., 2022).

В работе анализируется отклик на прогнозируемые изменения климата в XXI в. приповерхностных многолетнемёрзлых пород с сезонным протаиванием в верхних горизонтах (далее ММП). При этом использовались различные индексы на основе приповерхностной температуры атмосферы (на высоте 2 м) и температуры пород по расчётам с ансамблем глобальных климатических моделей международного проекта CMIP6 (Eyring et al., 2016) при различных сценариях антропогенных воздействий.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для определения границ сплошной, прерывистой и островной мерзлоты, а также соответствующих площадей использовались индексы, характеризующие локальные климатические условия существования мёрзлых пород (Демченко и др., 2002) (см. также (Анисимов, Нельсон, 1990; Мохов и др., 2002; Демченко и др., 2006). В том числе использовались модифицированный воздушно-мерзлотный индекс (FI) на основе приповерхностной температуры (Nelson, Outcalt, 1987) и почвенно-мерзлотный индекс (SFI), дополнительно учитывающий теплоизолирующее влияние снежного покрова (Guo, Wang, 2016). Индексы, в частности, рассчитывались согласно (Nelson, Outcalt, 1987) при синусоидальном годовом ходе температуры. При этом границам зон сплошной, прерывистой и островной мерзлоты соответствуют значения индексов 0.5, 0.6 и 0.67, соответственно. Пространственное положение границ и площадь многолетнемёрзлых пород определялись также по достижению отрицательных значений среднегодовой температуры пород на протяжении не менее двух лет (Slater, Lawrence, 2013).

При анализе использовались расчёты с климатическими моделями, содержащие необходимые переменные – приповерхностную температуру, водно-эквивалентную и геометрическую толщину снежного покрова, профили температуры грунта (табл. 1). Глубина расчётной области в грунте для выбранного ансамбля моделей изменяется от 2 до 65 м. В связи с этим для всех выбранных моделей анализировалась среднегодовая температура грунта на глубине 2 м (индекс MST2). Следует отметить, что при относительно небольшой глубине расчётной области, сопоставимой с глубиной сезонного промерзания/протаивания, можно ожидать ухудшения точности расчёта распределения

Таблица 1. Используемые глобальные климатические модели международного проекта CMIP6

Модели		Разрешение	Глубина в грунте, м	Институт, страна
1	BCC-CSM2-MR	320×160 (T106)	2.9	Beijing Climate Center, Китай
2	CNRM-ESM2-1	256×128 (T127)	10.0	Centre National de Recherches Meteorologiques, Франция
3	CanESM5	128×64 (T63)	4.1	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Environment and Climate Change, Канада
4	GISS-E2-1-G	144×90	2.7	Goddard Institute for Space Studies, США
5	IPSL-CM6A-LR	144×143	65.6	Institut Pierre Simon Laplace, Франция
6	MIROC6	256×128 (T85)	9.0	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Япония
7	MRI-ESM2-0	320×160 (TL159)	8.5	Meteorological Research Institute, Япония
8	NorESM2-LM	144×96	42.0	Center for International Climate and Environmental Research, Norwegian Meteorological Institute, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Норвегия
9	UKESM1-0-LL	192×144 (N96)	2.0	Met Office Hadley Centre, Великобритания

температуры пород по глубине из-за влияния нижнего граничного условия (Alexeev et al., 2007). Так, в (Slater, Lawrence, 2013) наличие/отсутствие ММП определялось на основе температуры пород ниже границы слоя сезонного протаивания/промерзания – на глубине 3.5 м. В работе был проведён также анализ температуры пород на глубине 3.5 м (индекс MST3) для шести моделей ансамбля: CNRM-ESM2-1, CanESM5, IPSL-CM6A-LR, MIROC6, MRI-ESM2-0, NorESM2-LM.

Результаты модельных расчётов применялись при сценарии "Historical" для периода 2000–2014 гг. и при трёх сценариях антропогенных воздействий (ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5) для 2015–2100 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 и 2 представлены области сплошной (изолиния 0.67), прерывистой (изолиния 0.6) и островной (изолиния 0.5) мерзлоты, рассчитанные для каждой модели с использованием индексов FI, SFI, MST2, MST3 для первых 20 лет XXI в. при сценарии "Historical" (2000–2014 гг.) и умеренном сценарии антропогенных воздействий ssp2-4.5 (2015–2019 гг.). В климатических моделях температурный режим пород, позволяющий диагностировать наличие/отсутствие мёрзлых пород, определяется соответствующими доминирующими климатическими условиями в модельной ячейке (блоки теплофизических процессов в грунте не воспроизводят подсеточное распределение мёрзлых пород, в частности, островную мерзлоту) (Демченко и др., 2002; Аржанов и др., 2009). В связи с этим для сравнения с модельными оценками для данных наблюдений (Brown et al., 2002) была выбрана объединённая область сплошной и прерывистой мерзлоты, что соответствует 50–100% площади (Slater, Lawrence, 2013; Burke et al., 2020), занятой мёрзлыми породами (см. рис. 1–2, область, ограниченная зелёной изолинией).

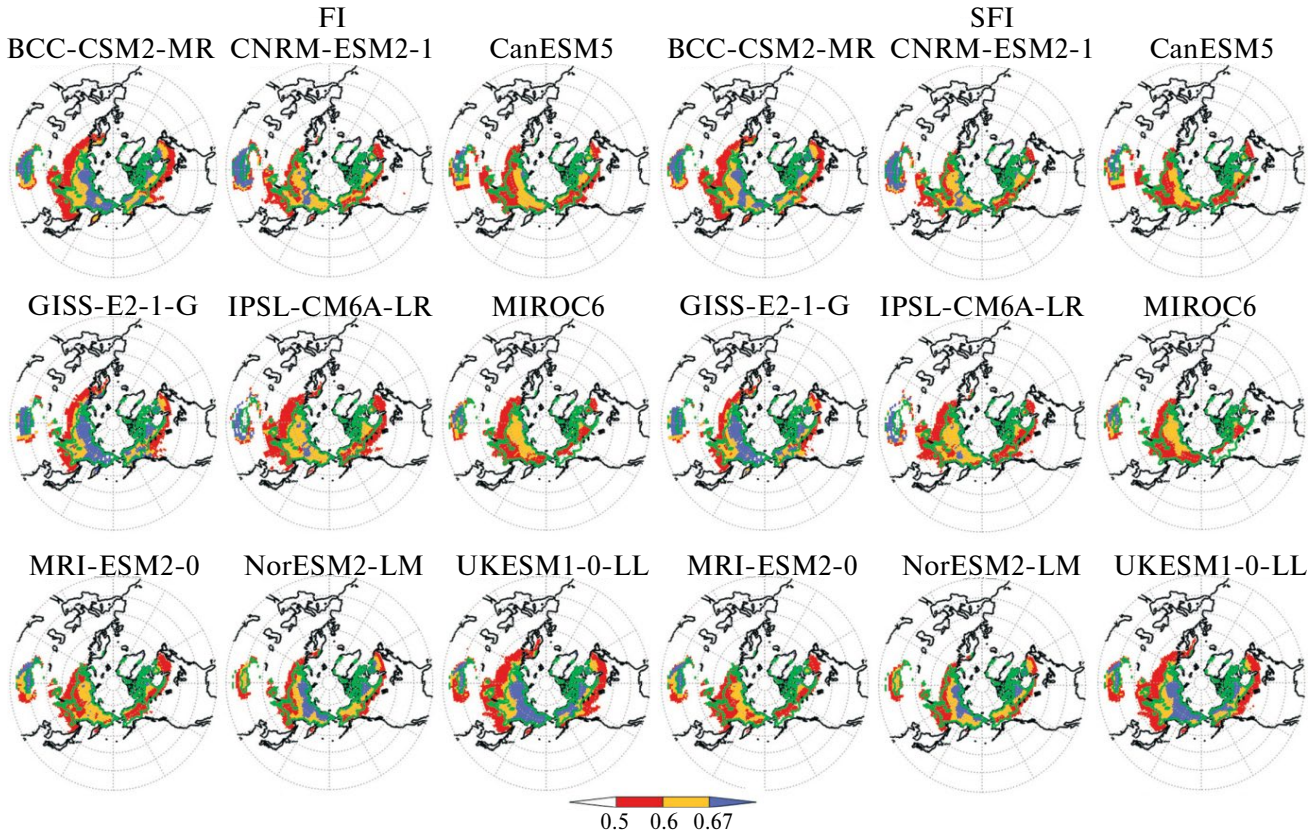


Рис. 1. Рассчитанные на основе индексов FI и SFI области сплошной (синий), прерывистой (оранжевый) и островной (красный) ММП при сценарии "historical" за 2000–2014 гг. и умеренном сценарии антропогенных воздействий ssp2-4.5 за 2015–2019 гг. Зелёной изолинией обозначена область сплошной и прерывистой мерзлоты по данным наблюдений (Brown et al., 2002)

Fig. 1. Areas of continuous (blue), discontinuous (orange) and sporadic (red) permafrost calculated using the FI and SFI indices under the "historical" scenario for 2000–2014 and anthropogenic scenario ssp2-4.5 for 2015–2019. The green isoline indicates the area of continuous and discontinuous permafrost according to observational data (Brown et al., 2002)

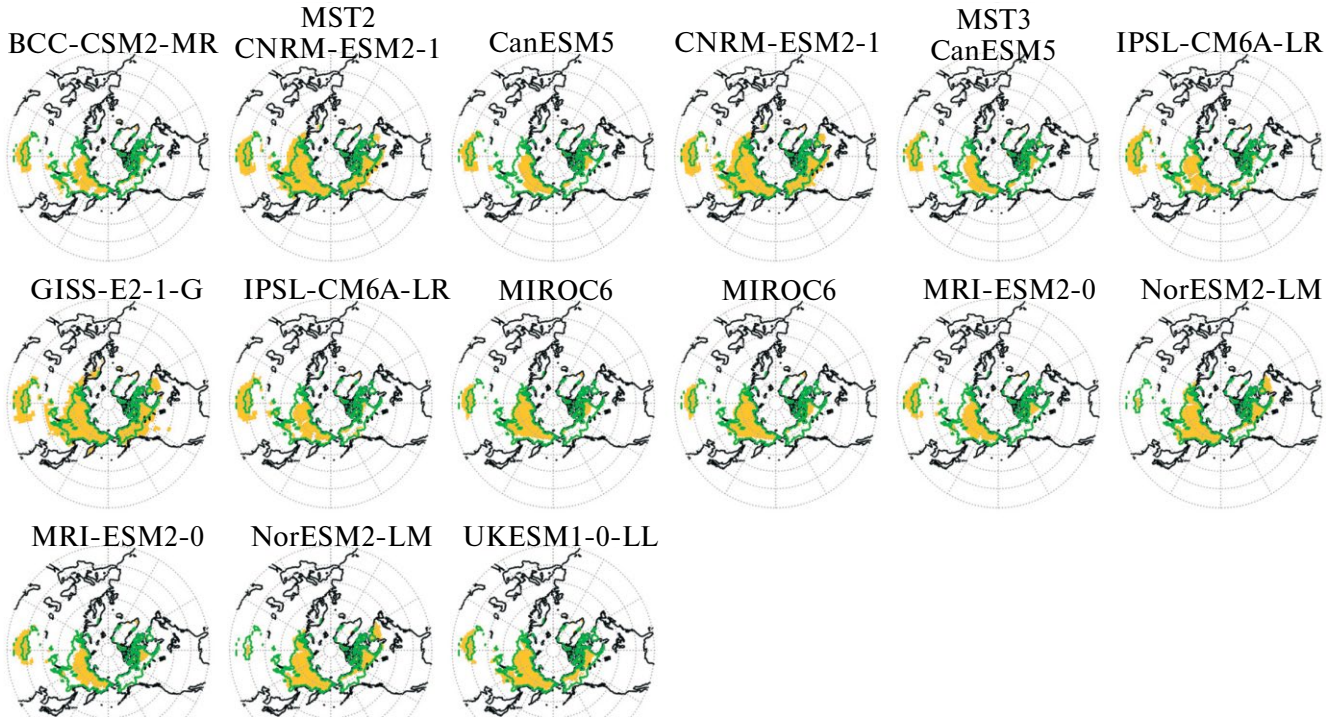


Рис. 2. Рассчитанная на основе температуры грунта на глубине 2 м (MST2) и 3.5 м (MST3) область ММП при сценарии "historical" за 2000–2014 гг. и умеренном сценарии антропогенных воздействий ssp2-4.5 за 2015–2019 гг. Зелёной изолинией обозначена область сплошной и прерывистой мерзлоты по данным наблюдений (Brown et al., 2002)

Fig. 2. The permafrost area calculated from the ground temperature at a depth of 2 m (MST2) and 3.5 m (MST3) under the "historical" scenario for 2000–2014 and anthropogenic scenario ssp2-4.5 for 2015–2019. The green isoline indicates the area of continuous and discontinuous permafrost according to observational data (Brown et al., 2002)

Сопоставление с данными наблюдений (Brown et al., 2002) свидетельствует, что границы областей с ММП, оцененные с использованием индексов, в целом согласуются с наблюдаемыми границами области сплошной и прерывистой мерзлоты в Евразии и Северной Америке. При использовании индексов на основе приповерхностной температуры (FI и SFI) хорошее согласие пространственного распределения ММП по модельным оценкам с данными наблюдений получено для моделей BCC-CSM2-MR, GISS-E2-1-G, NorESM2-LM и UKESM1-0-LL (см. рис. 1). Отдельные модели недооценивают распространение ММП на южной границе криолитозоны в Восточной Сибири (CanESM5, MIROC6, MRI-ESM2-0) и на Аляске (CanESM5, CNRM-ESM2-1, IPSL-CM6A-LR, MRI-ESM2-0). Учёт утепляющего влияния снежного покрова при использовании индекса SFI по сравнению с индексом FI приводит к смещению южной границы ММП к северу, наиболее существенному в Восточной Сибири и на Аляске для моделей CanESM5 и MIROC6.

Границы областей ММП, оцененные на основе температуры грунта, хорошо воспроизводятся на севере Евразии в расчётах с моделью NorESM2-LM (см. рис. 2). По расчётам с моделями CNRM-ESM2-1 и GISS-E2-1-G область ММП переоценивается в Евразии и Северной Америке. Для остальных моделей распространение ММП недооценивается в Евразии (за исключением Тибета) и в Северной Америке (в том числе NorESM2-LM) при использовании индексов MST2 и MST3. Для модели BCC-CSM2-MR отмечена недооценка области распространения ММП в Евразии и Северной Америке при использовании индексов MST2 и MST3 по сравнению с данными наблюдений и с оценками на основе индексов FI и SFI. Так, в (Burke et al., 2020) для модели BCC-CSM2-MR отмечается существенное различие между приповерхностной температурой и температурой грунта, значительно превосходящее наблюдаемые значения в холодный период года в связи с переоценкой влияния снежного покрова. Для модели CNRM-ESM2-1 область ММП воспроизводится в том числе на севере Европы (на севере Скандинавии) с использованием индексов MST2 и MST3 и не воспроизводится с использованием индексов FI и SFI. Также для этой модели отмечена переоценка распространения ММП на южной границе криолитозоны в Западной Сибири при

использовании индексов MST2 и MST3. Выявленные особенности воспроизведения областей ММП на основе температуры грунта могут быть связаны с учётом влияния гидрологического режима, а также снежного и растительного покровов в блоках наземных экосистем. В частности, в высоких широтах в регионах распространения многолетнемёрзлых пород растительный покров оказывает теплоизолирующее влияние на термическое состояние мёрзлых пород в тёплый период года, что может приводить к более высоким значениям площади, оцененной по температуре грунта, по сравнению с оценками на основе приповерхностной температуры.

По модельным расчётам в целом переоценивается наблюдаемое распространение ММП в Тибете, за исключением моделей NorESM2-LM и UKESM1-0-LL. Завышение площади распространения мёрзлых пород в Тибете также отмечалось и для климатических моделей предыдущего поколения в рамках проекта CMIP5 (Slater, Lawrence, 2013).

На рис. 3 представлены количественные оценки площади ММП (сплошной и прерывистой) в Северном полушарии в XXI в. при сценариях антропогенных воздействий ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5 для выбранных моделей. Для сравнения приведён

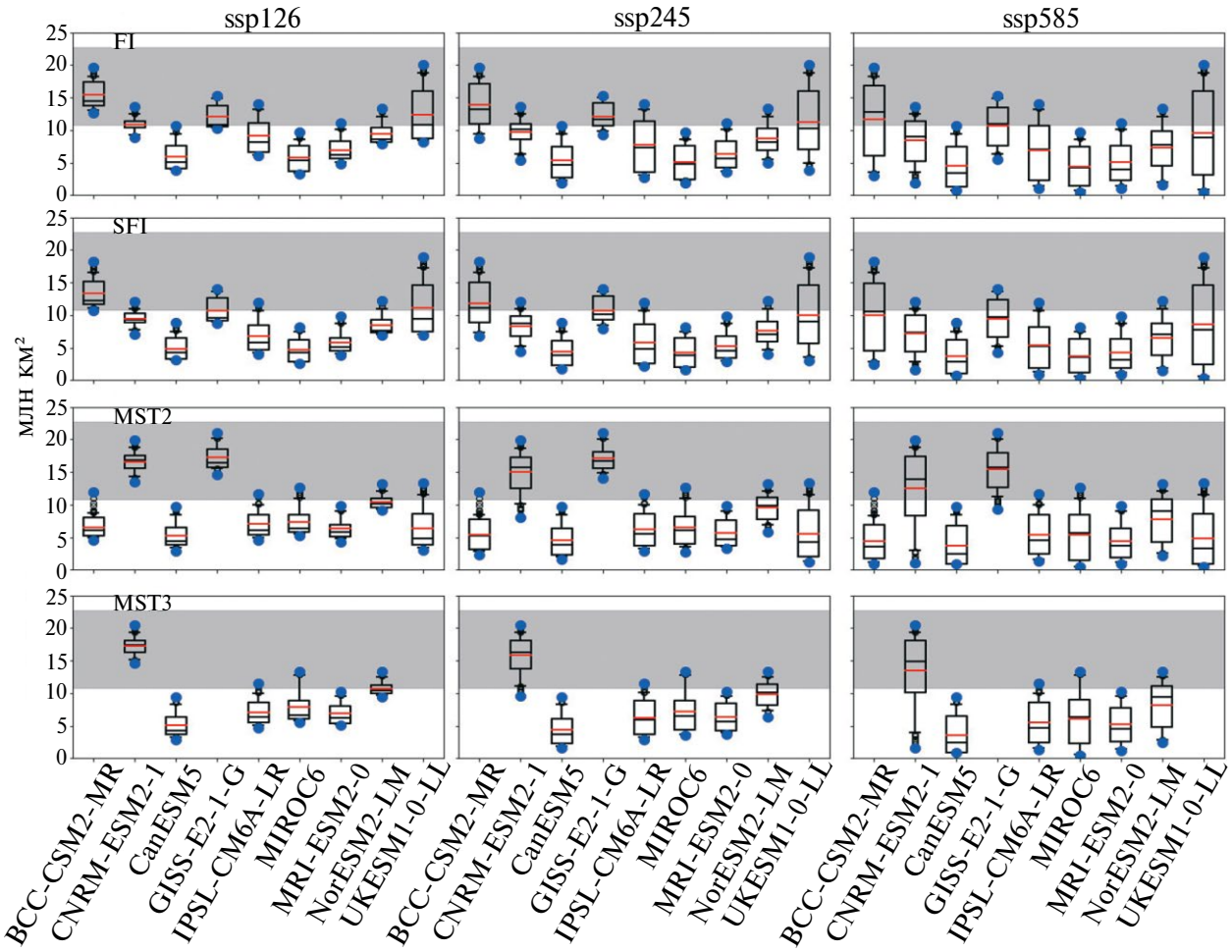


Рис. 3. Максимальные и минимальные значения (синие кружки), 10-й и 90-й процентили (чёрные линии с засечками), 1-й и 3-й квартили (прямоугольники), медианы (чёрная линия) и средние значения (красная линия) площади ММП (сплошной и прерывистой) в Северном полушарии в XXI в. при сценариях антропогенных воздействий ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5 по индексам FI, SFI, MST2 и MST3. Диапазон значений площади мерзлоты от сплошной до полной по данным наблюдений (Zhang et al., 2008; Biskaborn et al., 2019) показан серой областью

Fig. 3. Maximum and minimum values (blue dots), 10th and 90th percentiles (black serif lines), 1st and 3rd quartiles (rectangles), medians (black lines) and average (red lines) values of permafrost area (continuous and discontinuous) in the Northern Hemisphere in the 21st century under anthropogenic scenarios ssp1-2.6, ssp2-4.5 and ssp5-8.5 according to the FI, SFI, MST2 and MST3 indices. The range of permafrost area values from continuous to complete according to observational data (Zhang et al., 2008; Biskaborn et al., 2019) is shaded in gray

интервал современных оценок для площади многолетнемёрзлых пород – от площади сплошной мерзлоты 10.8 млн км^2 (Biskaborn et al., 2019) до общей площади континентальной криолитозоны Северного полушария 22.8 млн км^2 (Zhang et al., 2008) (см. рис. 3, область, выделенная серым).

Сопоставление полученных модельных оценок площади ММП с данными наблюдений для современного периода показывает, что для большинства моделей оценки находятся в отмеченном интервале значений при расчётах с использованием индексов на основе приповерхностной температуры и температуры грунта. Средние по ансамблю моделей значения площади ММП для индексов на основе приповерхностной температуры составляют 13.1±3.4 млн км^2 (для FI) и 11.5±3.3 млн км^2 (для SFI), на основе температуры грунта – 12.2±4.1 млн км^2 (для MST2) и 12.0±3.6 млн км^2 (для MST3), что согласуется с имеющимися модельными оценками – 13.9 млн км^2 (Obu et al., 2019). При использовании индекса SFI оценки по расчётам с моделями CanESM5 и MIROC6 меньше соответствующих значений при использовании других индексов и меньше значений площади сплошной мерзлоты по данным наблюдений (Biskaborn et al., 2019).

Межмодельный интервал оценок площади ММП, определяемой с использованием индексов FI и SFI, в начале XXI в. составляет 10.3 и 10.7 млн км^2, соответственно. Минимальное значение площади получено для модели MIROC6 и составляет 9.8 и 8.2 млн км^2, максимальное – для модели UKESM1-0-LL – 20.1 и 18.9 млн км^2 при использовании индексов FI и SFI соответственно. Интервал оценок площади, полученных на основе температуры грунта, превышает аналогичные оценки на основе других индексов и составляет 11.3 млн км^2 для MST2 и 11.0 млн км^2 для MST3, что можно объяснить дополнительными погрешностями в модельных блоках тепло- и гидрофизических процессов в грунте. В то же время полученный интервал оценок площади ММП на основе температуры грунта меньше аналогичных оценок, составляющих 21.8 млн км^2 для начала XXI в. по расчётам с ансамблем моделей проекта CMIP5 (Slater, Lawrence, 2013). Это свидетельствует об улучшении воспроизведения температуры грунта, в том числе за счёт увеличения глубины расчётной области и количества модельных уровней в грунте, а также использования более детальных параметризаций снежного покрова по сравнению с моделями ансамбля CMIP5. При использовании индекса MST2 минимальное значение площади 9.8 млн км^2 получено для модели CanESM5, максимальное 21.1 млн км^2 – для модели GISS-E2-1-G. При использовании индекса MST3 минимальное значение 9.5 млн км^2 получено для CanESM5, максимальное 20.5 млн км^2 – для CNRM-ESM2-1. Модель GISS-E2-1-G, для которой получено максимальное значение площади при использовании индекса MST2, отсутствует в наборе моделей с использованием индекса MST3 в связи с тем, что глубина расчётной области в грунте только 2.7 м. Минимальные для периода 2000–2100 гг. значения площади ММП (менее 0.5 млн км^2) получены при наиболее агрессивном сценарии антропогенных воздействий ssp5-8.5 по расчётам с моделями MIROC6 и UKESM1-0-LL (см. рис. 3). При сценариях ssp2-4.5 и ssp5-8.5 наибольшие значения площади ММП в конце XXI в., оцененные с использованием индексов FI, SFI и MST2, получены для модели GISS-E2-1-G.

Сравнение оценок площади ММП в XXI в., полученных с использованием разных индексов, выявляет различия, существенные для отдельных моделей, которые могут быть связаны с учётом влияния напочвенных покровов, а также тепло- и гидрофизических процессов в грунте в соответствующих блоках климатических моделей. Так, при расчёте площади с использованием индексов MST2 и MST3 различия для выбранных моделей незначительны при всех трёх сценариях антропогенных воздействий (рис. 4, *а*). Значения площади ММП с использованием индекса MST2 превышают значения площади при использовании индекса SFI для рассматриваемых моделей, кроме моделей BCC-CSM2-MR и UKESM1-0-LL на протяжении всего периода 2000–2100 гг. (рис. 4, *б*). Самые близкие значения площади при использовании индексов SFI и MST2 получены для трёх моделей: CanESM5, IPSL-CM6A-LR и MRI-ESM2-0.

В табл. 2 приведены оценки тренда площади ММП с использованием индексов при трёх сценариях антропогенных воздействий в XXI в. При наименее агрессивном сценарии антропогенных воздействий ssp1-2.6 абсолютные значения тренда площади ММП, оцененной с использованием приповерхностной температуры (индексы FI и SFI) и температуры грунта (индексы MST2 и MST3), за 2000–2050 гг. превосходят соответствующие значения для периода 2050–2100 гг. для всех моделей.

Следует отметить, что при сценарии ssp1-2.6 для второй половины XXI в. для отдельных моделей значения тренда площади, оцененной с использованием приповерхностной температуры (GISS-E2-1-G, MRI-ESM2-0 и NorESM2-LM для индекса FI и MRI-ESM2-0 и NorESM2-LM для индекса SFI), статистически незначимы. Значения тренда площади ММП, оцененной на основе одного и того же индекса, существенно различаются для отдельных моделей (до двух раз и более). Различия отмечаются и для значений тренда ММП, полученных для одной модели с использованием разных индексов – на основе приповерхностной температуры и температуры грунта.

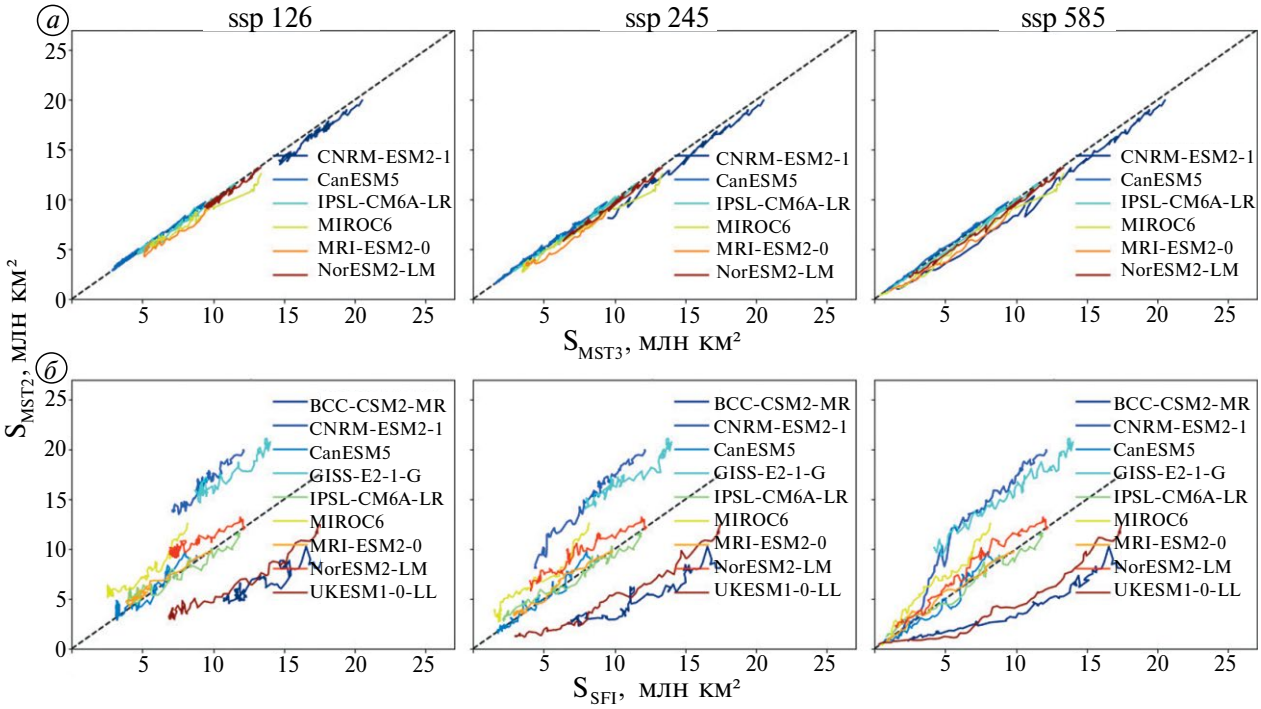


Рис. 4. Сопоставление оценок площади ММП S с использованием индексов MST2 и MST3 (*а*) и MST2 и SFI (*б*) за 2000–2100 гг. при сценариях антропогенных воздействий ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5

Fig. 4. Comparison of permafrost area estimates using the MST2 and MST3 (*a*) and MST2 and SFI (*б*) indices for 2000–2100 under anthropogenic scenarios ssp1-2.6, ssp2-4.5 and ssp5-8.5

В частности, для модели CNRM-ESM2-1 при сценарии ssp5-8.5 во второй половине XXI в. тренд ММП на основе индекса MST2 более чем в два раза превышает соответствующие оценки на основе SFI. Для модели UKESM1-0-LL тренд площади на основе SFI в два раза превышает оценки на основе MST2. Для этой же модели получены максимальные оценки тренда для периода 2000–2100 гг. по расчётам с использованием индекса FI, составляющие −129±13, −166±17 и −219±22 тыс. км²/год при сценариях ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5, соответственно. Среднеансамблевые значения тренда площади ММП для периода 2000–2100 гг. при каждом сценарии совпадают в пределах среднеквадратического отклонения для всех индексов. Максимальное значение тренда площади для периода 2000–2100 гг. (−125 тыс. км²/год) получено при сценарии ssp5–8.5 и почти вдвое превосходит оценки тренда при сценарии ssp1.2-6.

На рис. 5 представлена зависимость от глобальной среднегодовой приповерхностной температуры (T_a), оцененной для различных индексов площади ММП (S) для климатических моделей при сценариях антропогенных воздействий ssp1-2.6, ssp2-4.5 и ssp5-8.5 для XXI в. Параметр температурной чувствительности dS/dT_a определялся с использованием соответствующей линейной регрессии S на T_a.

На рис. 6 приведены количественные оценки температурной чувствительности площади ММП (характеризуемые коэффициентом соответствующей линейной регрессии) по расчётам с каждой моделью при разных сценариях антропогенных воздействий. Наибольшие значения чувствительности площади к изменению температуры для всех сценариев получены по расчётам с моделью BCC-CSM2-MR при использовании индексов FI и SFI (см. рис. 6). Оценки чувствительности площади ММП на основе приповерхностной температуры и температуры грунта различаются для отдельных моделей ансамбля. Так, чувствительность площади на основе индексов FI и SFI значимо (на уровне среднеквадратических отклонений) превышает соответствующие оценки чувствительности при использовании индексов MST2 и MST3 для моделей BCC-CSM2-MR и UKESM1-0-LL при всех трёх сценариях антропогенных воздействий. Для модели CNRM-ESM2-1 чувствительность площади, оцененной по температуре грунта, значимо превышает оценки на основе приповерхностной температуры (см. рис. 6). Для моделей CanESM5, GISS-E2-1-G и MRI-ESM2-0 оценки чувствительности площади при использовании разных

Таблица 2. Полученные с использованием индексов FI, SFI, MST2, MST3 модельные оценки тренда площади ММП континентальной криолитозоны Северного полушария в XXI в. (тыс. км^2/год), значимые на уровне 0.05. Незначимые значения выделены

Модели	2000–2050 гг.			2050–2100 гг.			2000–2100 гг.		
	ssp126	ssp245	ssp585	ssp126	ssp245	ssp585	ssp126	ssp245	ssp585
FI									
1	−84±12	−114±16	−122±18	−27±4	−94±14	−206±30	−65±7	−111±11	−182±18
2	−49±7	−75±11	−85±12	−42±6	−100±14	−141±20	−38±4	−69±7	−111±11
3	−104±15	−115±17	−134±19	−8±1	−51±7	−53±8	−68±7	−91±9	−110±11
4	−85±12	−82±12	−94±14	2±0	−42±6	−115±17	−56±6	−64±6	−104±10
5	−115±17	−117±17	−134±19	−33±5	−79±11	−92±13	−90±9	−132±13	−148±15
6	−83±12	−99±14	−110±16	−40±6	−48±7	−68±10	−69±7	−84±8	−100±10
7	−108±16	−100±14	−148±21	7±1	−35±5	−53±8	−53±5	−78±8	−100±10
8	−94±14	−104±15	−118±17	−2±0	−63±9	−137±20	−50±5	−79±8	−119±12
9	−178±26	−193±28	−210±30	−50±7	−123±18	−188±27	−129±13	−166±17	−219±22
SFI									
1	−97±14	−124±18	−136±20	−20±3	−99±14	−160±23	−66±7	−114±11	−171±17
2	−48±7	−66±10	−86±12	−43±6	−93±13	−108±16	−39±4	−66±7	−99±10
3	−92±13	−102±15	−115±17	−8±1	−34±5	−43±6	−60±6	−74±7	−90±9
4	−94±14	−90±13	−95±14	4±1	−41±6	−110±16	−57±6	−65±7	−104±11
5	−122±18	−135±20	−129±19	−23±3	−44±6	−58±8	−80±8	−105±11	−116±12
6	−74±11	−91±13	−99±14	−32±5	−32±5	−53±8	−62±6	−73±7	−85±9
7	−101±15	−96±14	−134±19	5±1	−28±4	−38±6	−47±5	−68±7	−86±9
8	−97±14	−104±15	−112±16	0±0	−64±9	−118±17	−47±5	−77±8	−110±11
9	−177±26	−192±28	−207±30	−44±6	−126±18	−160±23	−127±13	−165±17	−207±21
MST2									
1	−130±19	−149±22	−172±25	−41±6	−81±12	−82±12	−80±8	−111±11	−134±14
2	−70±10	−89±13	−102±15	−54±8	−115±17	−239±35	−52±5	−86±9	−153±15
3	−113±16	−116±17	−139±20	−14±2	−64±9	−56±8	−78±8	−98±10	−117±12
4	−100±14	−108±16	−112±16	−8±1	−42±6	−112±16	−69±7	−73±7	−112±11
5	−112±16	−118±17	−116±17	−40±6	−70±10	−89±13	−80±8	−104±10	−123±12
6	−96±14	−105±15	−104±15	−36±5	−75±11	−154±22	−71±7	−92±9	−128±13
7	−90±13	−85±12	−116±17	−22±3	−37±5	−68±10	−57±6	−75±8	−97±10
8	−72±10	−72±10	−84±12	−14±2	−64±9	−168±24	−38±4	−63±6	−117±12
9	−180±26	−187±27	−202±29	−50±7	−96±14	−88±13	−124±13	−150±15	−172±17
MST3									
2	−71±10	−86±12	−96±14	−51±7	−104±15	−224±32	−52±5	−83±8	−144±15
3	−113±16	−118±17	−139±20	−13±2	−59±9	−54±8	−78±8	−96±10	−115±12
5	−108±16	−113±16	−112±16	−41±6	−71±10	−94±14	−78±8	−101±10	−120±12
6	−97±14	−103±15	−102±15	−45±7	−79±11	−157±23	−75±8	−94±9	−126±13
7	−72±10	−66±10	−93±13	−30±4	−53±8	−79±11	−58±6	−74±7	−96±10
8	−71±10	−70±10	−80±12	−16±2	−63±9	−167±24	−39±4	−63±6	−115±12

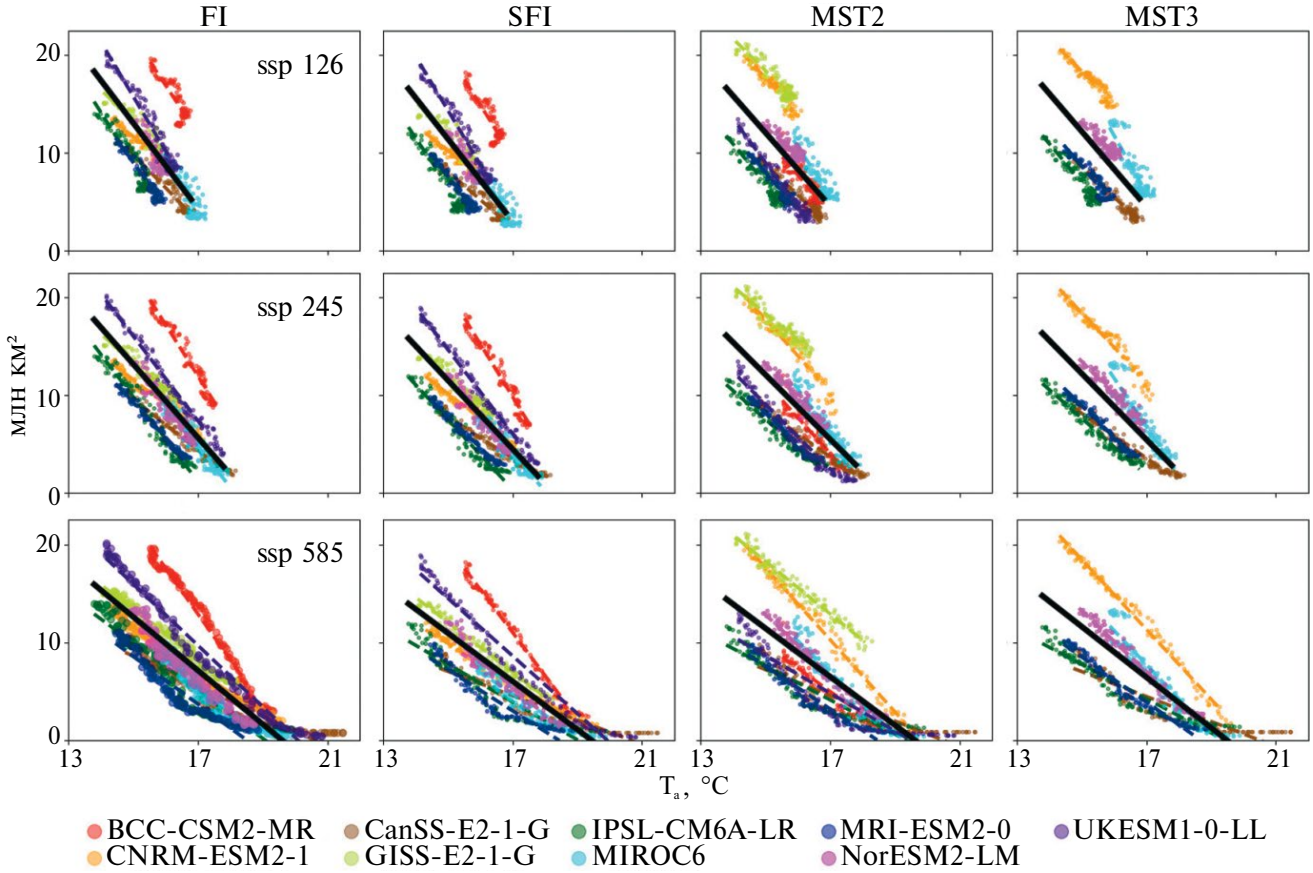


Рис. 5. Площадь ММП в зависимости от глобальной среднегодовой приповерхностной температуры T_a на основе индексов FI, SFI, MST2 и MST3 для трёх сценариев антропогенных воздействий в XXI в. Пунктирными линиями показаны линейные регрессии каждой модели, сплошной чёрной линией показана среднеансамблевая линейная регрессия

Fig. 5. Permafrost area depending on the global average annual surface temperature based on the FI, SFI, MST2 and MST3 indices for three anthropogenic scenarios in the 21st century. The dotted lines show the linear regressions of each model, and the solid black line shows the ensemble mean linear regression

индексов совпадают в приделах стреднеквадратического отклонения.

Чувствительность площади ММП по расчётам с ансамблем моделей уменьшается по абсолютной величине от наименее агрессивного сценария антропогенных воздействий ssp1-2.6 к наиболее агрессивному ssp5-8.5 (см. рис. 5 и 6). Средние для ансамбля моделей значения чувствительности площади ММП оценены равными –3.3±0.8 млн км²/°C при сценарии ssp1-2.6, –2.9±0.7 млн км²/°C при сценарии ssp2-4.5 и –2.1±0.7 млн км²/°C при сценарии ssp5-8.5. Максимальный разброс полученных оценок чувствительности площади ММП достигает 30%, при этом различия оценок чувствительности при использовании разных индексов статистически незначимы. Полученные значения согласуются с оценками чувствительности площади мёрзлых пород на основе воздушно-мерзлотного индекса и аналитического решения задачи Стефана на основе модели Кудрявцева для ансамбля моделей CMIP5, при сценарии RCP8.5 составляющих –1.67 млн км²/°C (Slater, Lawrence, 2013), а также с оценками на основе температурной зависимости площади мёрзлых пород (Chadburn et al., 2017) (см. также Alexandrov et al., 2021) для ансамбля моделей CMIP6 в интервале от –4.8 млн км²/°C до –3.0 млн км²/°C (5-й и 95-й процентили соответственно) (Burke et al., 2020).

Уменьшение чувствительности площади ММП к изменениям глобальной приповерхностной температуры от наименее агрессивного к наиболее агрессивному сценарию антропогенных воздействий отмечалось для глобальных климатических моделей предыдущего поколения (ансамбль CMIP5) при сценариях семейства RCP (Slater, Lawrence, 2013), а также в численных расчётах с глобальной климатической моделью ИФА РАН при сценариях семейства SRES и в идеализированных

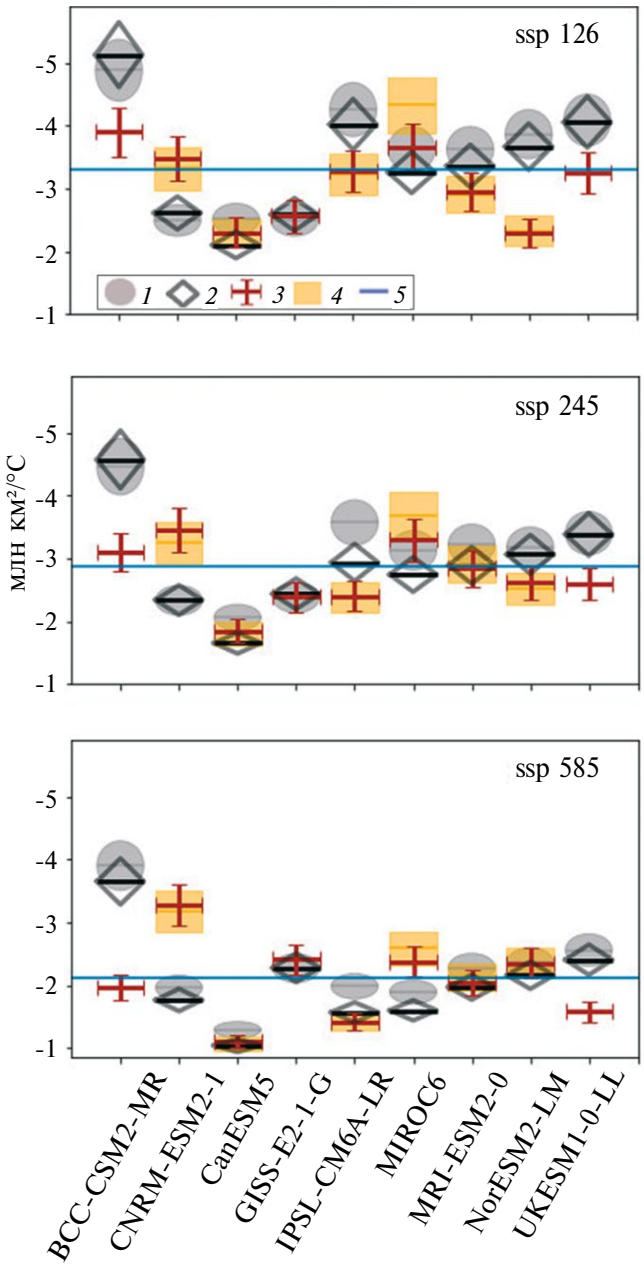


Рис. 6. Чувствительность dS/dT_a площади ММП, оцененной на основе индексов FI (*1*), SFI (*2*), MST2 (*3*) и MST3 (*4*) для XXI в. Вертикальный размер фигур соответствует интервалу среднеквадратического отклонения коэффициента линейной регрессии. Горизонтальные линии (*5*) соответствуют средним для ансамбля моделей значениям чувствительности площади ММП для каждого сценария

Fig. 6. Sensitivity dS/dT_a of permafrost area estimated based on FI (*1*), SFI (*2*), MST2 (*3*) and MST3 (*4*) indices for the 21st century. The vertical size of the figures corresponds to the interval of the standard deviation of the linear regression coefficient. The horizontal lines (*5*) correspond to the model ensemble average sensitivity values of the permafrost area for each scenario

экспериментах с изменением содержания углекислого газа в атмосфере (Демченко и др., 2006). Анализ полученных результатов показал, что при увеличении скорости глобального потепления (при наиболее агрессивных сценариях антропогенных воздействий) значительный рост температуры в высоких широтах приводит к быстрой деградации ММП во второй половине XXI в. на севере Евразии (по отдельным моделям и в Тибете) и в Северной Америке за исключением Канадского Арктического архипелага. При дальнейшем увеличении приповерхностной температуры площадь оставшихся ММП практически не меняется, что проявляется в уменьшении абсолютных значений dS/dT_a. Полученные результаты относятся к верхним горизонтам криолитозоны (Анисимов, Нельсон, 1990) и выявленная деградация ММП в XXI в. в отдельных регионах может означать смену режима сезонного протаивания сезонным промерзанием (формирование таликов), а не полное оттаивание толщи мёрзлых пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием результатов расчётов с ансамблем глобальных климатических моделей в рамках международного проекта CMIP6 проведён анализ режимов континентальной криолитозоны Северного полушария в XXI в. на основе индексов, характеризующие локальные климатические условия существования мёрзлых пород в зависимости от приповерхностной температуры, а также от температуры грунта. Отмечены особенности воспроизведения наблюдаемых границ многолетнемёрзлых пород для отдельных моделей, а также при использовании различных индексов. Выявлена более высокая оценка области распространения ММП в Тибете для ряда климатических моделей. Учёт отепляющего влияния снежного покрова при использовании индекса SFI по сравнению с индексом FI приводит к смещению южной границы ММП к северу, для отдельных моделей наиболее существенному на юге Восточной Сибири и на Аляске.

Полученные оценки площади ММП для периода 2000–2019 гг. на основе различных индексов находятся в пределах 11.5–13.1 млн км^2, при этом выявлены различия, существенные для отдельных моделей. Диапазон оценок площади ММП по расчётам с ансамблем моделей CMIP6 для начала XXI в. на основе температуры грунта близок к аналогичным значениям на основе приповерхностной температуры (около 11 млн км^2) и вдвое меньше оценок для моделей предыдущего поколения (ансамбль CMIP5). Это можно объяснить улучшением воспроизведения температуры грунта, в том числе за счёт увеличения глубины расчётной области и количества модельных уровней в грунте, а также

использования более детальных параметризаций снежного покрова. Различие трендов площади ММП, полученных для каждой модели с использованием различных индексов, сопоставимо с межмодельным разбросом при использовании одного и того же индекса. Максимальное значение тренда площади ММП по расчётам с ансамблем моделей для периода 2000–2100 гг. (–125 тыс. км^2/год) получено при сценарии ssp5-8.5. Это почти вдвое превосходит оценки тренда при сценарии ssp1.2-6. Оценки чувствительности площади ММП к изменению глобальной приповерхностной температуры в среднем по ансамблю моделей для всех индексов составляют –3.3±0.8 млн км^2/°С при сценарии ssp1-2.6, –2.9±0.7 млн км^2/°С при сценарии ssp2-4.5 и –2.1±0.7 млн км^2/°С при сценарии ssp5-8.5. Отмечено уменьшение оценок чувствительности площади ММП к изменениям глобальной приповерхностной температуры от наименее агрессивного к наиболее агрессивному сценарию антропогенных воздействий.

Анализ результатов свидетельствует о согласованном воспроизведении основных тенденций изменения областей распространения ММП с использованием различных индексов, в том числе на основе приповерхностной температуры и температуры грунта. Полученные результаты согласуются с оценками, полученными на основе эмпирической температурной зависимости площади ММП, а также аналитического решения задачи Стефана для климатических моделей предыдущего поколения (ансамбль CMIP5).

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта РНФ 24-17-00211 с использованием результатов, полученных в рамках государственного задания Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ФМВР-2022-0014).

Acknowledgements. This work was carried out within the framework of the RSF project 24-17-00211 using the results obtained within the framework of the state assignment of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences (FMVR-2022-0014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О.А., Нельсон Ф.Е. О применении математических моделей для исследования взаимосвязи климат – вечная мерзлота // Метеорология и гидрология. 1990. № 10. С. 13–19.

Анисимов О.А., Величко А.А., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И., Нечаев В.П. Влияние изменений климата на вечную мерзлоту в прошлом, настоящем и будущем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 1. С. 25–39.

Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И. Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 591–610.

Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И., Хон В.Ч. Моделирование температурного и гидрологического режима водосборов сибирских рек в условиях вечной мерзлоты с использованием данных реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 86–93.

Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И. Моделирование осадки отаивания многолетнемерзлых грунтов Северного полушария в XXI веке // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 3. С. 37–42.

Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI в. по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 31–42.

Аржанов М.М., Мохов И.И. Температурные тренды в многолетнемерзлых грунтах Северного полушария: Сравнение модельных расчетов с данными наблюдений // Доклады РАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 87–92.

Аржанов М.М., Мохов И.И. Модельные оценки количества органического углерода, освобождаемого из многолетнемерзлых грунтов при сценариях глобального потепления в XXI веке // Доклады РАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 328–331.

Аржанов М.М., Мохов И.И. Оценки степени устойчивости континентальных реликтовых метангидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условиях // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 456–460.

Аржанов М.М., Малахова В.В. Моделирование условий накопления и перехода в реликтовое состояние метангидратов криолитозоны севера Западной Сибири // Физика Земли. 2023. № 2. С. 149–161.

Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факащук 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. № 4. С. 99–109.

Демченко П.Ф., Величко А.А., Елисеев А.В., Мохов И.И., Нечаев В.П. Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконструкций // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 2. С. 165–174.

Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Аржанов М.М., Мохов И.И. Влияние скорости глобального потепления на таяние вечной мерзлоты // Изв. РАН.

Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 1. С. 35–43.

Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.

Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 147–162.

Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Хон В.Ч., Хворостьянов Д.В. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629–642.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Карпенко А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В., Сигаева Е.В. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н., Карпенко А.А. Моделирование изменений климата в высоких широтах с использованием климатической модели ИФА РАН / В: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. III. Ч. II. Природные процессы в полярных областях Земли. М.: Ин-т географии РАН, 2008. С. 13–19.

Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX-XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.

Мохов И.И., Малахова В.В., Аржанов М.М. Модельные оценки внутри- и межвековой деградации “вечной мерзлоты” в регионе полуострова Ямал при потеплении // Доклады РАН. 2022. Т. 506. № 2. С. 97–104.

Мохов И.И., Хон В.Ч. Гидрологический режим в бассейнах сибирских рек: модельные оценки изменений в 21 веке // Метеорология и гидрология. 2002. № 2. С. 77–91.

Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 32–39.

Павлова Т.В., Катцов В.М., Надежина Е.Д., Спорышев П.В., Говоркова В.А. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 2. С. 3–13.

Alexeev V.A., Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Lawrence D.M. An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. № 9. P. L09502.

Alexandrov G.A., Ginzburg V.A., Insarov G.E. CMIP6 model projections leave no room for permafrost to persist in Western Siberia under the SSP5-8.5 scenario // Climatic Change. 2021. V. 169. P. 42. https://doi.org/10.1007/s10584-021-03292-w

Anisimov O.A., Nelson F.E. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change // Global Planet. Change. 1996. V. 14. P. 59–72.

Anisimov O., Zimov S. Thawing permafrost and methane emission in Siberia: Synthesis of observations, reanalysis, and predictive modeling // Siberian Environmental Change. 2020. V. 50. P. 2050–2059.

Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I. Modeling thermal regime and evolution of the methane hydrate stability zone of the Yamal peninsula permafrost // Permafrost Periglac. Process. 2020. V. 31. P. 487–496.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. Permafrost is warming at a global scale // Nat. Commun. 2019. V. 10. P. 264. https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4

Brown J.O.F., Heginbottom J.A., Melnikov E. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2. Boulder, Colorado USA: NASA, 2002. https://doi.org/10.7265/skbg-kf16

Burke E.J., Zhang Y., Krinner G. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 3155–3174.

Chadburn S.E., Burke E.J., Cox P.M., Friedlingstein P., Hugelius G., Westermann S. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming // Nature Clim Change. 2017. V. 7. P. 340–344.

Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Khomutov A.V. Gas-emission craters of the Yamal and Gydan peninsulas: A proposed mechanism for lake genesis and development of permafrost landscapes // Permafrost Periglac. Process. 2019. V. 30. P. 146–162.

Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016

Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., Arheimer B., Kalugin A., Krylenko I., Lavrenov A. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues // Climatic Change. 2017. V. 141. P. 499–515. https://doi.org/10.1007/s10584-016-1710-5

Guo D., Wang H. CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions // Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2016. V. 121. P. 4499–4517.
https://doi.org/10.1002/2015JD024108

Hugelius G., Bockheim J.G., Camill P. A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region // Earth System Science Data 2013. V. 5. P. 393–402.

IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2022. 3056 p.
https://doi.org/10.1017/9781009325844

Jorgenson M.T., Racine C.H., Walters J.C. Permafrost Degradation and Ecological Changes Associated with a WarmingClimate in Central Alaska // Climatic Change. 2001. V. 48. P. 551–579.

Kizyakov A., Zimin M, Sonyushkin A., Dvornikov Yu., Khomutov A., Leibman M. Comparison of gas emission crater geomorphodynamics on Yamal and Gydan peninsulas (Russia), based on repeat very-high-resolution stereopairs // Remote Sens. 2017. V. 9. P. 1023–1036.

Kleinen T., Brovkin V. Pathway-dependent fate of permafrost region carbon // Environ. Res. Lett. 2018. V. 13. P. 094001.

Lawrence D.M., Slater A.G. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. № 24. P. L24401.

Nelson F., Outcalt S. A computational method for prediction and regionalization of permafrost // Arctic and Alpine Research. 1987. V. 19. № 3. P. 279–288.

Obu J., Westermann S., Bartsch A. et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km^2 scale // Earth-Science Reviews. 2019. V. 193. P. 299–316.

Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schadel C. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.

Smith S.L., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Burn C.R., Allard M., Clow G.D., Yoshikawa K., Throop J. Thermal State of Permafrost in North America: A Contribution to the International Polar Year // Permafrost Periglac. Process. 2010. V. 21. P. 117–135.

Stendel M., Christensen J.H. Impact of global warming on permafrost condition in a coupled GCM // Geophys. Research Letters. 2002. V. 29. № 13. P. 1632.

Slater A.G., Lawrence D.M. Diagnosing present and future permafrost from climate models // Journ. of Climate. 2013. V. 26. P. 5608–5623.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 485–498.
https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1

van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M. The representative concentration pathways: an overview // Climatic Change. 2011. V. 109. P. 5–31.
https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z

Vasiliev A.A, Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.S., Streletskiy D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic // Environmental Research Letters. 2020. V. 15. № 4. P. 045001.

Wahlen M. The global methane cycle // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1993. V. 21. P. 407–426.

Wagner A.M., Lindsey N.J., Dou S. Permafrost degradation and subsidence observations during a controlled warming experiment // Science Report. 2018. V. 8. P. 10908.
https://doi.org/10.1038/s41598-018-29292-y

Zhang T., Barry R.G., Knowles K., Heginbottom J.A., Brown J. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere // Polar Geography. 2008. V. 31. № 1–2. P. 47–68.

Zhang T., Stamnes K. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska // Permafrost and Periglacial Processes. 1998. V. 9. № 3. P. 229–246.

Citation: ***Arzhanov M.M., Mokhov I.I.*** **Model assessments of the Northern Hemisphere continental permafrost changes in the 21st century.** ***Led i Sneg.*** **Ice and Snow. 2025, 65 (1): 148–163. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010116**

Model assessments of the Northern Hemisphere continental permafrost changes in the 21st century

© 2025 M. M. Arzhanov[a,#], I. I. Mokhov[a,b]

[a]*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Moscow State University, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: arzhanov@ifaran.ru*

Received October 4, 2024; revised December 12, 2024; accepted December 25, 2024

Using the results of simulations with an ensemble of Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models, an analysis of the regimes of the Northern Hemisphere continental permafrost in the 21st century was carried out under various scenarios of anthropogenic forcing. It is noted that the modern boundaries of the permafrost in Northern Eurasia and North America are realistically reproduced using various frost indices based on air temperature and ground temperature. Using various indices, the near-surface permafrost area at the beginning of the 21st century. estimated in the range of 11.5–13.1 million km^2. At the same time, the range of the near-surface permafrost area estimates based on simulations with CMIP6 models using the ground temperature is about 11 million km^2, which is half as much as similar estimates for the previous generation CMIP5 models. The maximum value of the area trend in the 21st century (–125 thousand km^2/year), obtained under the most aggressive scenario ssp5-8.5 is almost twice as large in absolute value as under the least aggressive scenario ssp1.2-6. A decrease in the sensitivity of the permafrost area to changes in global air temperature from the least aggressive to the most aggressive scenario of anthropogenic impacts was revealed: –3.3 million km^2/°C under scenario ssp1-2.6, –2.9 million km^2/°C under scenario ssp2-4.5 and –2.1 million km^2/°C under scenario ssp5-8.5. Analysis of the results showed that with an increase in the rate of global warming for the most aggressive anthropogenic scenarios, a significant increase in temperature in high latitudes leads to rapid degradation of the permafrost in the second half of the 21st century in the north of Eurasia, and according to certain models in Tibet and North America with the exception Canadian Arctic.

Keywords: climate change, permafrost, temperature indicies, global climate models, CMIP6

REFERENCES

Anisimov O.A., Nelson F.E. Application of mathematical models to investigation of the climate – permafrost coupling. Russian Meteorology and Hydrology. 1990, 10: 13–19 [In Russian].

Anisimov O.A., Velichko A.A., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Nechaev V.P. Effect of climate change on permafrost in the past, present and future. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2002, 38 (1): 25–39 [In Russian].

Arzhanov M.M., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Simulation of characteristics of thermal and hydrologic soil regimes in equilibrium numerical experiments with a climate model of intermediate complexity. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2008, 44 (5): 591–610 [In Russian].

Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Demchenko P.F., Mokhov I.I., Khon V.Ch. Simulation of thermal and hydrological regimes of Siberian river watersheds under permafrost conditions from reanalysis data. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2008, 44 (1): 86–93 [In Russian].

Arzhanov M.M., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Modelling of subsidence of perennially frozen soil due to thaw for the Northern Hemisphere during the 21st century. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2010, XIV (3): 37–42 [In Russian].

Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Impact of climate changes over the extratropical land on permafrost dynamics under rcp scenarios in the 21st century as simulated by the IAP RAS climate model. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology. 2013, 7: 31–42 [In Russian].

Arzhanov M.M., Mokhov I.I. Temperature trends in the permafrost of the Northern Hemisphere: comparison of model calculations with observations. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2013, 449 (1): 87–92 [In Russian].

Arzhanov M.M., Mokhov I.I. Model assessments of organic carbon amounts released from long-term permafrost under scenarios of global warming in the 21st century. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2014, 455 (3): 328–331 [In Russian].

Arzhanov M.M., Mokhov I.I. Stability of Continental Relic Methane Hydrates for the Holocene Climatic Optimum and for Contemporary Conditions. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2017, 476 (4): 456–460 [In Russian].

Arzhanov M.M., Malakhova V.V. Modeling the accumulation and transition to the relic state of methane hydrates in the permafrost of Northwestern Siberia. *Fizika Zemli*. Physics of the Earth. 2023, (2): 149–161 [In Russian].

Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Y.A., Fakashchuk N.Yu., Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of regional and local change in climate and thermal state of permafrost. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2019, (4): 99–109 [In Russian].

Demchenko P.F., Velichko A.A., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Nechaev V.P. Dependence of Permafrost Conditions on Global Warming: Comparison of Models, Scenarios, and Paleoclimatic Reconstructions. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2002, 38 (2): 165–174 [In Russian].

Demchenko P.F., Eliseev A.V., Arzhanov M.M., Mokhov I.I. Impact of Global Warming Rate on Permafrost Degradation. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2006, 42 (1): 35–43 [In Russian].

Denisov S.N., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Arzhanov M.M. Model Estimates of Global and Regional Atmospheric Methane Emissionsof Wetland Ecosystems. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2015, 51 (5): 543–549 [In Russian].

Eliseev A.V., Mokhov I.I., Arzhanov M.M., Demchenko P.F., Denisov S.N. Interaction of the methane cycle and processes in wetland ecosystems in a climate model of intermediate complexity. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2008, 44 (2): 147–162 [In Russian].

Mokhov I.I., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Khon V.Ch., Khvorost'yanov D.V. Estimation of global and regional climate changes during the 19–21st centuries on the basis of the IAP RAS model with consideration for anthropogenic forcing. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2002, 38 (5): 629–642 [In Russian].

Mokhov I.I., Eliseev A.V., Demchenko P.F., Khon V.Ch., Akperov M.G., Arzhanov M.M., Karpenko A.A., Tikhonov V.A., Chernokulsky A.V., Sigaeva E.V. Climate changes and their assessment based on the IAP RAS global model simulations. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 402 (2): 243–247 [In Russian].

Mokhov I.I., Eliseev A.V., Arzhanov M.M., Demchenko P.F., Denisov S.N., Karpenko A.A. Modelirovanie izmenenij klimata v vysokih shirotah s ispol'zovaniem klimaticheskoj modeli IFA RAN. Izmenenie okruzhayushchej sredy i klimata. Prirodnye processy v polyarnyh oblastyah Zemli. Modeling climate change at high latitudes using the IAP RAS climate model. Environmental and climate change. V. III. Pt. II. Natural processes in the polar regions of the Earth. Moscow: Institute of Geography RAS, 2008: 13–19 [In Russian].

Mokhov I.I., Eliseev A.V. Modeling of global climate variations in the 20th–21st centuries with new RCP scenarios of anthropogenic forcing. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2012, 443 (6): 732–736 [In Russian].

Mokhov I.I., Malakhova V.V., Arzhanov M.M. Model estimates of intra- and intersentennial degradation of permafrost on the Yamal peninsula under warming. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2022, 506 (2): 97–104.

Mokhov I.I., Khon V.Ch. Hydrological regime in siberian river basins: model estimates of changes in the 21st century. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2002, 2: 77–91 [In Russian].

Pavlov A.V., Malkova G.V. Small-scale mapping of trends of the contemporary ground temperature changes in the Russian North. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2009, XIII (4): 32–39 [In Russian].

Pavlova T.V., Kattsov V.M., Nadyozhina Ye.D., Sporyshev P.V., Govorkova V.A. Terrestrial cryosphere evolution through the xx and xxi centuries as simulated with the new generation of global climate models. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2007, XI (2): 3–13 [In Russian].

Alexeev V.A., Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Lawrence D.M. An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost. Geophys. Research Leters. 2007, 34 (9): L09502.

Alexandrov G.A., Ginzburg V.A., Insarov G.E. CMIP6 model projections leave no room for permafrost to persist in Western Siberia under the SSP5-8.5 scenario. Climatic Change. 2021, 169: 42. https://doi.org/10.1007/s10584-021-03292-w

Anisimov O.A., Nelson F.E. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. Global Planetary Change. 1996, 14: 59–72.

Anisimov O., Zimov S. Thawing permafrost and methane emission in Siberia: Synthesis of observations, reanalysis, and predictive modeling. Siberian Environmental Change. 2020, 50: 2050–2059.

Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I. Modeling thermal regime and evolution of the methane hydrate stability zone of the Yamal peninsula permafrost. Permafrost Periglac. Process. 2020, 31: 487–496.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. Permafrost is warming at a global scale. Nat. Commun. 2019, 10: 264. https://doi.org/0.1038/s41467-018-08240-4

Brown J.O.F., Heginbottom J.A., Melnikov E. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2. Boulder, Colorado, USA: NASA, 2002. https://doi.org/10.7265/skbg-kf16

Burke E.J., Zhang Y., Krinner G. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change. The Cryosphere. 2020, 14: 3155–3174.

Chadburn S.E., Burke E.J., Cox P.M., Friedlingstein P., Hugelius G., Westermann S. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. Nature Clim. Change. 2017, 7: 340–344.

Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Khomutov A.V. Gas-emission craters of the Yamal and Gydan peninsulas: A proposed mechanism for lake genesis and development of permafrost landscapes. Permafrost Periglac. Process. 2019, 30: 146–162.

Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Geosci. Model Dev. 2016, 9: 1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016

Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., Arheimer B., Kalugin A., Krylenko I., Lavrenov A. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues. Climatic Change. 2017, 141: 499–515. https://doi.org/10.1007/s10584-016-1710-5

Guo D., Wang H. CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions. J. Geophys. Res. Atmos. 2016, 121: 4499–4517.

Hugelius G., Bockheim J.G., Camill P. A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region. Earth Syst. Sci. Data 2013, 5: 393–402.

IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2022: 3056 p. https://doi.org/10.1017/9781009325844

Jorgenson M.T., Racine C.H., Walters J.C. Permafrost Degradation and Ecological Changes Associated with a Warming Climate in Central Alaska. Climatic Change. 200, 48: 551–579.

Kizyakov A., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Yu., Khomutov A., Leibman M. Comparison of gas emission crater geomorphodynamics on Yamal and Gydan peninsulas (Russia), based on repeat very-high-resolution stereopairs. Remote Sens. 2017, 9: 1023–1036.

Kleinen T., Brovkin V. Pathway-dependent fate of permafrost region carbon. Environment Research Letters. 2018, 13: 094001.

Lawrence D.M., Slater A.G. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. Geophys. Research Letters. 2005, 32 (24): L24401.

Nelson F., Outcalt S. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. Arctic and Alpine Research. 1987, 19 (3): 279–288.

Obu J., Westermann S., Bartsch A. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km^2 scale. Earth-Science Reviews. 2019, 193: 299–316.

Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schadel C. Climate change and the permafrost carbon feedback. Nature. 2015, 520: 171–179.

Smith S.L., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Burn C.R., Allard M., Clow G.D., Yoshikawa K., Throop J. Thermal State of Permafrost in North America: A Contribution to the International Polar Year. Permafrost Periglac. Process. 2010, 21: 117–135.

Stendel M., Christensen J.H. Impact of global warming on permafrost condition in a coupled GCM. Geophys. Research Letters. 2002, 29 (13): 1632.

Slater A.G., Lawrence D.M. Diagnosing present and future permafrost from climate models. Journal of Climate. 2013, 26: 5608–5623.

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012, 93: 485–498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1

v*an Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M.* The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change. 2011, 109: 5–31. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z

Vasiliev A.A, Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.S., Streletskiy D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic. Environmental Research Letters. 2020, 15 (4): 045001.

Wahlen M. The global methane cycle. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1993, 21: 407–426.

Wagner A.M., Lindsey N.J., Dou S. Permafrost degradation and subsidence observations during a controlled warming experiment. Sci Rep. 2018, 8: 10908. https://doi.org/10.1038/s41598-018-29292-y

Zhang T., Barry R.G., Knowles K., Heginbottom J.A., Brown J. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. Polar Geography. 2008, 31 (1–2): 47–68.

Zhang T., Stamnes K. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska. Permafrost and Periglacial Processes. 1998, 9 (3): 229–246.

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 164–178

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

УДК 551.89

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ ЧАСТИЦ В ЛЕДНИКОВОМ КЕРНЕ ВУЛКАНА УШКОВСКИЙ

© 2025 г. А. Г. Хайрединова[1], М. М. Виноградова[1], М. А. Воробьёв[1,*], С. С. Кутузов[2], Ю. Н. Чижова[1,3], С. В. Закусин[3,4], В. Н. Михаленко[1]

[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия*
[2]*Школа наук о Земле, Университет штата Огайо, Колумбус, США*
[3]*Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*
[4]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
**e-mail: m.vorobyev@igras.ru*

Поступила 09.11.2024 г.
После доработки 13.12.2024 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Осенью 2022 г. на Камчатке в кратере вулкана Ушковский получен неглубокий ледниковый керн длиной 14 м. Представлены результаты исследования минеральных частиц из ледникового керна, отобранного в этом регионе. Анализ включает определение концентрации пыли и её сезонной цикличности, минералогический состав и оценку потенциальных источников поступления частиц.

Ключевые слова: ледниковый керн, минеральные частицы, Камчатка, Ушковский

DOI: 10.31857/S2076673425010129, **EDN**: GXYQSY

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые керны представляют собой важнейший архив информации о прошлом климата Земли и составляют основу для палеоклиматических исследований. Они содержат в себе не только данные об изменении температуры и концентрации парниковых газов, но также информацию о минеральных частицах, захваченных в ледниковых слоях в результате атмосферного переноса пыли (Kutuzov et al., 2019). Минеральные аэрозоли, присутствующие в ледниках, играют ключевую роль в понимании климатических и атмосферных процессов, происходивших на протяжении тысячелетий (Steffensen et al., 2008).

Изучение минеральных частиц в ледниковых кернах позволяет реконструировать источники и пути переноса пыли, а также оценить влияние вулканической и пылевой активности на климат. Например, исследования кернов из Гренландии и Антарктиды показали, что концентрация минеральных частиц значительно возрастает в периоды ледниковых максимумов, указывая на усиление ветров и увеличение сухости климата в эти периоды (Ruth et al., 2003; Lambert et al., 2008). Анализ минерального состава микрочастиц может быть использован для определения основных источников их происхождения (Bory et al., 2003; Svensson et al., 2008; Kutuzov et al., 2016).

Полуостров Камчатка обладает уникальными климатическими особенностями, сочетая морской и континентальный типы климата при суровых температурных условиях, избыточном увлажнении и значительной роли циклонической деятельности. Активная вулканическая деятельность и сильные ветра способствуют значительному переносу минеральных частиц, и ледниковые керны могут содержать информацию о региональных климатических изменениях и вулканической активности.

В прошлом в регионе было получено два глубоких керна на ледниках вулканов Ушковский и Ичинский (Shiraiwa et al., 1999; Matoba et al., 2007), однако данных по содержанию минеральной пыли опубликовано не было. Недавние исследования показали, что в настоящее время ледники Камчатки претерпевают изменения, связанные с преобразованием структуры питания ледника и участием талой воды в льдообразовании, что влияет на химическую и изотопную запись (Matoba et al., 2011; Chizhova et al., 2024). В связи с этим знание о содержании минеральных частиц и его сезонном ходе может сыграть ключевую роль в изучении ледниковых кернов данного региона.

В работе впервые публикуются результаты исследования микрочастиц в ледниковом керне, полученном на одном из ледников Камчатки. По данным о концентрации, сезонной цикличности и минералогическому составу была проведена оценка потенциальных источников поступления частиц.

МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

Район исследования. Вулкан Ушковский (56.04° с. ш., 160.28° в. д.), расположенный на полуострове Камчатка, входит в состав Ключевской группы вулканов, находящейся в центральной части полуострова. Кратер Горшкова, диаметром около 750 м и глубиной примерно 240 м, заполнен льдом. Среднегодовая температура льда на глубине 10 м составляет −15.8 °C (Sato et al., 2013).

Общая циркуляция атмосферы на Камчатке определяется взаимодействием арктических и тихоокеанских воздушных масс. Основной источник влаги в регионе – Тихий океан и Охотское море, что объясняет обильные снегопады, особенно в зимний период. В холодное время года преобладают воздушные потоки с северо-запада и севера, которые приносят холодный воздух, обогащённый влагой, что способствует обильным снегопадам. Летом же преобладают юго-восточные и южные воздушные потоки, которые приносят тёплый и влажный воздух с океана, создавая условия для высокой облачности и частых осадков.

Анализ обратных траекторий воздушных масс для точки бурения, проведённый с использованием модели NOAA HYSPLIT (Stein et al., 2015) (рис. 1), показал значительную сезонную изменчивость. Зимой перенос воздушных масс из аридных регионов Азии, где возможна эмиссия значительного количества минеральных частиц в атмосферу, снижен из-за формирования Сибирского антициклона, который развивается на северо-западе, и Алеутской области пониженного давления – циклона, который формируется на западе. Летом преобладает Тихоокеанский антициклон, который развивается на юго-востоке. Это приводит к поступлению холодных континентальных воздушных масс, приходящих с северо-запада зимой, и к перемещению тёплых влажных воздушных масс через полуостров с юго-востока на северо-запад летом (Jones, Solomina, 2015).

В летнее время воздушные массы могут приносить минеральную пыль из пустынных и полупустынных регионов Азии, включая пустыни Гоби, Такла-Макан, а также аридные районы Южной Сибири. Эти регионы особенно активны в весенне-летний период, когда частые пыльные бури поднимают в воздух большое количество минеральных частиц. Аэрозоли из засушливых регионов могут переноситься на большие расстояния, оседая на ледниках в Арктике и на субарктических территориях (Bory et al., 2003; Steffensen et al., 2008). Похожие исследования на Аляске продемонстрировали, что частицы атмосферной пыли из пустынь Центральной Азии могут достигать ледниковых областей (Yasunari et al., 2009). В то же время установлено, что около 2–3% минеральной пыли поступает в атмосферу из источников, расположенных в Арктической зоне выше 50° с.ш., что составляет порядка 27% от содержания атмосферной пыли в Арктике (Bullard et al., 2016). Однако эмиссия в Арктике изучена всё ещё слабо, в частности показано, что в Исландии, на Шпицбергене, Аляске и Гренландии основными источниками атмосферной пыли служат перигляциальные и парагляциальные отложения, характеризующиеся преобладанием мелкодисперсного материала и отсутствием растительности (Bullard et al., 2016). Очевидно, что обширные перигляциальные области на Архипелагах Российской Арктики также могут служить источниками минеральной пыли.

Полевые и лабораторные методы. В результате бурения ледника в кратере Горшкова на вулкане Ушковский был получен ледниковый керн длиной 14 м. Научное оборудование, снаряжение и участники экспедиции были доставлены вертолётом 15.09.2022. Бурение проводилось на высоте 3950 м с использованием буровой установки GeoTech. Полученный ледниковый керн был перевезён в Москву в замороженном состоянии. Подготовка образцов и основные анализы были выполнены в лаборатории палеоэкологических реконструкций в Институте географии РАН.

Первичная подготовку проб выполняли в морозильной камере при температуре −20 °C. Было произведено стратиграфическое описание ледникового керна. Для получения детализированной информации керн был нарезан на образцы с интервалом 5 см. Каждый образец разделяли на две части: одна половина сохранялась в архиве для дальнейшего использования, другая обрабатывалась для проведения анализов. Фирновую часть керна очищали керамическим ножом от внешних загрязнений в условиях морозильной камеры. Лёд проходил трёхстадийную обработку в ультрачистой воде (18.2 МОм·см) в лабораторных условиях. Затем образцы плавили при температуре 21 °C в полипропиленовой банке с завинчивающейся крышкой в ламинарном шкафу. Всё оборудование и посуда, использованные при пробоподготовке, были предварительно промыты деонизованной водой (18.2 МОм·см).

Концентрации частиц минеральной пыли измеряли в чистой комнате с использованием счётчика Beckman Coulter Counter Multisizer 4e с 400 каналами от 2 до 60 мкм. Фоновые концентрации микрочастиц в электролите контролиро-

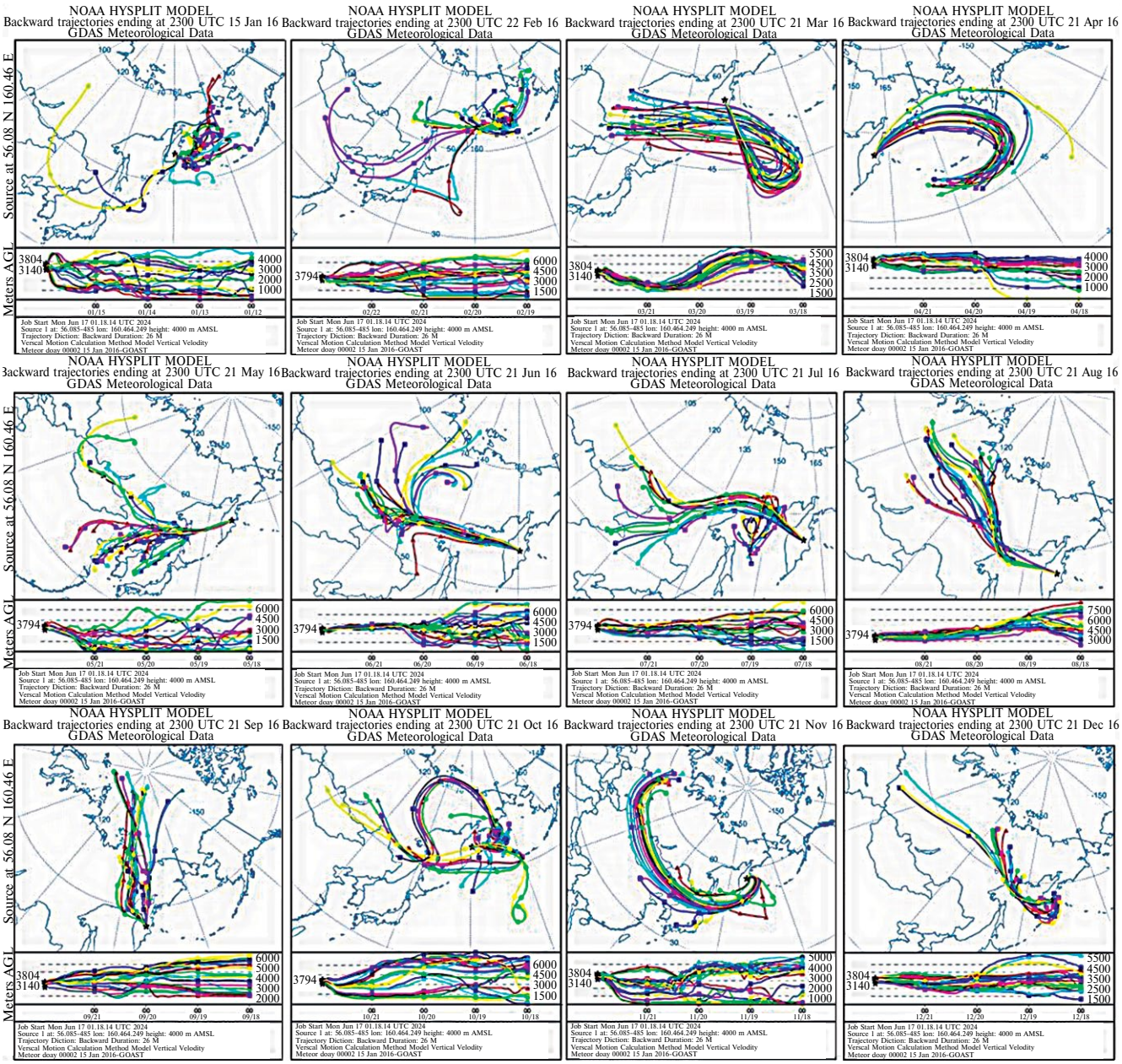


Рис. 1. Обратные траектории движения воздушных масс (NOAA Hysplit model). Исходная точка – место бурения на вулкане Ушковский (3794 м). Траектории построены для середины каждого месяца 2016 г. на 96 ч назад

Fig. 1. Backward trajectories of air mass transport (NOAA Hysplit model). The starting point is the drilling location on Ushkovsky Volcano (3794 m). Trajectories were constructed for the middle of each month in 2016, going back 96 hours

вались на протяжении всего измерения и составляли менее 200–500 частиц на миллилитр и не превышали 5% от концентрации частиц в самом чистом образце.

Перед анализом образцы трижды переворачивали для гомогенизации микрочастиц и предотвращения осаждения крупных частиц. Каждый образец измеряли не менее трёх раз, при этом для анализа использовали среднее значение результатов трёх измерений. Размеры частиц определяли как сферические эквивалентные диаметры в микрометрах. Для анализа частиц на минералогический состав образцы были подготовлены с использованием системы вакуумной фильтрации MilliSolve. Для удаления контаминантов использовались мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. В качестве внешних фильтров применялись поликарбонатные фильтры с диаметром пор 0.2 мкм.

Снимки фильтров для визуального анализа получены с использованием оптического стереомикроскопа Leica MZ6, оснащённого объективами 1x и 2x, а также окуляром 10x. Для обработки изображений использовалась программа Thixomet lite.

Дифрактограммы образцов снимались на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова при помощи рентгеновского дифрактометра Rigaku Ultime-IV (Япония). Дифрактометр оснащён рентгеновской трубкой с Cu-анодом, полупроводниковым матричным детектором DTex/Ultra. Для подавления Kβ линии меди использовался Ni фильтр. Скорость съёмки 3°2θ/мин. Количественный минеральный состав образцов определялся методом Ритвельда (Post & Bish, 1989) в программном комплексе Profex (Doebelin, 2015).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Концентрация минеральных частиц. Верхняя часть ледникового керна состоит из снега с тонкими прослоями льда, с глубины 2 м наблюдается чередование льда и льдистого фирна (рис. 2, *а*). Лёд в точке бурения формируется с участием инфильтрационной воды за счёт частых жидких осадков в летний период и проникновения дождевой воды вглубь толщи, а также сезонного таяния.

Предварительное датирование ледникового керна выполнено с использованием профилей изотопного состава (Chizhova et al., 2024) и реперных горизонтов вулканического пепла (Горбач и др., 2024). Горизонты были датированы по положительным пикам значений $\delta^{18}O$, которые являются индикаторами тёплого сезона; в то же время отрицательные пики, характерные для зимы, выражены слабее. Границы годовых слоёв определяли как середина летнего периода (рис. 2, *в*).

Анализ вулканических стёкол в керне позволил определить происхождение пепловых горизонтов (Горбач и др., 2024). Пепел с глубины 89–94 см связан с извержением вулкана Безымянного в октябре 2020 г., а с глубины 348–354 см – с извержением вулкана Шивелуч в декабре 2018 г. На глубине 761–777 см выявлены следы извержений вулканов Безымянного, Ключевского и Кизимена (2010–2011 гг.), но сохранение изотопного сигнала в этом интервале неоднозначно (Горбач и др., 2024).

Проведённый анализ концентрации минеральной пыли в сочетании с изотопными данными ($\delta^{18}O$) позволил выявить цикличность поступления минеральной пыли и уточнить датировку ледникового керна. Установлено, что концентрация минеральной пыли в керне зависит от сезонной изменчивости, а также отдельных событий переноса пыли из аридных районов и вулканической деятельности (Горбач и др., 2024).

Сравнение стратиграфии ледникового керна и распределения массовой концентрации минеральной пыли (Cn) показывает, что пепловые горизонты (тёмно-серые участки) совпадают с резкими повышениями концентрации пыли. Например, на глубинах около 3.5 м (извержение вулкана Шивелуч в 2018 г.) и около 8 м (извержения 2010–2013 гг.) наблюдаются значительные пики, связанные с вулканической активностью. Так, к вулканическим горизонтам можно отнести значительные повышения концентрации на глубинах: 0.89 м (220.824 частиц/мл), 3.5 м (Cn = $12.9 \cdot 10^6$ частиц/мл), 7.56–7.61 м (Cn = $1.1 \cdot 10^6$ частиц/мл) и 8.2 м (Cn = $22.2 \cdot 10^6$ частиц/мл). В участках без пепловых отложений массовая концентрация пыли остаётся на более низком уровне, что соответствует фоновым значениям и сезонным колебаниям.

Для оценки сезонного хода минеральных частиц, связанных преимущественно с атмосферными процессами, образцы с повышенной концентрацией частиц, относящейся к вулканической деятельности, не рассматривались. Анализ концентрации пыли без вулканического привноса показал явную сезонную цикличность. Отчётливые летние пики фиксируются на глубинах: 0.81, 3.85, 4.5, 5.24, 5.89, 6.75 и 8 м. На участке 8–14 м заметно общее снижение количества поступающих частиц, при этом цикличность присутствует, но с менее выраженными пиками летней активности.

Минимальные значения концентрации пыли были зафиксированы на глубине 1.19 м и составили 356.4 ppb, что характерно для зимних периодов с минимальным поступлением пыли. Максимальные значения фоновой концентрации частиц зафиксированы на глубине 4.5 м (45969 ppb). Средняя массовая концентрация пыли по всем данным составляет 5099 ppb, а медиана 2784 ppb. Анализ размерности частиц показал, что от 66 до 100% (при среднем значении 91%) составляют частицы размерностью меньше 5 мкм. Соответственно, количество частиц больше 5 мкм варьирует от 0 до 33% (при среднем значении 9%).

Изменчивость минерального и химического состава микрочастиц. Минеральная пыль, которая переносится на дальние расстояния, осаждается на ледники и напрямую влияет на химический состав снега и льда. В результате в толще ледника образуются слои с различной концентрацией частиц. Изменчивость количества (Cn, частиц/мл) и массы (Cm, ppb) микрочастиц зависит от условий эмиссии, переноса и осаждения.

Основные ионные примеси в кернах льда можно разделить на категории по их типичным источникам (Legrand et al., 1997). Среди ионов, поступающих с поверхности морей и океанов, преобладают ионы растворимых солей, как правило, натрия (Na^+), хлора (Cl^-) и калия (K^+). С поверхности

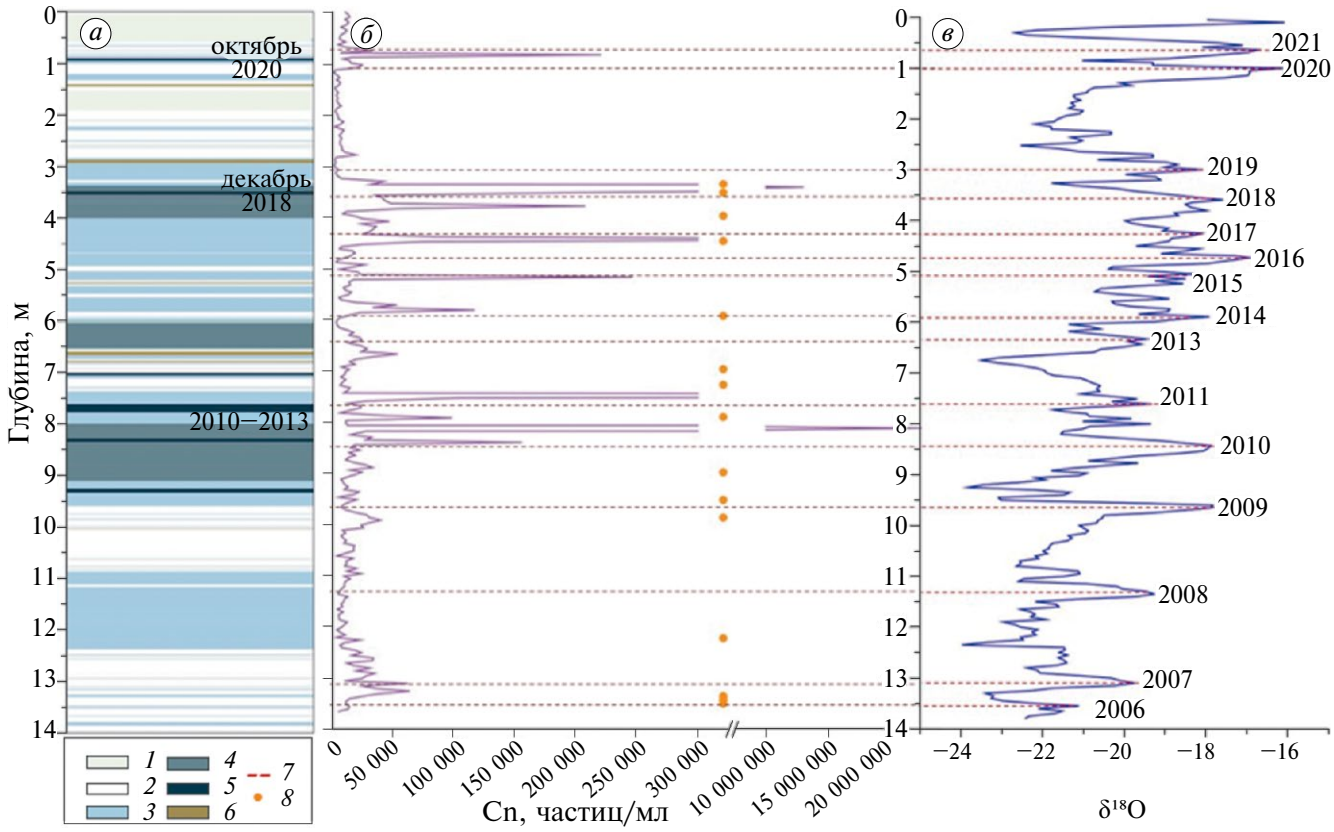


Рис. 2. Стратиграфия ледникового керна (*а*): *1* – снег, *2* – фирн, *3* – лёд, *4* – рассеянный пепел, *5* – пепловые горизонты, *6* – загрязнения, предположительно отличные от пеплов. Распределение содержания минеральный пыли (Cn) по глубине (*б*). Распределение $\delta^{18}O$. *7* – границы датирования керна. *8* – место отбора проб на минералогический анализ (*в*)

Fig. 2. Stratigraphy of the ice core. *1* – snow, *2* – firn, *3* – ice, *4* – dispersed ash, *5* – ash layers, *6* – contaminants, presumably different from ash (*a*). Depth distribution of mineral dust content (Cn) (*б*). Distribution of $\delta^{18}O$. *7* – core dating boundaries. *8* – sampling location for mineralogical analysis (*в*)

суши ионы поступают из пыли, переносимой ветром, в них преобладают ионы кальция (Ca^{2+}), также присутствуют ионы натрия, магния (Mg^{2+}) и сульфаты (SO_4^{2-}). Антропогенными являются нитраты (NO_3^-), ионы аммония (NH_4^+) и сульфаты. Эти ионы могут поступать также в виде продуктов сжигания биомассы. В то же время фториды, ионы кальция и магния могут поступать на поверхность ледников в результате вулканической активности.

При исследовании минеральной пыли особый интерес представляют Ca^{2+} и Mg^{2+}, поскольку именно эти катионы зачастую являются основными составляющими минеральной пыли.

В рамках настоящего исследования установлено, что в распределении минеральной пыли отмечается сезонная цикличность, при этом наблюдаются несовпадения с распределением химических элементов (рис. 3). Как было уже упомянуто, в керне присутствует значительная доля инфильтрационного льда, что говорит об участии талой воды в рекристаллизации льда. В случае с химическими элементами инфильтрация воды может приводить к миграции соединений в нижележащие слои.

Коэффициент корреляции для всего массива данных между массовой концентрацией пыли (Cm) и содержанием Mg^{2+} равен −0.05, что указывает на слабую отрицательную корреляцию в исходных данных. При этом коэффициент корреляции для участка 0–8 м составляет 0.32, что говорит об умеренной положительной корреляции. То же самое можно наблюдать и с катионом Ca^{2+}. Коэффициент корреляции между Cm и Ca^{2+} на всей глубине составляет −0.08, а для участка 0–8 м он равен 0.3.

Сравнение графиков распределения частиц (Cn, Cm) с графиками распределения кальция и магния позволяет выявить ряд закономерностей. На участке глубин от 3 до 8 м зоны повышенной фоновой концентрации частиц расположены выше, чем схожие пики концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+}, т.е. существует смещение профилей распределения химических соединений. На рис. 4 приведён

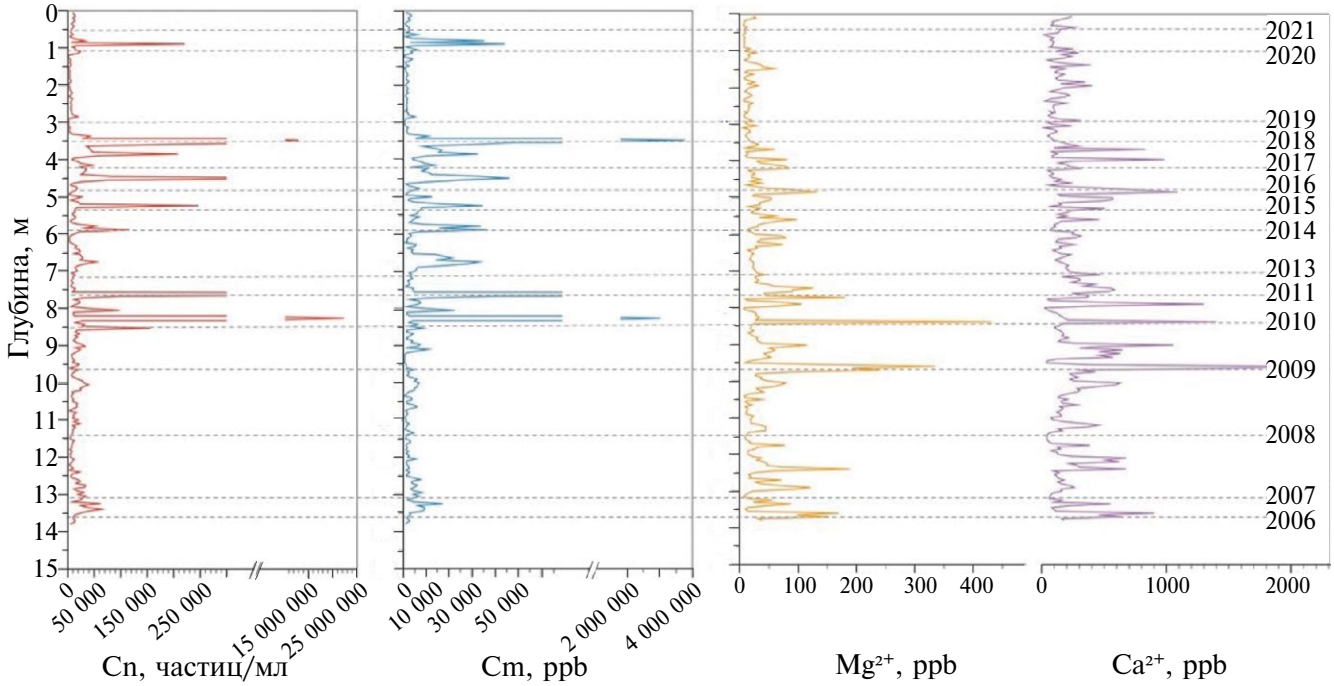


Рис. 3. Профили распределения массовой (Cm) и числовой (Cn) концентраций минеральной пыли и ионов кальция и магния с глубиной ледникового керна

Fig. 3. Profiles of the mass (Cm) and numerical (Cn) concentrations of mineral dust and the concentrations of calcium and magnesium ions with depth in the ice core

визуальный анализ, где показано вероятное соответствие максимумов распределения Cm и Mg^{2+}.

Для массивов данных Cm и Mg^{2+} рассчитана кросс-корреляция по всей длине керна (рис. 5, табл. 1), которая показывает значения выше пороговых, отличных от шума, при сдвиге на 6 и 7 значений (что соответствует 30 и 35 см). Сравнение проводилось без учёта пиков, соответствующих привносу вулканического материала в данных содержания минеральной пыли. Так, при учёте смещения профилей концентрации Mg^{2+} и Ca^{2+} на 30–35 см по глубине связь с концентрацией частиц на этом участке керна улучшается, что может говорить о миграции химических элементов в нижележащие слои в процессе формирования снежно-фирновой толщи.

Процессы миграции химических элементов происходят с различной интенсивностью в разные годы. Для более глубоких слоёв керна смещение данных с другим шагом также позволило достичь значимых коэффициентов корреляции, что говорит о неравномерности миграции в зависимости от метеорологических особенностей отдельных летних сезонов. Так, в более тёплые сезоны с повышенной интенсивностью таяния может происходить глубокая миграция катионов из верхних слоёв льда, что вызывает временное смещение их пикового содержания относительно концентрации пыли. В другие годы, при менее активном таянии, этот эффект может быть менее заметен или вовсе отсутствовать, что создаёт дополнительные трудности в интерпретации данных о химическом составе ледниковых кернов. При этом концентрация минеральных частиц в меньшей степени подвержена влиянию инфильтрации талой воды и может быть использована для датирования ледниковых кернов Камчатки.

Минеральный состав. Визуально образцы можно разделить на три категории: со слоями пылевых отложений, с крупнозернистым и с мелкодисперсным материалом чёрного цвета.

Анализ методом рентгеновской дифракции показал, что образцы на фильтрах из керна ледника Ушковский представлены в основном полевыми шпатами (плагиоклазами), также в составе присутствуют глинистые минералы: смектит, хлорит, слюдистые минералы и каолинит; из примесных минералов встречаются кальцит, пироксены, амфиболы, аморфный кремнезём и гематит. Результаты количественного минерального анализа представлены в табл. 2. Следует отметить, что из 17 изученных образцов 12 соответствуют визуально заметным прослоям, свидетельствующим о преимущественно вулканическом происхождении (см. рис. 2), тогда как пять образцов в нижней части керна – без видимых вулканических горизонтов.

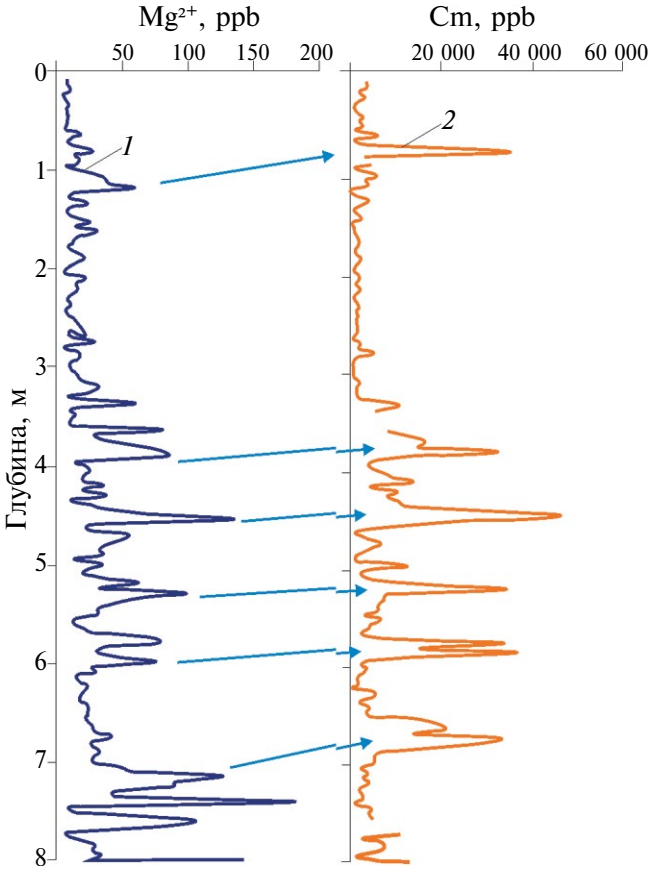


Рис. 4. Графики распределения Mg^{2+}, ppb (*1*) и Cm, ppb (*2*)

Fig. 4. The distribution of Mg^{2+}, ppb (*1*) and Cm, ppb (*2*)

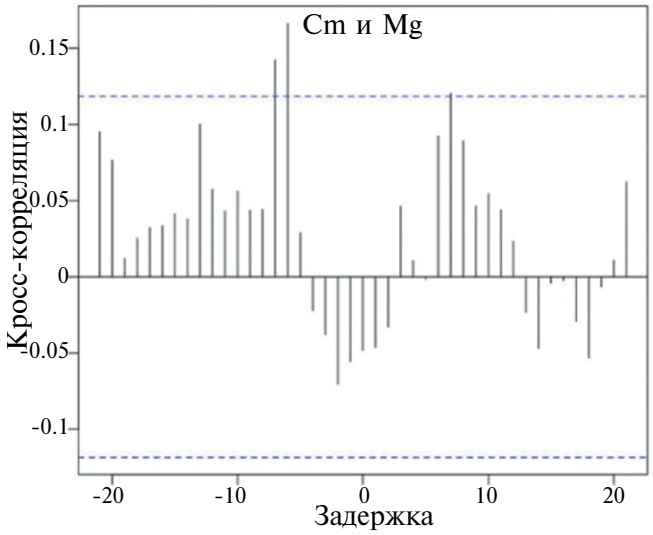


Рис. 5. Кросс-корреляция для двух массивов данных Cm и Mg^{2+}. Ось Y – коэффициент кросс-корреляции. Ось X – временнóй лаг (задержка). Синий пунктир – границы значимости кросс-корреляции

Fig. 5. Cross-correlation for two data arrays, Cm and Mg^{2+}. Y-axis: cross-correlation coefficient. X-axis: time lag (delay). Blue dotted lines: significance boundaries for cross-correlation

На основании полученных данных можно предположить, что минеральные частицы в ледниковом керне вулкана Ушковский могут поступать из трёх потенциальных источников: 1) выветривания местных материнских, преимущественно вулканических пород; 2) отложение частиц вулканического пепла в результате извержений вулканов; 3) отложение частиц из аридных районов в результате дальнего эолового переноса.

Одним из ключевых компонентов во всех интервалах являются плагиоклазы, которые доминируют на всех глубинах, особенно в интервалах USH 337–400 (82.7 %), USH 374–400 (73.6 %) и USH 910–960 (77.3 %). Это указывает на преимущественное присутствие вулканических пород, которые служат основным источником плагиоклазов (Gow et al., 1971; Ram et al., 1996).

Смектит встречается в больших количествах в отдельных интервалах, таких как USH 960–1000 (17%) и USH 337–344, 354–369 (12.7%). Наличие смектитов может свидетельствовать о продолжительном выветривании. Как правило, присутствие глинистых минералов в ледниковых кернах высокогорных ледников указывает на то, что минеральные

Таблица 1. Значения кросс-корреляции для двух массивов данных Cm и Mg

−21	−20	−19	−18	−17	−16	−15	−14	−13	−12	−11
0.095	0.076	0.012	0.025	0.032	0.033	0.041	0.038	0.1	0.057	0.043
−10	−9	−8	−7	−6	−5	−4	−3	−2	−1	0
0.056	0.044	0.044	0.142	0.166	0.029	−0.022	−0.038	−0.07	−0.055	−0.048
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
−0.046	−0.033	0.046	0.011	−0.002	0.092	0.12	0.089	0.047	0.054	0.044
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
0.023	−0.023	−0.047	−0.004	−0.003	−0.029	−0.053	−0.006	0.011	0.062	

Таблица 2. Количественный минеральный состав группы образцов ледника Ушковский, мас. %

Индекс пробы с указанием глубины отбора в см	Смектит	Каолинит	Хлорит	Слюдистые минералы	Кварц	Плагиоклазы	Кальцит	Аморфный кремнезём	Пироксен	Амфиболы	Гематит
USH 337–400	–	–	–	–	1.1	82.7	–	–	10.7	4.7	0.7
USH 337–344, 354–369	12.7	–	–	–	–	78.5	–	–	4.4	3.0	1.5
USH 374–400	11.7	–	–	2.8	1.2	73.6	–	–	7.3	3.5	–
USH 400–445	–	–	2.3	6.3	10.5	77.9	–	–	3.0	–	–
USH 450–460	–	–	4.4	4.5	1.0	80.5	–	–	5.0	4.6	–
USH 599–680	10.2	–	–	3.9	–	67.2	–	11.2	7.6	–	–
USH 761–767	–	–	1.9	12.8	–	67.9	1.5	15.9	–	–	–
USH 705–710, 736–761, 767–772	6.1	–	2.1	8.2	1.2	80.3	2.1	–	–	–	–
USH 800–910	–	–	–	3.4	3.2	43.3	–	40.5	9.7	–	–
USH 800–858	3.2	3.8	–	17.2	5.3	32.2	–	33.6	4.7	–	–
USH 910–960	–	–	–	7.2	4.8	77.3	4.5	–	6.2	–	–
USH 960–1000	17.0	–	–	–	1.1	62.9	–	–	19.0	–	–
USH 1000–1050	6.9	–	26.2	27.5	1.3	36.0	2.1	–	–	–	–
USH 1130–1240	16	–	18	28	4	34	–	–	–	–	–
USH 1240–1335	4	–	21	33	6	33	3	–	–	–	–
USH 1350–1365	20	–	32	27	3	16	2	–	–	–	–
USH 1365–1385	14	–	25	36	5	14	6	–	–	–	–

Серым выделены образцы, соответствующие визуально заметным прослоям вулканического пепла. Прочерк – данные отсутствуют.

частицы поступают на ледник за счёт эолового переноса (Kutuzov et al., 2016). Слюдистые минералы, концентрация которых достигает 27.5% в интервале USH 1000–1050 и 33% в интервале USH 1240–1335, также представляют собой важный компонент осадочного комплекса и могут указывать на перенос тонкодисперсного материала. Содержание амфиболов и пироксенов варьирует в зависимости от глубины. Максимальная концентрация пироксенов зафиксирована в интервале USH 960–1000 (19%), тогда как амфиболы в значительных количествах присутствуют в образце USH 337–400 (4.7%). При этом в образцах ниже ни пироксенов, ни амфиболов не зафиксировано. Амфорный кремнезём достигает максимальной концентрации в интервале USH 800–910 (40.5%), что указывает на наличие вулканического стекла или других аморфных фаз, типичных для вулканических выбросов. Кальцит – характерный минерал эолового переноса, присутствует на разных глубинах с максимальной концентрацией (6%) в интервале USH 1365–1385.

Данные о минеральном составе свидетельствует, что поступление частиц на ледник Ушковский происходит как за счёт локального, так и за счёт дальнего переноса. Данные минерального анализа показывают, что в образцах преобладают частицы, характерные для вулканических пород. Соотношение пироксенов, амфиболов и аморфного кремнезёма может быть использовано для выделения микрочастиц, образовавшихся за счёт выветривания расположенных поблизости выходов вулканических пород и стекловатых частиц пепла. Индикаторами дальнего переноса могут быть содержание глинистых минералов (смектита, каолинита, хлорита) и снижение доли плагиоклазов. Следует учитывать, что отложение частиц на леднике происходит непрерывно и источники частиц в проанализированных образцах смешанные. Исследования среднего минерального состава эоловой взвеси в приводном слое атмосферы над морями Российской Арктики показывают, что содержание хлорита составляет в среднем 24%, и объясняется

это тем, что иллит и хлорит весьма характерны для глинистых минералов почв суши и донных осадков Арктики в соответствии с климатической зональностью. При этом распределение монтмориллонита (смектита) в аэрозолях арктических морей определяется распространением базальтов (Земля Франца-Иосифа, Патомское нагорье, бассейн Лены, Хатанги и Енисея, Аляска) и составляет в среднем 3% (Шевченко и др., 2000). Заметное содержание смектита наблюдается практически во всех образцах, что может говорить о фоновом присутствии частиц эолового переноса в атмосфере. Интересно, что анализ современных отложений лёссов и ледниковых отложений на Аляске показал, что минеральный состав образцов представлен хлоритом, мусковитом, кварцем и плагиоклазом. При этом хлорит является доминирующим минералом, содержащим железо в образцах (Muhs et al., 2013; Koffman et al., 2021). Для сравнения, минеральная пыль азиатских пустынь в среднем содержит преимущественно вторичные минералы, включая иллит (55%), каолинит (29%), хлорит (12%) и смектит (4%), а также около 2% гематита и гетита (Lu et al., 2017).

Проведённое предварительное исследование показывает, что анализ минерального состава потенциально может быть использован для определения источников поступления частиц на ледниках Камчатки. Для более обоснованных выводов об источниках микрочастиц на ледниках Камчатки требуется отбор образцов на минералогический и геохимический анализ из потенциальных источников, которые могут включать как локальные (моренный материал, выходы вулканических пород), так и удалённые (перигляциальные и лёссовые отложения в арктическом регионе и аридные регионы Азии) районы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сезонные вариации. В рамках исследования установлено, что в распределении минеральной пыли присутствует сезонная цикличность, при этом есть несовпадения с распределением тяжёлого изотопа кислорода $\delta^{18}O$. По положительным пикам величин $\delta^{18}O$, как маркеров тёплого периода, были проведены границы годовых слоёв, так как отрицательные пики, характерные для зимнего периода, проявлены хуже (Chizhova et al., 2024). Это может быть связано с особенностями накопления зимних осадков или их частичной потерей. Кроме того, большая часть керна состоит из конжеляционного и инфильтрационного льда, сформированного быстрым замерзанием талой воды. Всё это привело к тому, что датировать керн, опираясь только на распределение значений $\delta^{18}O$, не представляется возможным, и датирование дополнительно опирается на хорошо задокументированные извержения вулканов Камчатки (Горбач и др., 2024). Таким образом, по положительным пикам значения $\delta^{18}O$ льда были получены среднегодовые изотопные характеристики, однако границы сезонов точно определить не удалось. Для высокогорных ледников надёжным маркером перехода от зимнего к летнему сезону служит концентрация иона NH_4^+, основным источником которого в снеге и, соответственно, в ледниковом льду является растительность в активной фенологической фазе, соответствующей тёплому полугодию (Preunkert et al., 2019). Однако в содержание этого иона во льду Камчатки существенный вклад вносит вулканическая активность и лесные пожары, что затрудняет его использование для датировки керна. Поэтому поиск дополнительных сезонных маркеров – актуальная задача.

Пики концентрации минеральных частиц могут свидетельствовать о начале летнего сезона, когда поверхность освобождается от снежного покрова и запылённость атмосферы увеличивается. Несоответствие пиков частиц и значений $\delta^{18}O$ обусловлено тем, что максимальные значения $\delta^{18}O$ не обязательно характеризуют осадки июля, это могут быть осадки любого летнего месяца, и разделение на годовые слои в значительной мере условно. Поскольку дата начала тёплого сезона меняется год от года и не соответствует календарному лету, горизонты с повышенной концентрацией минеральных частиц не совпадают с границами годовых слоёв по $\delta^{18}O$. Помимо этого, при анализе химического и изотопного состава ледниковых кернов Камчатского региона необходимо учитывать влияние инфильтрации талых вод. Так, например, катионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, которые являются индикаторами минеральной пыли, легко мигрируют (Eichler et al., 2001). Из-за нарушения изотопной и химической записей вследствие инфильтрации воды и миграции элементов, пиковые летние концентрации смещаются ниже. Минеральные частицы напротив, остаются в структуре фирна и не мигрируют. Совместное использование графиков распределения минеральной пыли и $\delta^{18}O$ позволяет уточнить датировку ледниковых кернов Камчатки.

Источники поступления минеральных частиц. Отложение минеральной пыли на ледниках Камчатки зависит от вулканической активности, сезонного хода фонового содержания частиц в атмосфере, высоты пограничного слоя и крупных событий переноса пыли из аридных регионов.

В качестве химического маркера минеральных частиц в ледниковых кернах часто используется Ca^{2+}, который, являясь основным катионом карбонатных пород, поступает в атмосферу при пылевых бурях и осаждается на ледниках в результате дальнего переноса аэрозолей (Fischer et al., 2007). Кроме того, было показано, что присутствие минеральных частиц также оказывает существенное

влияние на содержание Mg^{2+} в ледниковом льду (de Angelis et al., 1992; Kutuzov et al., 2019).

Мировой опыт исследований говорит о том, что вероятность переноса минеральных частиц из засушливых районов в ледниковые регионы Северного полушария достаточно высока (Bory et al., 2003; Svensson et al., 2008). Моделирование атмосферного переноса показало, что эти частицы могут перемещаться на тысячи километров, оседая на арктических и субарктических ледниках, что делает подобные события важными для понимания климатических изменений (Kallos et al., 2006; Újvári et al., 2022). Осаждение значительной части минеральных частиц на поверхности ледников Аляски представляет собой результат дальнего переноса аэрозолей, преимущественно из пустынных регионов Центральной Азии, таких как Гоби и Такла-Макан (Yasanuri et al., 2007). В то же время были описаны значительные пыльные бури в перигляциальных областях Аляски (Crusius et al., 2011), а недавние исследования показали, что минеральные частицы, поступающие в атмосферу во время пыльных бурь в долине реки Медной (Copper valley) в Южной Аляске, переносятся на значительные расстояния и достигают Камчатки (Barr et al., 2023).

Возможность дальнего переноса частиц подтверждает анализ их размерности, однако незначительная продолжительность данных в неглубоком керне вулкана Ушковский не позволяет однозначно установить источники происхождения материала. Дополнительные трудности в интерпретации содержания минеральных частиц представляет отложение пепловых горизонтов, в которых концентрация частиц возрастает на несколько порядков. Тем не менее ледниковые керны Камчатки могут быть использованы для исследования процессов переноса минеральных частиц в атмосфере при условии использования комплекса методов, включающих минеральный и химический состав, а также изотопные методы, которые могут быть использованы для более точного определения происхождения материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые представлены данные о содержании и минеральном составе частиц в ледниковом керне вулкана Ушковский на Камчатке. На счётчике частиц Коултера был выполнен анализ твёрдых нерастворимых микрочастиц, состоящих из минеральной пыли и продуктов извержения вулканов в ледниковом керне длиной 14 м, полученном весной 2022 г. в кратере вулкана Ушкоский и охватывающем период с 2006 по 2022 г.

Показано, что массовая концентрация минеральных частиц демонстрирует цикличность, связанную с сезонными изменениями. Однако значительное влияние талой воды на миграцию химических элементов, таких как Ca^{2+} и Mg^{2+}, приводит к смещению их пиков относительно концентрации частиц. Это смещение указывает на процесс миграции катионов, который может происходить неравномерно в разные годы, что влияет на точность интерпретации данных.

Данные о минеральном составе свидетельствуют, что поступление минеральных частиц на ледник Ушковский происходит как за счёт локального (моренный материал, продукты вулканической деятельности), так и за счёт дальнего переноса, вероятно, из аридных районов Евразии, а также из лёссовых отложений в арктическом регионе. Для точного установления источников минеральных частиц требуется проведение дополнительных исследований, включающих изучение минерального и химического состава, а также изотопные методы определения происхождения материала.

Проведённое исследование подчёркивает важность ледниковых кернов для понимания процессов переноса минерального аэрозоля в атмосфере, а также необходимость дальнейших исследований, направленных на уточнение механизмов переноса и динамики поступления минеральных частиц в ледники Камчатки. Будущие работы, включающие длинные ряды распределений минеральных частиц, а также химические и изотопные исследования, смогут предоставить более точные данные о механизмах атмосферного переноса минеральных частиц и их влиянии на ледники в северной части Тихого океана и арктическом регионе.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-17-00159. Лабораторный анализ льда с вулкана Ушковский проводился в рамках Мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России”. Экспериментальные исследования минерального состава были проведены с использованием оборудования, приобретённого за счёт Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Авторы выражают благодарность И.И. Лаврентьеву, П.А. Торопову, Я.Д. Муравьёву и А.А. Абрамову за помощь при бурении и организации работ, Ю.В. Конопляниковой и А.В. Долгих за проведение анализов на стереомикроскопе, С.А. Гараниной и И.А. Морозову за помощь в проведении минерального анализа.

Acknowledgements. This work was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation grant 22-17-00159. Laboratory analysis of ice from the Ushkovsky volcano was carried out as part of the megagrant (Agreement No. 075-15-2021-599 dated June 8, 2021) “Paleoecological Reconstructions

as a Key to Understanding Past, Current, and Future Climate and Environmental Changes in Russia". Experimental studies of minerals composition were partially performed using equipment acquired with the funding of Moscow State University Development Program

The authors express their gratitude to I.I. Lavrentyev, P.A. Toropov, Ya.D. Muravyov, and A.A. Abramov for their assistance with drilling and organizing the work, as well as to Yu.V. Konoplyanikova and A.V. Dolgikh for performing analyses on the stereomicroscope, S.A. Garanina and I.A. Morozov for their help in the mineral analysis.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горбач Н.В., Философова Т.М., Михаленко В.Н. Идентификация горизонтов тефры в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка) // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 1. С. 66–80. https://doi.org/10.31857/S2076673424010053

Шевченко В.П., Лисицин А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 551–576.

de Angelis M., Barkoy N.I., Petrov V.I. Sources of continental dust over Antarctica during the last glacial cycle // Journal of Atmospheric Chemistry. 1992. V. 14. P. 233–244. https://doi.org/10.1007/BF00115236

Barr S.L., Wyld B., McQuaid J.B., Neely III R.R., Murray B.J. Southern Alaska as a source of atmospheric mineral dust and ice-nucleating particles // Science Advances. 2023. V. 9. № 33. P. 3708. https://doi.org/10.1126/sciadv.adg3708

Bory A.J.-M., Biscaye P.E., Piotrowski A.M., Steffensen J.P. Regional variability of ice core dust composition and provenance in Greenland // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4. № 12. P. 1107. https://doi.org/10.1029/2003GC000627

Bullard J.E., Baddock M., Bradwell T., Crusius J., Darlington E., Gaiero D., Gassó S., Gisladottir G., Hodgkins R., McCulloch R., McKenna-Neuman C., Mockford T., Stewart H., Thorsteinsson T. High-latitude dust in the Earth system // Reviews of Geophysics. 2016. V. 54. P. 447–485. https://doi.org/10.1002/2016RG000518

Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Korneva I.A., Muravyov Ya.D., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A. New data on deuterium excess values of glacial ice in Kamchatka Peninsula // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 517. № 2. P. 1387–1392. https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190

Crusius J., Schroth A.W., Gassó S., Moy C.M., Levy R.C., Gatica M. Glacial flour dust storms in the Gulf of Alaska: hydrologic and meteorological controls and their importance as a source of bioavailable iron // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. № 6. P. L06602. https://doi.org/10.1029/2010GL046573

Doebelin N., Kleeberg R. Profex: A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN // Journal of Applied Crystallography. 2015. V. 48. P. 1573–1580. https://doi.org/10.1107/S1600576715014685

Eichler A., Schwikowski M., Gäggeler H.W. Meltwater induced relocation of chemical species in Alpine firn // Tellus B. 2001. V. 53B. P. 192–203. https://doi.org/10.3402/tellusb.v53i2.16575

Fischer H., Fundel F., Ruth U., Twarloh B., Wegner A., Udisti R., Becagli S., Castellano E., Morganti A., Severi M., Wolff E., Littot G., Röthlisberger R., Mulvaney R., Hutterli M.A., Kaufmann P., Federer U., Lambert F., Bigler M., Hansson M., Jonsell U., de Angelis M., Boutron C., Siggaard-Anderesen M.-L., Steffensen J.P., Barbante C., Gaspari V., Gabrielli P., Wagenbach D. Reconstruction of millennial changes in dust emission, transport and regional sea ice coverage using the deep EPICA ice cores from the Atlantic and Indian Ocean sector of Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 260. № 1–2. P. 340–354. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.014

Gow A.J., Williamson T. Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications // Earth and Planetary Science Letters. 1971. V. 13. № 1. P. 210–218. https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90126-9

Jones V., Solomina O. The geography of Kamchatka // Global and Planetary Change. 2015. V. 134. P. 3–9. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.003

Kallos G., Papadopoulos A., Katsafados P., Nickovic S. Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results // Journal of Geophysical Research: Atmosphere. 2006. V. 111. № D9. P. D09204. https://doi.org/10.1029/2005JD006207

Koffman B.G., Yoder M.F., Methven T., Hanschka L., Sears H.B., Saylor P.L. Wallace K.L. Glacial dust surpasses both volcanic ash and desert dust in its iron fertilization potential // Global Biogeochemical Cycles. 2021. V. 35. P. e2020GB006821. https://doi.org/10.1029/2020GB006821

Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N., Grachev A.M., Ginot P., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V., Krupskaya V.V., Ekaykin A.A., Tielidze L.G., Toropov P.A. First geophysical and shallow ice core investigation of the Kazbek plateau glacier, Caucasus Mountains // Environmental Earth Sciences. 2016. V. 75. P. 1488. https://doi.org/10.1007/s12665-016-6295-9

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

Lambert F., Delmonte B., Petit J., Bigler M., Kaufmann P.R., Hutterli M.A., Stocker T.F., Ruth U., Steffensen J.P., Maggi V. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core // Nature. 2008. V. 452. P. 616–619. https://doi.org/10.1038/nature06763

Legrand M., Mayewski P.A. Glaciochemistry of polar ice cores: A review // Reviews of Geophysics. 1997. V. 35. № 3. P. 219–243. https://doi.org/10.1029/96RG03527

Lu W., Zhao W., Balsam W., Lu H., Liu P., Lu Z., Ji J. Iron mineralogy and speciation in clay-sized fractions of Chinese desert sediments // Journal of Geophysical Research – D: Atmospheres. 2017. V. 122. P. 13458–13471. https://doi.org/10.1002/2017JD027733

Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhideleeva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia // Bulletin of Glaciological Research. 2007. V. 24. P. 79–85. *http://hdl.handle.net/2115/20566*

Matoba S., Shiraiwa T., Tsushima A., Sasaki H., Muravyev Ya.D. Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. № 58. P. 44–50. http://doi.org/10.3189/172756411797252149

Muhs D.R., Budahn J.R., McGeehin J.P., Bettis III E.A., Skipp G., Paces J.B., Wheeler E.A. Loess origin, transport, and deposition over the past 10,000 years, Wrangell-St. Elias National Park, Alaska // Aeolian Research. 2013. V. 11. P. 85–99. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.06.001

Post J.E., Bish D.L. Rietveld refinement of crystal structures using powder X-Ray diffraction data // Reviews in Mineralogy. 1989. V. 20. P. 277–308. https://doi.org/10.1515/9781501509018-012

Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhalenko V., Friedrich R. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. V. 19. № 22. P. 14119–14132. https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019

Ram M., Donarummo Jr.J., Sheridan M. Volcanic ash from Icelandic ~57 300 Yr BP eruption found in GISP2 (Greenland) Ice Core // Geophys. Research Letters. 1996. V. 23. № 22. P. 3167–3169. https://doi.org/10.1029/96GL03099

Ruth U., Wagenbach D., Steffensen J.P., Bigler M. Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period // Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2003. V. 108. № D3. P. 4098. https://doi.org/10.1029/2002JD002376

Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // Climate of the Past. 2013. V. 9. P. 2153–2181. https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013

Shiraiwa T., Nishio F., Kameda T., Takahashi A., Toyama Y., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A.A. Ice core drilling at Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia // Seppyo. 1999. V. 61. № 1. P. 25–40. https://doi.org/10.5331/seppyo.61.25

Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M.-L., Sveinbjornsdottir A.E., Svensson A., White J.W.C. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years // Science. 2008. V. 321. № 5889. P. 680–684. https://doi.org/10.1126/science.1157707

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. V. 96. № 12. P. 2059–2077. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000-year Greenland stratigraphic ice core chronology // Climate of the Past. 2008. V. 4. P. 47–57. https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008

Újvári G., Klötzli U., Stevens T., Svensson A., Ludwig P., Vennemann T., Gier S., Horschinegg M., Palcsu L., Hippler D., Kovács J., Biagio C.Di., Formenti P. Greenland Ice Core Record of Last Glacial Dust Sources and Atmospheric Circulation // Journal of Geophysical Research: Atmosphere. 2022. V. 127. № 15. P. e2022JD036597. https://doi.org/10.1029/2022JD036597

Yasunari T.J., Shiraiwa T., Kanamori S., Fuji Yo., Igarashi M., Yamazaki K., Benson C.S., Hondoh T. Intra-annual variations in atmospheric dust and tritium in the North Pacific region detected from an ice core from Mount Wrangell, Alaska // Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2007. V. 112. № D10. P. D10208. https://doi.org/10.1029/2006JD008121

Yasunari T.J., Yamazaki K. Impacts of Asian dust storm associated with the stratosphere-to-troposphere transport in the spring of 2001 and 2002 on dust and tritium variations in Mount Wrangell ice core, Alaska // Atmospheric Environment. 2009. V. 43. № 16. P. 2582–2590. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.02.025

Citation: ***Khairedinova A.G., Vinogradova M.M., Vorobyev M.A., Kutuzov S.S., Chizhova Yu.N., Zakusin S.V., Mikhalenko V.N.*** **Characterization of mineral particles in the ice core of the Ushkovsky volcano.** ***Led i Sneg*****. Ice and Snow. 2025, 65 (1): 164–178. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010129**

Characterization of mineral particles in the ice core of the Ushkovsky volcano

© 2025 A. G. Khairedinova[a], M. M. Vinogradova[a], M. A. Vorobyev[a,#], S. S. Kutuzov[b], Yu. N. Chizhova[a,c], S. V. Zakusin[c,d], V. N. Mikhalenko[a]

[a]*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*School of Earth Sciences, The Ohio State University, Columbus, USA*
[c]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[d]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: m.vorobyev@igras.ru*

Received November 9, 2024; revised December 13, 2024; accepted December 25, 2024

The article presents the investigation of mineral particles from an ice core obtained from Ushkovsky volcano (Kamchatka) in the fall of 2022. The 14-meter-long ice core was studied to identify the causes of mineral dust concentration variability and to determine its sources. Insoluble solid particles, including volcanic ash and mineral dust, were analyzed using stereomicroscopy and X-ray diffraction. Minimum and maximum dust concentration values were 356.4 ppb and 45 969 ppb, respectively, with an average dust mass concentration across all data at 5 099 ppb and a median of 2 784 ppb. The results show a cyclic particle distribution linked to seasonality, with notable concentration peaks likely associated with volcanic activity and the transport of mineral dust from arid regions. It was found that surface melting leads to the leaching of calcium and magnesium ions from layers containing insoluble particles. The displacement of cation peaks relative to dust concentration peaks is variable and likely depends on the meteorological characteristics of individual summer seasons. Mineralogical analysis of the samples shows the presence of plagioclase, as well as clay and ferromagnesial silicates and amorphous silica. Plagioclase dominates at all depths, indicating a predominance of volcanic ashes in the composition of insoluble impurities. The ratio of non-clay minerals (pyroxenes, amphiboles, and amorphous silica) can be used as markers of local transport, while the presence of clay minerals (smectite, kaolinite, chlorite) is suggested as an indicator of long-range transport. Thus, Kamchatka ice cores can be used to study the processes of mineral particle transport in the atmosphere, provided a comprehensive approach is applied, including mineral composition and chemical composition analyses as well as isotopic methods to determine material origin.

Keywords: ice core, mineral particles, Kamchatka, Ushkovsky

REFERENCES

Gorbach N.V., Philosofova T.M., Mikhalenko V.N. Identification of tephra horizons in the glacier at the top of the Ushkovsky volcano (Kamchatka) by analyzing the chemical composition of volcanic glass in the ash particles. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 64 (1): 66–80 [In Russian]. http://doi.org/10.31857/S2076673424010053

Shevchenko V.P., Lisicin A.P., Vinogradova A.A., Smirnov V.V., Serova V.V., Shtain R. Arctic Aerosols: results of ten years of research // *Optika atmosferi i okeana*. Optics of the atmosphere and ocean. 2000, 13 (6–7): 551–576 [In Russian].

de Angelis M., Barkoy N.I., Petrov V.I. Sources of continental dust over Antarctica during the last glacial cycle. Journal of Atmospheric Chemistry. 1992, 14: 233–244. https://doi.org/10.1007/BF00115236

Barr S.L., Wyld B., McQuaid J.B., Neely III R.R., Murray B.J. Southern Alaska as a source of atmospheric mineral dust and ice-nucleating particles. Science Advances. 2023, 9 (33): 3708. https://doi.org/10.1126/sciadv.adg3708

Bory A.J.-M., Biscaye P.E., Piotrowski A.M., Steffensen J.P. Regional variability of ice core dust composition and provenance in Greenland – Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003, 4 (12): 1107. https://doi.org/10.1029/2003GC000627

Bullard J.E., Baddock M., Bradwell T., Crusius J., Darlington E., Gaiero D., Gassó S., Gisladottir G., Hodgkins R., McCulloch R., McKenna-Neuman C., Mockford T., Stewart H., Thorsteinsson T. High-latitude dust in the Earth system. Reviews of Geophysics. 2016, 54: 447–485. https://doi.org/10.1002/2016RG000518

Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Korneva I.A., Muravyov Ya.D., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A. New data on deuterium excess values of glacial ice in Kamchatka Peninsula. Doklady Earth Sciences. 2024, 517 (2): 1387–1392. https://doi.org/10.1134/S1028334X24602190

Crusius J., Schroth A.W., Gassó S., Moy C.M., Levy R.C., Gatica M. Glacial flour dust storms in the Gulf of Alaska: hydrologic and meteorological controls and their importance as a source of bioavailable iron. Geophysical Research Letters. 2011, 38 (6): L06602. https://doi.org/10.1029/2010GL046573

Doebelin N., Kleeberg R. Profex: A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN. Journal of Applied Crystallography. 2015, 48: 1573–1580. https://doi.org/10.1107/S1600576715014685

Eichler A., Schwikowski M., Gäggeler H.W. Meltwater induced relocation of chemical species in Alpine firn. Tellus B. 2001, 53B: 192–203. https://doi.org/10.3402/tellusb.v53i2.16575

Fischer H., Fundel F., Ruth U., Twarloh B., Wegner A., Udisti R., Becagli S., Castellano E., Morganti A., Severi M., Wolff E., Littot G., Röthlisberger R., Mulvaney R., Hutterli M.A., Kaufmann P., Federer U., Lambert F., Bigler M., Hansson M., Jonsell U., de Angelis M., Boutron C., Siggaard-Anderesen M.-L., Steffensen J.P., Barbante C., Gaspari V., Gabrielli P., Wagenbach D. Reconstruction of millennial changes in dust emission, transport and regional sea ice coverage using the deep EPICA ice cores from the Atlantic and Indian Ocean sector of Antarctica. Earth and Planetary Science Letters. 2007, 260 (1–2): 340–354. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.014

Gow A.J., Williamson T. Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications. Earth and Planetary Science Letters. 1971, 13 (1): 210–218. https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90126-9

Jones V., Solomina O. The geography of Kamchatka. Global and Planetary Change. 2015, 134: 3–9. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.003

Kallos G., Papadopoulos A., Katsafados P., Nickovic S. Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2006, 111 (D9): D09204. https://doi.org/10.1029/2005JD006207

Koffman B.G., Yoder M.F., Methven T., Hanschka L., Sears H.B., Saylor P.L. Wallace K.L. Glacial dust surpasses both volcanic ash and desert dust in its iron fertilization potential. Global Biogeochemical Cycles. 2021, 35: e2020GB006821. https://doi.org/10.1029/2020GB006821

Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N., Grachev A.M., Ginot P., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V., Krupskaya V.V., Ekaykin A.A., Tielidze L.G., Toropov P.A. First geophysical and shallow ice core investigation of the Kazbek plateau glacier, Caucasus Mountains. Environmental Earth Sciences. 2016, 75: 1488. https://doi.org/10.1007/s12665-016-6295-9

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

Lambert F., Delmonte B., Petit J., Bigler M., Kaufmann P.R., Hutterli M.A., Stocker T.F., Ruth U., Steffensen J.P., Maggi V. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. Nature. 2008, 452: 616–619. https://doi.org/10.1038/nature06763

Legrand M., Mayewski P.A. Glaciochemistry of polar ice cores: A review. Reviews of Geophysics. 1997, 35 (3): 219–243. https://doi.org/10.1029/96RG03527

Lu W., Zhao W., Balsam W., Lu H., Liu P., Lu Z., Ji J. Iron mineralogy and speciation in clay-sized fractions of Chinese desert sediments. Journal of Geophysical Research – D: Atmospheres. 2017, 122: 13458–13471. https://doi.org/10.1002/2017JD027733

Matoba S., Ushakov S.V., Shimbori K., Sasaki H., Yamasaki T., Ovshannikov A.A., Manevich A.G., Zhideleeva T.M., Kutuzov S., Muravyev Ya.D., Shiraiwa T. The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia. Bulletin of Glaciological Research. 2007, 24: 79–85. Retrieved from: http://hdl.handle.net/2115/20566

Matoba S., Shiraiwa T., Tsushima A., Sasaki H., Muravyev Ya.D. Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka. Annals of Glaciology. 2011, 52 (58): 44–50. http://doi.org/10.3189/172756411797252149

Muhs D.R., Budahn J.R., McGeehin J.P., Bettis III E.A., Skipp G., Paces J.B., Wheeler E.A. Loess origin, transport, and deposition over the past 10,000 years, Wrangell-St. Elias National Park, Alaska // Aeolian Research. 2013. V. 11. P. 85–99. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.06.001

Post J.E., Bish D.L. Rietveld refinement of crystal structures using powder X-Ray diffraction data. Reviews in Mineralogy. 1989, 20: 277–308. https://doi.org/10.1515/9781501509018-012

Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhalenko V., Friedrich R. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe. Atmospheric

Chemistry and Physics. 2019, 19 (22): 14119–14132. https://doi.org/10.5194/acp-19-14119-2019

Ram M., Donarummo Jr.J., Sheridan M. Volcanic ash from Icelandic ~57 300 Yr BP eruption found in GISP2 (Greenland) Ice Core. Geophysical Research Letters. 1996, 23 (22): 3167–3169. https://doi.org/10.1029/96GL03099

Ruth U., Wagenbach D., Steffensen J.P., Bigler M. Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. Journal of Geophysical Research: Atmosphere. 2003, 108 (D3): 4098. https://doi.org/10.1029/2002JD002376

Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T. Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records. Climate of the Past. 2013, 9: 2153–2181. https://doi.org/10.5194/cpd-9-2153-2013

Shiraiwa T., Nishio F., Kameda T., Takahashi A., Toyama Y., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A.A. Ice core drilling at Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia. Seppyo. 1999, 61 (1): 25–40. https://doi.org/10.5331/seppyo.61.25

Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M.-L., Sveinbjornsdottir A.E., Svensson A., White J.W.C. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. Science. 2008, 321 (5889): 680–684. https://doi.org/10.1126/science.1157707

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. Bulletin of the American Meteorological Society. 2015, 96 (12): 2059–2077. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000-year Greenland stratigraphic ice core chronology. Climate of the Past. 2008, 4: 47–57. https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008

Újvári G., Klötzli U., Stevens T., Svensson A., Ludwig P., Vennemann T., Gier S., Horschinegg M., Palcsu L., Hippler D., Kovács J., Biagio C.Di., Formenti P. Greenland Ice Core Record of Last Glacial Dust Sources and Atmospheric Circulation. Journal of Geophysical Research: Atmosphere. 2022, 127 (15): e2022JD036597. https://doi.org/10.1029/2022JD036597

Yasunari T.J., Shiraiwa T., Kanamori S., Fuji Yo., Igarashi M., Yamazaki K., Benson C.S., Hondoh T. Intra-annual variations in atmospheric dust and tritium in the North Pacific region detected from an ice core from Mount Wrangell, Alaska. Journal of Geophysical Research: Atmosphere. 2007, 112 (D10): D10208. https://doi.org/10.1029/2006JD008121

Yasunari T.J., Yamazaki K. Impacts of Asian dust storm associated with the stratosphere-to-troposphere transport in the spring of 2001 and 2002 on dust and tritium variations in Mount Wrangell ice core, Alaska. Atmospheric Environment. 2009, 43 (16): 2582–2590. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.02.025

ЛЁД И СНЕГ, 2025, том 65, № 1, с. 179–184

ЭКСПРЕСС-ИНФОРМАЦИЯ

УДК 55.33

КОМПЛЕКСНЫЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ РАБОТЫ ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА НА СТАНЦИЯХ ВОСТОК И ПРОГРЕСС В СЕЗОН 70-Й РОССИЙСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

© 2025 г. А. В. Большунов*, С. А. Игнатьев, Д. В. Сербин, Г. Д. Горелик, Н. С. Крикун, Д. Е. Ушаков, И. А. Бабенко, А. В. Запрудский

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия
**e-mail: Bolshunov_AV@pers.spmi.ru*

Поступила 24.12.2024 г.
После доработки 09.01.2025 г.
Принята к печати 25.12.2024 г.

Статья посвящена комплексным научно-исследовательским работам на станциях Восток и Прогресс сотрудников Санкт-Петербургского горного университета в сезоне 70-й Российской антарктической экспедиции. Работы направлены на получение новых знаний о ледниковом покрове Восточной Антарктиды и структурно-геологических особенностях её прибрежных районов, а также на совершенствование методик, технологий и техники геолого-геофизических и буровых работ.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, геолого-геофизические и буровые работы, кристаллический фундамент, фирн, лёд, физико-механические свойства, гамма-спектрометрия, магниторазведка, радиометрия, аэрофотосъёмка

DOI: 10.31857/S2076673425010134, **EDN**: GXTLOF

Сезон 70-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) для сотрудников Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II (далее Горный университет) уникальный – впервые научно-исследовательские работы проводятся на двух стациях Восток и Прогресс. Существует ряд представлений, согласно которым рифт Ламберта, расположенный недалеко от станции Прогресс, и озеро Восток могут быть если не сегментами одной глобальной геологической структуры (Filina et al., 2008; Isanina et al., 2009), то частью одной рифтовой системы (Голынский, 2009; Ferraccioli et al., 2011; Baranov, Morelli, 2023) (рис. 1).

В таком случае доказательство сингенетичности этих объектов позволит установить особенности их формирования и эволюции, а также взглянуть по-новому на историю геологического развития и термодинамических процессов не только Восточной Антарктиды, но и планеты в целом. С учётом того что территория рифта Ламберта является одной из наиболее обнажённых в пределах Восточной Антарктиды и позволяет проводить наблюдения *in situ,* не затрачивая огромные ресурсы на проведение буровых работ, данное утверждение приобретает особую актуальность.

На момент написания статьи одна группа в составе трёх сотрудников уже находилась на станции Восток, куда прибыла 2 декабря 2024 г., а вторая группа в составе пяти сотрудников находилась на НЭС “Академик Федоров” и следовала на станцию Прогресс.

Программа работ **на станции Восток** включает не только традиционные прикладные исследования, направленные на разработку новых и совершенствование существующих технологий бурения ледников, но и фундаментальные – изучение физико-механических свойств фирна, атмосферного и озёрного льда.

Программа традиционных работ включает исследования следующих процессов: бурения колонковым электромеханическим снарядом КЭМС-135 скважины 5Г-5 с использованием кремнийорганической жидкости (ПМС-3); расширения скважины 5Г-5 механическим способом; разрушения фирна и льда резанием по керновому материалу; циклонного шламоулавливания. Из перечисленных исследований остановимся подробнее на бурении колонковым электромеханическим снарядом КЭМС-135 скважины 5Г-5 с использованием кремнийорганической жидкости (ПМС-3).

На сегодняшний день при бурении глубоких скважин в ледниках в качестве заливочной жидкости наиболее распространена смесь керосина и фреона; последний используется в качестве

Рис. 1. Предполагаемая транстенсионная модель деформирования Восточно-Антарктического кратона и схема расположения станций проведения работ (модифицировано из Cianfarra, Salvini, 2013)

Fig. 1. The proposed transtensional deformation model of the East Antarctic craton and the layout of the work stations (modified from Cianfarra, Salvini, 2013)

утяжелителя. В частности, при бурении скважины 5Г на станции Восток используется авиационный керосин Jet A-1 и фреон HCFC-141b. Эта смесь, по мнению экспертов, экологически не безопасна и поэтому её применение при бурении скважин доступа к подледниковым средам не рекомендуется (Zhou et al., 2024); в то же время использование кремнийорганических жидкостей в качестве заливочных допускается (Triest, Alemany, 2014).

Любая заливочная жидкость, являющиеся основой эффективности очистки забоя от ледяного шлама, меняет свои плотностные и реологические свойства при изменении температуры и давления. Ни в одном из современных экспериментальных

стендах невозможно смоделировать процесс бурения реальным буровым снарядом в термобарических условиях скважины. Тем уникальнее эксперименты, запланированные в скважине 5Г-5.

Методика экспериментов, которые будут проводиться на забое скважины 5Г-5 (глубина по керну 3610 м, озёрный лёд), включает следующие этапы: 1) проведение геофизических исследований по всему стволу скважины (термометрия, барометрия, кавернометрия); 2) отбор проб заливочной жидкости (керосин с фреоном) многосекционным пробоотборником с призабойной зоны скважины; 3) исследование плотностных, реологических и химических свойств проб заливочной жидкости из призабойной зоны скважины; 4) доставка кремнийорганической жидкости (полиметилсилаксан, ПМС-3) на забой скважины; 5) отбор проб заливочной жидкости многосекционным пробоотборником с призабойной зоны скважины до бурения; 6) исследование плотностных, реологических и химических свойств проб заливочной жидкости; 7) бурение озёрного льда колонковым электромеханическим снарядом КЭМС-135 в среде кремнийорганической заливочной жидкости с контролем параметров процесса бурения и анализом, полученного кернового материала и ледяного шлама; 8) отбор проб заливочной жидкости многосекционным пробоотборником с призабойной зоны скважины после бурения; 9) исследование плотностных, реологических и химических свойств проб заливочной жидкости.

Запланировано несколько буровых рейсов с последующим отбором проб заливочной жидкости, реологические свойства которой будут изучаться на станции Восток, а химические – в лабораториях Горного университета.

На 15 декабря 2024 г. были выполнены геофизические исследования в скважине 5Г и отобраны с забоя пробы заливочной жидкости с глубины 3593 м, 3583 м, 3573 м по кабелю. При проведении работ по отбору проб использовался многосекционный пробоотборник разработки Горного университета (рис. 2). Проведены исследования плотностных свойств отобранных проб и эталонных образцов компонентов заливочной жидкости.

После долгого перерыва сотрудники Горного университета будут проводить на станции Восток работы фундаментального характера – изучение физико-механических свойств фирна, атмосферного и озёрного льда. Исследования в этой области важны для повышения достоверности модели строения системы «ледник – подледниковый водоём – коренные породы» и позволят лучше понять механизмы взаимодействия между структурой льда и его механическими характеристиками, что актуально при проектировании нового оборудования

Рис. 2. Отбор проб заливочной жидкости: *а* – многосекционный пробоотборник с пробами заливочной жидкости, *б* – слив заливочной жидкости со второй секции пробоотборника

Fig. 2. Sampling of the borehole liquid: *a* – a multi-section sampler with samples of the borehole liquid, *б* – draining the borehole liquid from the second section of the sampler

для бурения глубоких скважин в Антарктиде. Исследования физико-механических свойств могут проводиться разрушающими или неразрушающими методами, по керновому материалу или в скважине (шурфе).

В период сезонных работ 70-й РАЭ на основе кернов льда из скважины 3Г-5Г и кернов фирна из неглубоких скважин VK 23-25 предполагается провести анализ структуры льда и фирна и изучить их твёрдость, прочность, плотность. Для проведения исследований на станцию Восток доставлено новое оборудование: прибор сосредоточенного нагружения ПСН-0.16.10 (разрушающий метод); ультразвуковой прибор для контроля прочности Пульсар-2.1 (неразрушающий метод).

На первом этапе запланированы исследования неразрушающим методом, а затем из изученного кернового материала будут подготовлены образцы геометрическими параметрами 35×35×35 мм для исследования на приборе сосредоточенного нагружения ПСН-0.16.10. Между полученными результатами планируется установить зависимости, использование которых в дальнейшем позволит применять неразрушающий метод исследования и сохранить ценный керновый материал.

Работы **на станции Прогресс** (в пределах оазиса Холмы Ларсеманн) будут включать два основных блока: геологические и геофизические исследования. Важный этап будет включать последующую корреляцию полученных результатов с привлечением аэрогеодезической съёмки беспилотными летательными аппаратами (БПЛА) опорных обнажений с целью комплексного изучения особенностей геологического строения территории. Основная цель заключается в уточнении структурного строения района работ и вещественного состава горных пород: выделении пликативных и дизъюнктивных структур; определении их морфокинематических характеристик, а также элементов залегания, что необходимо для реконструкции тектонической эволюции региона.

Тектонические деформации планируется изучать на макро-, мезо- и микроуровне и, помимо полевых геологических наблюдений, сопровождать большим количеством подготовительных и камеральных работ. Полевой этап включает в себя следующее: 1) рекогносцировочные геологические маршруты (масштаб 1:25 000) для картирования и описания наиболее крупных тектонических нарушений (макроуровень); 2) первичную корреляцию полученных данных с различными информационными слоями, подобранными в ходе подготовительного этапа (с линеаментными схемами, полученными по космическим снимкам и потенциальным полям, с существующими тектоническими картами и др.) с целью выделения объектов для дальнейшего изучения; 3) аэрогеодезическую съёмку, оценку морфотектонических индексов с привлечением беспилотных летательных аппаратов для картирования дизъюнктивных структур по косвенным признакам; 4) увеличение плотности сети наблюдений (масштаб 1:5 000; 1:2 500) вдоль и в крест простирания зон закартированных (в ходе п. 1.1) разломов.

На текущем этапе выполняется фиксация и детальное описание трещин (элементы залегания, ширина, длина, густота, характер заполнения, наличие зон брекчирования, катаклаза и др.) (мезоуровень); описание и отбор ориентированных образцов вмещающих горных пород для последующего изготовления шлифов по трём взаимно перпендикулярным плоскостям и изучения их трещиноватости и структурно-текстурных особенностей на микроуровне методом QMA (количественный минеральный анализ).

Исследование опорных обнажений будет реализовано независимо от первой задачи и включает в себя: 1) выделение наиболее представительных и крупных обнажений горных пород для дальнейших специализированных исследований; 2) фотофиксацию обнажений, детальное послойное описание (с учётом всех фациальных разновидностей пород, гипергенных изменений и др.), а также их опробование для проведения комплекса лабораторных исследований, в том числе оптико-микроскопических, электронно-микроскопических и изотопно-геохимических анализов; 3) полевую гамма-спектрометрию прибором МКСП-01 (ООО НТЦ “РАДЭК”, Россия) наиболее крупных обнажений и зон региональных разрывных нарушений для экспресс-анализа химического состава, оценки радиогенной составляющей и сравнения полученных результатов с лабораторными.

В ходе выполнения пунктов 1 и 2 и по результатам лабораторного изучения отобранных образцов горных пород будет составлен атлас магматитов. Планируются также электроразведочные работы с применением методов многоразносного бесконтактного электрического профилирования (аппаратурой БИКС, (ООО “СКБ СП”, Россия)) по профилям, выбранным в ходе рекогносцировочных маршрутов, а также площадные магниторазведочные работы в масштабе 1:10 000 с магнитометрами MiniMag (ООО “Геодевайс”, Россия) в пределах полуострова Брокнес с целью сопровождения геологических исследований в рамках изучения особенностей тектонического строения района работ.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Российской антарктической экспедиции за логистическую и инфраструктурную поддержку проводимых исследований. Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

Acknowledgements. The authors express their deep gratitude to the Russian Antarctic Expedition for the logistical and infrastructural support of the ongoing research. The research was performed at the expense of the subsidy for the state assignment in the field of scientific activity for 2024 № FSRW-2024-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Голынский А.В., Голынский Д.А. Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. 2009. Вып. 2. С. 132–162.

Горелик Г.Д., Егоров А.С., Шуклин И.А., Ушаков Д.Е. Обоснование оптимального комплекса геофизических исследований глубинного строения района озера Восток // Горный журнал. 2024. № 9. С. 56–61. https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.09

Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // Tectonophysics. 2023. V. 846. 229662. ISSN 0040-1951. http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4080330

Cianfarra P., Salvini F. Intraplate Transtensional Tectonics in the East Antarctic Craton: Insight from Buried Subglacial Bedrock in the Lake Vostok–Dome C Region // International Journal of Geosciences. 2013. V. 4. № 9. P. 1275–1284.

Ferraccioli F. et al. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains // Nature. 2011. V. 479. № 7373. P. 388–392.

Filina I., Blankenship D.D., Thoma M., Lukin V.V., Masolov V.N. & Sen M.K. New 3D bathymetry and sediment distribution in Lake Vostok: Implication for pre-glacial origin and numerical modeling of the internal processes within the lake // Earth and Planetary Science Letters. 2008. 276. P. 106–114.

Isanina E., Krupnova N., Popov S., Masolov V., Lukin V. Deep structure of the Vostok Basin, East Antarctica as deduced from seismological observations // Geotektonika. 2009. 3. P. 45–50.

Litvinenko V.S. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic subglacial lake exploration and Arctic natural resource development // Geochemistry. 2020. V. 80. № 3. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652

Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Springer Singapore. 2016.

Triest J., Alemany O. Drill fluid selection for the SUBGLACIOR probe: a review of silicone oil as a drill fluid // Annals of Glaciology. 2014; 55 (68). P. 311–321. https://doi.org/10.3189/2014AoG68A028

Zhou Y., Cui X., Dai Z., Zhou X., Li L., Jiang S., Sun B. The Antarctic Subglacial Hydrological Environment and International Drilling Projects: A Review // Water. 2024. V. 16. P. 1111. https://doi.org/10.3390/w16081111

Citation: *Bolshunov A.V., Ignatiev S.A., Serbin D.V., Gorelik G.D., Krikun N.S., Ushakov D.E., Babenko I.A., Zaprudsky A.V.* Comprehensive research work of the Mining University at Vostok and Progress stations during the season of the 70th Russian Antarctic Expedition. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2025, 65 (1): 179–184. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425010134

Comprehensive research work of the Mining University at Vostok and Progress stations during the season of the 70th Russian Antarctic Expedition

© 2025 A. V. Bolshunov#, S. A. Ignatiev, D. V. Serbin, G. D. Gorelik, N. S. Krikun, D. E. Ushakov, I. A. Babenko, A. V. Zaprudsky

Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia
#e-mail: Bolshunov_AV@pers.spmi.ru

Received December 24, 2024; revised January 9, 2025; accepted December 25, 2024

The study of the geological structure, dynamics of the ice sheet and the interaction of the subglacial systems of East Antarctica provides a unique opportunity to analyze the fundamental processes shaping the climate and geological evolution of our planet (Litvinenko, 2020). Conducting these studies is inextricably linked to the process of improving methods, technologies and techniques of geological, geophysical and drilling operations (Gorelik, 2024; Talalay, 2016). During the season of the 70th Russian Antarctic Expedition (2024–2025), the staff of the Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University will carry out comprehensive research at the Vostok and Progress stations, including; the development of new and improvement of existing technologies for drilling glaciers, the study of the physical-mechanical properties of firn, atmospheric and lake ice; the study of structural geological features and reconstruction of the tectonic evolution of the coastal regions of East Antarctica.

Keywords: East Antarctica, geological, geophysical and drilling operations, crystalline basement, firn, ice, physico-mechanical properties, gamma-ray spectrometry, magnetic prospecting, radiometry, aerial photography

REFERENCES

Golynsky A.V., Golynsky D.A. Rift systems in the tectonic structure of East Antarctica. *Scientific results of Russian geological and geophysical research in Antarctica*. 2009, 2: 132–162 [In Russian].

Gorelik G.D., Egorov A.S., Shuklin I.A., Ushakov D.E. Substantiation of the optimal complex of geophysical studies of the deep structure of the Lake Vostok area. *Gorny Zhurnal*. 2024, 9: 56–61. https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.09 [In Russian].

Baranov A., Morelli A. The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model. Tectonophysics. 2023, 846. 229662. ISSN 0040-1951. http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4080330

Cianfarra P., Salvini F. Intraplate Transtensional Tectonics in the East Antarctic Craton: Insight from Buried Subglacial Bedrock in the Lake Vostok–Dome C Region. International Journal of Geosciences. 2013, 4(9): 1275–1284.

Ferraccioli F. et al. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains. Nature. 2011, 479 (7373): 388–392.

Filina I., Blankenship D.D., Thoma M., Lukin V.V., Masolov V.N. & Sen M.K. New 3D bathymetry and sediment distribution in Lake Vostok: Implication for pre-glacial origin and numerical modeling of the internal processes within the lake. Earth and Planetary Science Letters. 2008, 276: 106–114.

Isanina E., Krupnova N., Popov S., Masolov V., Lukin V. Deep structure of the Vostok Basin, East Antarctica as deduced from seismological observations. *Geotektonika*. 2009, 3: 45–50.

Litvinenko V.S. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic subglacial lake exploration and Arctic natural resource development. Geochemistry. 2020: 80 (3). https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652

Talalay P.G. Mechanical Ice Drilling Technology. Singapore: Springer. 2016.

Triest J., Alemany O. Drill fluid selection for the SUBGLACIOR probe: a review of silicone oil as a drill fluid. Annals of Glaciology. 2014, 55 (68): 311–321. https://doi.org/10.3189/2014AoG68A028

Zhou Y., Cui X., Dai Z., Zhou X., Li L., Jiang S., Sun B. The Antarctic Subglacial Hydrological Environment and International Drilling Projects: A Review. Water. 2024, 16: 1111. https://doi.org/10.3390/w16081111

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 Формат 60 × 88/8. Усл. печ. л. Уч.-изд. л.
Тираж экз. Зак. Цена свободная.

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-039-24 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

16+

Индекс 45198

Лёд и Снег Ice and Snow

Том 65 № 1, 2025

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 65, № 1, 2025