

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



Лёд и Снег Ice and Snow



НАУКА
— 1727 —

ТОМ **64**
№ **1**, 2024

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том **64**, № **1**, 2024

Ice and Snow

2024

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 1, 2024

Ледники и ледниковые покровы

- Усовершенствованная модель формирования изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода 17
А. А. Екайкин 5
- Метеорологический режим высокогорной зоны Эльбруса в период аккумуляции
*Е. Д. Дроздов, П. А. Торопов, В. К. Авилов, А. Ю. Артамонов,
А. А. Полюхов, И. В. Железнова, Ю. И. Ярынич* 25
- Влияние пространственной изменчивости солнечной радиации на баланс массы ледников залива Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген)
А. В. Терехов, У. В. Прохорова, В. Э. Демидов 41
- О влиянии динамики каменных глетчеров на сток в бассейне р. Улкен Алматы (Большая Алматинка), Северный Тянь-Шань
*Л. С. Лебедева, В. П. Капица, Ж. Д. Такибаев, В. В. Гончаренко,
В. М. Лыткин, А. Н. Камалбекова* 54
- Идентификация горизонтов тефры в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка)
Н. В. Горбач, Т. М. Философова, В. Н. Михаленко. 66

Снежный покров и лавины

- Дендрохронологический анализ хвойных пород в лавиносборах Северо-Западного Алтая (бассейн р. Коргон)
Н. И. Быков, Н. В. Рыгалова, А. А. Шигимага 81

Морские, речные и озёрные льды

- Связь между сокращением морских льдов и ростом температуры воздуха в Арктике
Г. В. Алексеев, Н. Е. Харланенкова 96
- Разрывы в арктическом ледяном покрове: от наблюдений к прогнозам
А. А. Ершова, Л. Н. Дымент, Т. А. Алексеева 106
- Оценка повторяемости атмосферных блокингов над Прикаспийским регионом в зимние месяцы 1959—2022 гг. и их влияния на ледовый режим Северного Каспия
А. В. Холопцев, Ж. К. Наурызбаева 121
- Разнонаправленные тенденции в динамике арктических озёр на севере Сибири при изменениях климата в 1985—2021 годах
Ю. М. Полищук, М. А. Куприянов, В. Ю. Полищук 133
- Факторы, определяющие сроки появления льда на Камском водохранилище
К. Д. Микова, В. Г. Калинин 143

Путешествия, открытия

- Дрейфующий долгожитель. К 50-летию открытия станции «Северный полюс — 22»
В. В. Лукин 155
-
-

CONTENTS

Vol. 64, No. 1, 2024

Glaciers and Ice Sheets

- Refined simple model of stable water isotopic content in central Antarctic precipitation including oxygen 17 fractionation
A. A. Ekaykin 5
- Meteorological regime of the Elbrus high-mountain zone during the accumulation period
E. D. Drozdov, P. A. Toropov, V. K. Avilov, A. Yu. Artamonov, A. A. Polyukhov, I. V. Zheleznova, Yu. I. Yarinich 25
- Influence of spatial distribution of solar radiation on the glacier mass balance of the Grøn fjorden Bay area (Svalbard)
A. V. Terekhov, U. V. Prokhorova, V. E. Demidov 41
- On the influence of rock glacier dynamics on the runoff in basin of the Ulken Almaty (Bolshaya Almatinka) River, Northern Tien Shan
L. S. Lebedeva, V. P. Kapitsa, Z. D. Takibaev, V. V. Goncharenko, V. M. Lytkin, A. N. Kamalbekova 54
- Identification of tephra horizons in a glacier on the Ushkovsky volcano (Kamchatka)
N. V. Gorbach, T. M. Filosofova, V. N. Mikhailenko 66

Snow Cover and Avalanches

- Dendrochronological analysis of conifers in avalanche catchments of the Northwestern Altai (Korgon River basin).
N. I. Bykov, N. V. Rygalova, A. A. Shigimaga 81

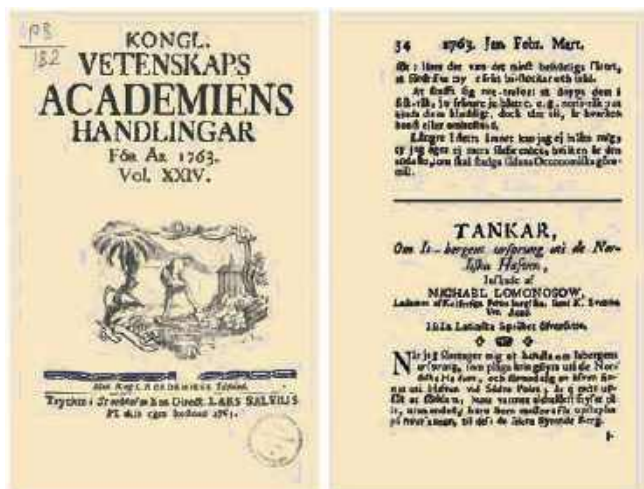
Sea, River and Lake Ice

- Link between shrinking sea ice and rising air temperatures in the marine Arctic
G. V. Alekseev, N. E. Kharlanenkova 96
- Leads in the arctic sea ice cover: from observations to forecasts
A. A. Ershova, L. N. Dymant, T. A. Alekseeva 106
- Estimation of the repeatability of atmospheric blockings over the Caspian region in the winter months of 1959–2022 and their impact on the ice regime of the Northern Caspian
A. V. Kholoptsev, Zh. K. Naurozbayeva 121
- Multidirectional trends in the dynamics of Arctic lakes in North Siberia as influenced by climate change over the period 1985–2021
Y. M. Polishchuk, M. A. Kupriyanov, V. Y. Polishchuk 133
- Factors determining the timing of ice appearance on the Kama Reservoir
K. D. Mikova, V. G. Kalinin 143

Travels, discoveries

- Drifting long-lived. To the 50th anniversary of the opening of the “North Pole-22” station
V. V. Lukin 155
-
-

260 ЛЕТ СО ВРЕМЕНИ ПУБЛИКАЦИИ М. В. ЛОМОНОСОВА «РАССУЖДЕНИЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЕДЯНЫХ ГОР В СЕВЕРНЫХ МОРЯХ»



«Льды в северных морях оказываются трёх различных родов. Первый — это рыхлая, хрупкая и особенно прозрачная ледяная кора, толщиной редко более четверти, большей частью напоминающая смерзшийся мокрый снег. Будучи растоплен, этот лёд оказывается содержащим солёную воду. Другой род — это твёрдый, крепкий, чистый и прозрачный лёд, образующий большие сплошные поля, протяжённостью иногда во много миль и толщиной до трёх аршин; он содержит пресную воду и оказывается лишь слегка солоноватым на стороне, прилегающей к солёной воде. Третий род — это бесформенная ледяная масса, на вид похожая на неуклюжую гору; часто она возвышается на 7 и более сажен над поверхностью воды, но погружена своим основанием на глубину до 50 сажен. Внутри этих гор постоянно слышится гул и треск, чем их присутствие и обнаруживается ночью или в туманную погоду задолго до того, как их становится видно. Лёд в этих горах обычно не содержит соли, разве только когда к ним пристанет лёд первого рода или, когда набежавшая морская вода задержится в трещинах и там замёрзнет».

Итак, это цитата из, надо полагать, самой первой гляциологической публикации в истории российской науки. Арктическая тема всегда была областью особых интересов М. В. Ломоносова, но прямым поводом написать эту работу стало его

приглашение в члены Шведской академии наук. В ответном письме 15 июля 1760 г. он не только благодарит за такую честь, но пишет: «Чтобы, однако, обратиться мне к собранию таковых мужей не с одной только пустой благодарностью, но как члену уже членскую работу предъявить, вменил я себе в обязанность предложить некий образец моей благодарности и усердия. Итак, дерзаю преподнести книжку, где вкратце изъясняются явления, свойственные родному вам и нам Северу, которые, как мне по крайней мере то ведомо, в кругу учёному известны не так, как они того заслуживают». Под «книжечкой» и разумеется его рукопись на латинском языке «Рассуждение о происхождении ледяных гор в северных морях». Исследование Ломоносова было прочитано в заседании Шведской академии наук через год 10 июня 1761 г., а затем в 1763 г. было опубликовано в переводе на шведский в «Записках королевской Шведской академии наук» (Kongl. Vetenskaps Akademiens Handlingar för År 1763, vol. XXIV, pp. 34—40) под заглавием “Tankar om Is-Bergens Ursprung uti de Nordiska Hafven, insände af Michael Lomonosow, Leadmot af Kejsersliga Petersburgiska”.

В 1766 г. вышел немецкий перевод, с которого и был сделан первый перевод на русский, опубликованный у нас только 2/14 апреля 1865 г., в Кронштадтском вестнике № 38/510, стр. 149—150, а перевод с первого шведского издания есть в академическом собрании (Ломоносов, 1952). Рекомендую прочитать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ломоносов М. В. Tankar om Is-Bergens Ursprung uti de nordiska Hafven = [Рассуждение о происхождении ледяных гор в северных морях] / Пер. И. В. Эйхвальда // Ломоносов М. В. Полное собрание сочинений / АН СССР. — М.; Л., 1950—1983. Т. 3: Труды по физике и химии, 1753—1765. М.; Л.: АН СССР, 1952. С. 447—459. <https://feb-web.ru/feb/lomonos/texts/lo0/lo3/lo3—447-.htm>.

А. Ф. Глазовский

УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЕ, ВКЛЮЧАЮЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КИСЛОРОДА 17

© 2024 г. А. А. Екайкин^{1*}

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

* e-mail: ekaikin@aari.ru

Поступила в редакцию 07.11.2023 г.

После доработки 06.12.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Представлена усовершенствованная версия простой модели изотопного состава атмосферных осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода 17 и возможность решать обратную задачу. Обсуждается влияние основных настроечных параметров (температура и влажность воздуха в источнике влаги, «циркуляционный параметр», температура конденсации, степень перенасыщения воздуха влагой в ледяных облаках и др.) на результаты моделирования. Обсуждается область применения модели и её возможные ограничения при моделировании изотопного состава осадков в иных климатических условиях.

Ключевые слова: простая изотопная модель, осадки, стабильные водные изотопы

DOI: 10.31857/S2076673424010013

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование изотопного состава осадков — важный инструмент климатологии и палеогеографии, позволяющий исследовать происхождение атмосферной влаги и реконструировать температуру воздуха в прошлом по данным изотопного состава ископаемых льдов (Landais et al., 2023). Изотопные преобразования атмосферной влаги в ходе испарения, переноса и конденсации встроены в модели общей циркуляции, которые в целом удовлетворительно воспроизводят распределение изотопного состава осадков на нашей планете (Werner et al., 2011; Goursaud et al., 2018; Leroy-Dos Santos et al., 2023). Но для решения многих задач (в частности, изучения чувствительности изотопного состава осадков к тем или иным параметрам) вполне достаточно гораздо более простых изотопных моделей “рэлеевской дистилляции” (далее — МРД). Несмотря на неспособность МРД воспроизводить всю сложность процессов, происходящих с атмосферной влагой на её пути от места испарения к месту выпадения осадков, считается, что эти модели с приемлемой точностью рассчитывают температуру воздуха в прошлом по данным изотопного состава ледяных кернов, пробуренных в полярных ледниках (Markle, Steig, 2022).

Основы изотопного моделирования осадков были заложены в работах В. Дансгора (Dansgaard,

1964), Х. Крейга и Л. Гордона (Craig, Gordon, 1965) и получили развитие в статье Л. Мерлива и Ж. Жузеля (Merlivat, Jouzel, 1979). В 1970-е годы были накоплены данные об изотопном составе снега в Центральной Антарктиде (Lorius, Merlivat, 1977) и выяснилось, что существующие модели не способны воспроизводить изотопный состав осадков при очень низких температурах конденсации. Эта проблема была решена в работе Ж. Жузеля и Л. Мерлива (Jouzel, Merlivat, 1984), в которой были учтены кинетические эффекты при образовании твёрдых осадков, а в статье Ф. Сье и Ж. Жузеля (Ciais, Jouzel, 1994) также добавлено изотопное фракционирование в смешанных облаках. С тех пор практически в каждом научном учреждении мира, имеющем дело с изотопным составом атмосферной влаги, была создана своя МРД, но все они мало различаются между собой и взаимозаменяемы. В 2004 г. А. Н. Саламатиным с соавторами была разработана модель изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде (Salamatin et al., 2004), которая отличалась от своих аналогов, во-первых, учётом вовлечения влаги извне при формировании воздушной массы над океаном и, во-вторых, оптимизированным описанием процесса осадкообразования из смешанных облаков. Многие годы эта модель успешно применялась в палеоклиматических исследованиях (Верес и др., 2018), но со временем появилась необходимость её

дальнейшего усовершенствования. Основной причиной этого является введение в практику изотопных исследований измерения концентрации кислорода 17 (Barkan, Lutz, 2005). В настоящее время кислород 17 с удовлетворительной точностью измеряется не только с помощью IRMS масс-спектрометрии, но и с помощью лазерных анализаторов (Aron et al., 2021; Steig et al., 2021; Davidge et al., 2022). За последние 15–20 лет появилось множество новых данных по кислороду 17 в природных водах, что требует необходимости моделировать геохимический цикл этого изотопа в ходе процессов испарения и конденсации. Совместный анализ всех четырёх основных стабильных изотопологов воды (H_2^{16}O , H_2^{17}O , H_2^{18}O и HD^{16}O) позволяет более надёжно реконструировать условия в источнике влаги (в частности, разделять влияние температуры и влажности воздуха), а также более надёжно настраивать параметры кинетического фракционирования при моделировании твёрдых осадков при низкой температуре конденсации (Schoenemann, Steig, 2016).

В данной работе представлена усовершенствованная версия параметрической изотопной модели, включающая геохимический цикл кислорода 17, а также позволяющая решать не только напрямую (расчёт изотопного состава осадков по заданным параметрам термодинамической траектории), но и обратную задачу (расчёт параметров траектории, которые могли привести к формированию данного изотопного состава осадков). В разделе «Методы» приводится краткое описание модели и методики измерения кислорода 17 в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и антарктического НИИ. В разделе «Результаты» описывается чувствительность изотопного состава осадков к различным параметрам. В разделе «Обсуждение» выполнена настройка модели с учётом новых данных об изотопном составе (в том числе по кислороду 17) водяного пара атмосферы в источнике влаги и поверхностного снега в Антарктиде, а также обсуждаются возможности и ограничения разработанной модели.

МЕТОДЫ

Моделирование изотопного состава водяного пара в источнике влаги. Основы моделирования процесса формирования изотопного состава водяного пара в ходе процесса испарения с поверхности океана заложены в работе Крейга и Гордона (Craig, Gordon, 1965). Предполагается, что атмосфера над океаном состоит из нескольких слоёв. Непосредственно над поверхностью воды расположен тонкий насыщенный слой, в котором водяной пар находится в состоянии массового и изотопного равновесия с водой. Изотопный состав этого пара (концентрация молекул HD^{16}O , H_2^{17}O либо H_2^{18}O относительно H_2^{16}O) R_s связан с изотопным

составом воды R_m через равновесный коэффициент фракционирования α_{ew} для системы «вода — пар» ($\alpha_{ew} = R_m/R_s$). Коэффициент α_{ew} зависит от температуры поверхности воды T_s и всегда > 1 , т.е. концентрация тяжёлых молекул в паре ниже, чем в жидкости.

Выше расположен тонкий диффузионный слой, в котором происходит молекулярный и турбулентный перенос влаги в расположенный ещё выше перемешанный слой. Изотопный состав водяного пара R_{v0} в перемешанном слое определяется отношением потоков тяжёлых и лёгких молекул воды через диффузионный слой, которые в свою очередь задаются относительной влажностью воздуха h в перемешанном слое и коэффициентами диффузии D :

$$R_{v0} = R_m \frac{1}{\pm_{ew}} \frac{1-k}{1-kh}, \quad (1)$$

где $k = 1 - \left(\frac{D'}{D}\right)^n$. В последнем выражении ин-

декс “'” обозначает коэффициент диффузии для тяжёлых молекул, а n — параметр, который связан с ветровым режимом атмосферы и определяет соотношение турбулентной и молекулярной диффузии (он варьирует от 0 для чисто турбулентного переноса до 1 для чисто молекулярной диффузии). Значения k для кислорода 18 в условиях, характерных для современного климата Земли, могут меняться в пределах от 0.003 до 0.007 (Merlivat, Jouzel, 1979). Отношение параметров k для дейтерия и кислорода 18 обычно принимается равным 0.88 (Salamat et al., 2004), но в действительности оно является функцией температуры и может меняться в пределах от 0.73 до 1.06 (Markle, Steig, 2022). Отношение k для кислорода 17 и кислорода 18 равно 0.518 (Barkan, Lutz, 2007). Вторая дробь в правой части уравнения (1) определяет дополнительное “кинетическое” фракционирование при испарении влаги в неравновесных условиях; при h меньше 100% она меньше 1, т.е. кинетический эффект усиливает изотопное фракционирование, и значение R_{v0} ниже, чем было бы при равновесных условиях.

Следует отметить, что h в формуле (1) не равна относительной влажности, которая инструментально измеряется в приземном слое воздуха и доступна в метеорологических таблицах. Для расчёта h следует разделить парциальное давление водяного пара в приземном слое воздуха на давление насыщения водяного пара при температуре поверхности океана. Поскольку в общем случае температура поверхности океана и приземная температура воздуха различаются, истинное значение h не равно относительной влажности приземного воздуха. Однако для достаточно больших промежутков времени эти температуры отличаются незначительно (Markle, Steig, 2022), а значит, и относительная

влажность приземного воздуха в первом приближении может использоваться в качестве h .

Формулы для расчёта равновесных коэффициентов фракционирования (которые зависят от температуры), а также значения D'/D приведены в приложении 1 (<http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>).

Недостаток методики расчёта изотопного состава водяного пара по формуле (1) заключается в том, что она не учитывает поступление в район источника влаги водяного пара за счёт адвекции, испарения осадков и брызг морской воды (Risi et al., 2010). Для учёта этого фактора Salamatin et al. (2004) модифицировали расчёт коэффициента k , добавив в него «циркуляционный параметр» Λ :

$$k^* = k + \Lambda(1 - k). \quad (2)$$

Значения Λ для кислорода 18 и дейтерия составляют порядка 10^{-2} и 10^{-1} , и чем они выше, тем больше эффективный коэффициент фракционирования и ниже концентрация тяжёлых изотопов в водяном паре. При $\Lambda > 0$, $k^* > k$, и, таким образом, добавление «циркуляционного параметра» дополнительно понижает значения R_{v0} .

Как правило, изотопный состав влаги выражают относительно стандарта, за который принимается средний изотопный состав морской воды SMOW (Standard Mean Ocean Water):

$$\delta = \left(\frac{R_{sample}}{R_{SMOW}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ (в промилле)}. \quad (3)$$

Отношения количества молекул $HD^{16}O$, $H_2^{17}O$ и $H_2^{18}O$ к количеству молекул $H_2^{16}O$ в стандарте МАГАТЭ VSMOW2 составляют соответственно 311.52 ± 0.1 ppm (частей на миллион), 2005.2 ± 0.45 ppm и 379.9 ± 0.8 ppm (Reference, 2006).

В единицах δ уравнение (1) с учётом уравнений (2) и (3) приобретает следующий вид:

$$\delta_{v0} = (\delta_m + 1000) \frac{1}{\alpha_{ew}} \frac{1 - k^*}{1 - k^* h} - 1000. \quad (4)$$

Моделирование изотопного состава осадков. Вновь сформированная воздушная масса начинает охлаждаться (за счёт вертикального поднятия и смещения в более высокие широты) до тех пор, пока влага в ней не достигает насыщения. При дальнейшем охлаждении начинается конденсация, и конденсат удаляется из воздушной массы в виде осадков. При этом изменение концентрации тяжёлых молекул в водяном паре равно

$$\frac{dR_v}{R_v} = (\alpha_{ef} - 1) \frac{dN}{N}, \quad (5)$$

где α_{ef} — эффективный коэффициент фракционирования, а N — количество влаги в молях.

Интегрирование уравнения (5) позволяет рассчитать концентрацию тяжёлых молекул в воздушной массе в любой точке траектории:

$$R_v = R_{v0} F^{(\alpha_{ef} - 1)}, \quad (6)$$

где R_{v0} — концентрация тяжёлых молекул в водяном паре в начале траектории, которая рассчитывается по формуле (1), а F — доля от первоначального количества влаги, оставшаяся в воздушной массе в данной точке траектории ($F = N/N_0$). F является функцией разности температуры конденсации T_{d0} первой порции влаги и температуры конденсации в данной точке траектории (см. уравнение (5) в работе (Xia et al., 2023)).

Соответственно, изотопный состав осадков R_p в любой точке траектории связан с изотопным составом водяного пара через эффективный коэффициент фракционирования:

$$R_p = \alpha_{ef} R_v; \quad (7)$$

$$\delta_v = (\delta_{v0} + 1000) - 1000 \quad (8)$$

и

$$\delta_p = \alpha_{ef} (\delta_v + 1000) - 1000. \quad (9)$$

Эффективный коэффициент фракционирования для жидких осадков $\alpha_{ef,l}$ равен (см. уравнение (4) в (Salamatin et al., 2004))

$$\alpha_{ef,l} = \frac{\alpha_{ew} (1 + L_0)}{1 + \alpha_{ew} L_0}, \quad (10)$$

где L_0 — содержание жидкой воды в облаке (отношение массы жидкой воды к массе водяного пара).

Для твёрдых осадков из ледяных облаков эффективный коэффициент фракционирования $\alpha_{ef,s}$ равен произведению равновесного коэффициента для системы «пар — лёд» α_{es} и кинетического коэффициента α_k , учитывающего неравновесное фракционирование при росте ледяных кристаллов:

$$\alpha_{ef,s} = \alpha_{es} \cdot \alpha_k. \quad (11)$$

В свою очередь кинетический коэффициент фракционирования определяется степенью перенасыщения водяного пара над льдом, S_i :

$$\alpha_k = \frac{S_i}{1 + \alpha_{es} (S_i - 1) \frac{D}{D'}}. \quad (12)$$

Параметр S_i задаётся с помощью весового коэффициента s_0 :

$$S_i = \sigma_0 \frac{p_{ew}}{p_{ei}} + 1 - \sigma_0, \quad (13)$$

где p_{ew} и p_{ei} — давление насыщения водяного пара над водой и над льдом соответственно (формулы для расчёта зависимости давления насыщения водяного пара от температуры приведены в приложении 1 (<http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>)). При $s_0 = 0$ давление водяного пара равно давлению насыщения на контакте со льдом и S_i равно 1, а при $s_0 = 1$ давление водяного пара равно давлению насыщения на контакте с поверхностью воды и S_i принимает максимальное значение.

В других изотопных моделях перенасыщение водяного пара задаётся как функция температуры конденсации (Markle, Steig, 2022):

$$S_i = 1 - b T_d, \quad (14)$$

где коэффициент b принимает значения в диапазоне от 0.002 до 0.006. Расчёты S_i по формулам (13) и (14) легко согласуются друг с другом через соотношение между параметрами b и s_0 : $b = 0.0111 s_0$.

Коэффициент $\alpha_k < 1$, поэтому чем сильнее кинетические процессы в ледяных облаках, тем меньше эффективный коэффициент фракционирования α_{ef_s} .

Формулы (11)–(13) используются и для расчёта изотопного состава “ледяных игл” («осадков из ясного неба»), составляющих большую часть годовой суммы осадков в Центральной Антарктиде (Екайкин, 2003).

В смешанных облаках с понижением температуры постепенно уменьшается количество жидкой влаги (от L_0 до 0) и растёт количество ледяных кристаллов, при этом эффективный коэффициент фракционирования меняется от α_{ef_l} до α_{ef_s} , а параметр σ растёт от 0 до s_0 (см. формулу (9) в (Salamat et al., 2004)). Здесь появляется ещё один дополнительный параметр — v , который определяет, какая доля жидких капель в смешанных облаках уменьшается за счёт выпадения осадков и за счёт испарения.

Параллельно с расчётом δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$ в водяном паре и осадках модель также вычисляет параметры dxs (Dansgaard, 1964) и $^{17}O-x$ s (Meijer and Li, 1998):

$$dxs = \delta D - 8 \delta^{18}O \text{ (в промилле)} \quad (15)$$

$$^{17}O-x_s = [\ln(\delta^{17}O / 1000 + 1) - 0.528 \ln(\delta^{18}O / 1000 + 1)] \cdot 10^6 \quad (16)$$

Логарифмическое выражение для расчёта $^{17}O-x$ s выбрано исходя из того, что в логарифмической шкале зависимость между $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$ строго линейна.

Коэффициенты 8 и 0.528 в уравнениях (15) и (16) отражают средние глобальные зависимости между δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$ в атмосферных осадках, хотя локально они могут довольно сильно различаться (Aron et al., 2021).

В работе Уэмуры с соавторами (Uemura et al., 2012) отмечено, что использование dxs , рассчитанного по формуле (15), для осадков, формирующихся при низких температурах конденсации, нецелесообразно ввиду сильной зависимости этого параметра от условий осадкообразования (температуры T_d и степени перенасыщения S_i), что затрудняет его интерпретацию в качестве характеристики условий в источнике влаги. Для решения этой проблемы авторы предложили логарифмическое определение эксцесса дейтерия, dln :

$$dln = [\ln(1 + \delta D/1000) - (-0.0285 (\ln(1 + \delta^{18}O/1000))^2 + 8.47 \ln(1 + \delta^{18}O/1000))] \times 1000 \text{ (в ‰)}. \quad (17)$$

Решение обратной задачи. Простые изотопные модели вычисляют изотопный состав осадков по заданным параметрам, но, как правило, перед исследователем стоит противоположная задача: по известному изотопному составу определить, при каких условиях они были сформированы (как правило, речь идёт о температуре конденсации, а иногда и об условиях в источнике влаги). Для решения этой задачи исследователь подбирает настроечные параметры модели таким образом, чтобы она наиболее точно воспроизвела изотопный состав образцов осадков. В новой программной реализации модели добавлен блок для решения обратной задачи, в котором подбор настроечных параметров автоматизирован на основе алгоритма случайного поиска Монте-Карло. Для этого задаются значения целевых показателей, в качестве которых могут выступать $\delta^{18}O$, δD , dxs , dln и $^{17}O-x$ s в осадках в конце траектории (по отдельности либо в любых сочетаниях), а также значения градиентов $d^{18}O/T_d$, $dxs/\delta^{18}O$ и $^{17}O-x_s/\delta^{18}O$ для твёрдых осадков с лёгким изотопным составом (для $\delta^{18}O < -40\text{‰}$). Целевые показатели изотопного состава задаются в виде среднего значения \pm допуск (для изотопного состава) и среднего \pm процент отклонения от среднего (для градиентов). Затем на вход компьютерного приложения подаются допустимые диапазоны значений настроечных параметров. Алгоритм случайным образом выбирает значения настроечных параметров и считает изотопный состав осадков. Если значения изотопного состава в конце траектории попали в допустимый диапазон целевых показателей, то значения настроечных параметров и изотопного состава осадков выписываются в отдельный файл; если хотя бы одно из значений изотопного состава не соответствует целевым показателям, этот вариант расчёта игнорируется. Расчёты

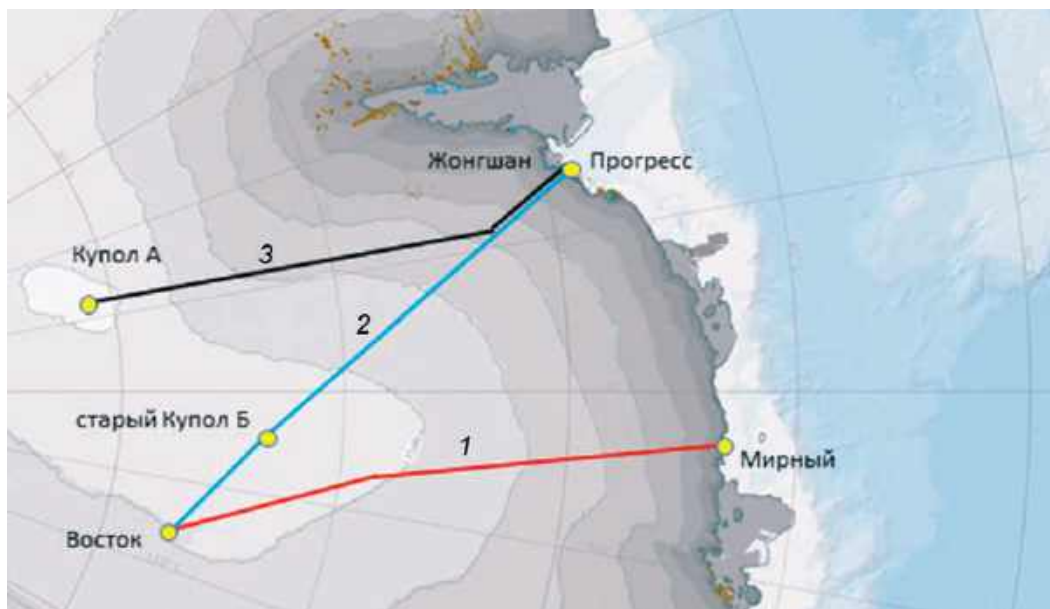


Рис. 1. Расположение научных профилей в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида), вдоль которых отбирались пробы изотопного состава: 1 — профиль Мирный — Восток (Екайкин, 2003); 2 — профиль Прогресс — Восток (эта работа); 3 — профиль Жонгшан — Купол А (Pang et al., 2015). Картографическая основа взята на сайте проекта Antarctic Digital Database (<https://www.add.scar.org/>).

Fig. 1. Location of scientific profiles in the Princess Elizabeth Land (East Antarctica), along which samples of isotopic composition were taken: 1 — profile Mirny-Vostok (Ekaikin, 2003); 2 — profile Progress-Vostok (this work); 3 — profile Zhongshan-Dome A (Pang et al., 2015). The cartographic basis was taken from the website of the Antarctic Digital Database project (<https://www.add.scar.org/>).

выполняются до тех пор, пока не наберётся необходимое количество искомым значений настроечных параметров.

Преимущество этого метода заключается в том, что наряду с оптимальными значениями параметров также автоматически оцениваются их статистические достоверности.

Изотопная модель, а также инструкция по её использованию доступны на сайте ЛИКОС ААНИИ: <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>.

Усовершенствованная версия компьютерного приложения разработана с помощью пакета прикладных программ MATLAB R2021b.

Методика измерения кислорода 17 с помощью лазерного анализатора. В этой работе для настройки изотопной модели использованы данные изотопного состава (включая кислород 17) по поверхностным образцам снега, отобранному в ходе 53-й и 55-й Российской антарктической экспедиции (январь — февраль 2007 г. и март 2010 г.) по трассе научно-логистического похода между станциями Прогресс и Восток (рис. 1).

Измерение кислорода 17 этих проб проводилось в ЛИКОС ААНИИ по разработанной нами методике (Екайкин, 2016) на лазерном анализаторе Picarro L2140-*i*. Перед началом измерений и каждые 2–3 недели в ходе измерений выполнялась

калибровка прибора с помощью рабочих стандартов SPB-2 (дистиллированная водопроводная вода Санкт-Петербурга), VOS-4 (современный снег в районе станции Восток) и VSPB-2 (смесь первых двух), изготовленных в ЛИКОС. Значения изотопного состава (включая кислород 17) каждого из этих стандартов были определены относительно стандартов МАГАТЭ VSMOW2 и SLAP2.

Для измерения кислорода 17 каждый образец снега плавится в герметично закрытой ёмкости при комнатной температуре и разливается на три виалы, которые расставляются на лотке автосэмплера в случайном порядке. В начале, в середине и в конце каждого цикла измерений ставится виала с рабочим стандартом VOS-4 (изотопный состав: $-439,7\text{‰}$ по δD , $-56,81\text{‰}$ по $\delta^{18}O$, $-30,41\text{‰}$ по $\delta^{17}O$, $d_{xs} = 14,8\text{‰}$, $^{17}O\text{-xs} = 2 \pm 5$ per meg) для приведения измеренных значений $\delta^{17}O$ и $\delta^{18}O$ к истинным. Расчёт истинных значений выполняется отдельно для кислорода 17 и 18, после чего вычисляется $^{17}O\text{-xs}$. Все виалы (и образцы, и стандарты) измеряются по 20 раз, причём первые 5 измерений отбрасываются, и вычисляется среднее по последним 15 измерениям. За один цикл (который длится около 3 суток) удаётся таким образом измерить 5 образцов. Для каждого образца мы получаем три независимых измерения (каждое из которых, в свою очередь, получено путём осреднения 15 замеров),

которые сравниваются друг с другом. Если среднее квадратическое отклонение между значениями ^{17}O -xs не превышает 8.6 per meg, по ним рассчитывается среднее значение, ошибка которого, таким образом, не превышает $8.6 / \sqrt{3} = 5.0$ per meg. Если стандартное отклонение больше 8.6 per meg, образец отправляется на повторное измерение.

Образцы по семи пунктам, расположенным наиболее близко к побережью (севернее 72° ю.ш.), для которых характерен наиболее тяжёлый изотопный состав, были также повторно измерены с рабочим стандартом VSPB-2 (изотопный состав: -207.0‰ по δD , -26.70‰ по $\delta^{18}\text{O}$, -14.23‰ по $\delta^{17}\text{O}$, $\text{dxs} = 6.6\text{‰}$, $^{17}\text{O}\text{-xs} = -40 \pm 5$ per meg).

Случайная погрешность измерения изотопного состава в образцах по профилю Прогресс — Восток равна 0.6‰ для δD , 0.13‰ для $\delta^{18}\text{O}$, 0.06‰ для $\delta^{17}\text{O}$, 0.5‰ для dxs и 4.8 per meg для $^{17}\text{O}\text{-xs}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В этом разделе анализируется чувствительность результатов расчётов изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде к изменению значений настроечных параметров. Всего модель содержит 24 настроечных параметра, которые можно разделить на несколько групп: 13 параметров описывают условия в источнике влаги, 6 — параметры траектории и 5 — параметры для расчёта эффективных коэффициентов фракционирования в жидких, смешанных и ледяных облаках. Однако, как будет показано ниже, лишь 8 параметров оказывают сильное влияние на результаты расчётов, причём значения большинства из них могут быть определены на основании литературных источников и натурных наблюдений. Ещё 21 параметр модели не является настроечным, поскольку не может задаваться произвольно. Это коэффициенты уравнений для расчёта равновесных коэффициентов фракционирования, для расчёта давления насыщения водяного пара и отношения коэффициентов диффузии для тяжёлых и лёгких молекул воды. Их значения берутся из литературных источников.

Условия в источнике влаги. Условия в источнике влаги (температура поверхности воды T_s , относительная влажность воздуха h , изотопный состав морской воды δ_m , коэффициенты k и Λ в уравнении (2)) определяют изотопный состав водяного пара R_{v0} в начале траектории. Значения δ_m задаются отдельно для дейтерия, кислорода 18 и кислорода 17; значения k и Λ задаются для кислорода 18, а для дейтерия и кислорода 17 они определяются через отношения k_D/k_{18O} , k_{17O}/k_{18O} , Λ_D/Λ_{18O} и $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O}$.

Температура T_s влияет на изотопный состав водяного пара через α_{ew} в уравнении (1): чем выше температура, тем меньше коэффициент фракционирования (см. приложение 1, <http://cerl-aari.ru/index>).

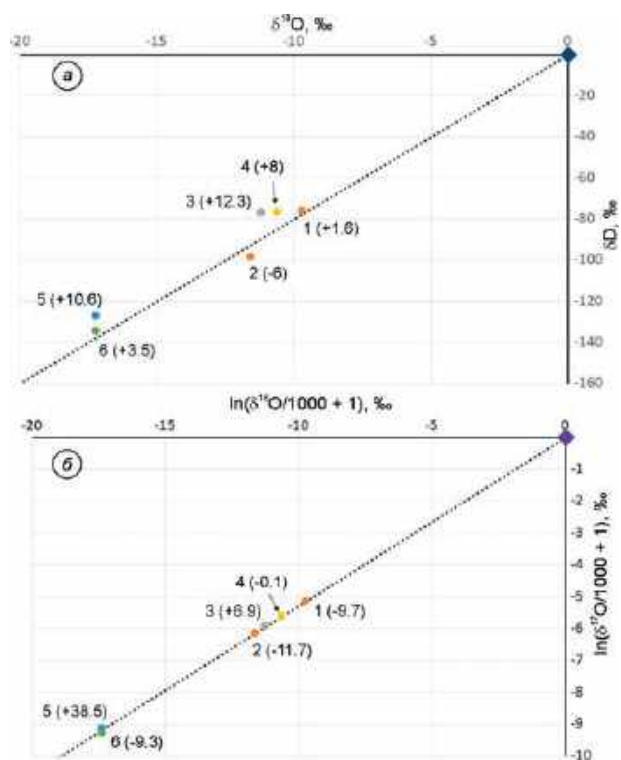


Рис. 2. Влияние условий в источнике влаги на изотопный состав начального водяного пара R_{v0} :

a — значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ в водяном паре; 1 и 2 — водяной пар, сформированный в изотопном равновесии с морской водой при температуре поверхности океана $T_s = +20^\circ\text{C}$ (1) и 0°C (2); 3 — водяной пар, сформированный при $T_s = +20^\circ\text{C}$ и влажности $h = 70\%$ (параметр $k = 0.005$, $k_D/k_{18O} = 0.88$, $\Lambda = 0$); 4 — то же, что 3, но для $k = 0.003$; 5 — то же, что 4, но для $\Lambda = 0.02$, $\Lambda_D/\Lambda_{18O} = 8$ и $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O} = 0.528$; 6 — то же, что 5, но для $\Lambda_D/\Lambda_{18O} = 9$;

b — значения $\ln(\delta^{17}\text{O}/1000+1)$ и $\ln(\delta^{18}\text{O}/1000+1)$ в водяном паре; 1–5 — то же, что в рис. 2, *a*; 6 — то же, что 5, но для $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O} = 0.55$.

Пунктирными линиями обозначены линии с коэффициентом регрессии 8 (см. рис. 2, *a*) и 0.528 (см. рис. 2, *b*), проходящие через начало системы координат. Числа в скобках обозначают значения dxs (см. рис. 2, *a*) и $^{17}\text{O}\text{-xs}$ (см. рис. 2, *b*) для точек 1–6. Ромбом показан изотопный состав воды, являющийся источником пара во всех случаях.

Fig. 2. Influence of conditions in the moisture source on the isotopic composition of the initial water vapor R_{v0} :

a — values of δD and $\delta^{18}\text{O}$ in water vapor; 1 and 2 — water vapor formed in isotopic equilibrium with sea water at ocean surface temperatures $T_s = +20^\circ\text{C}$ (1) and 0°C (2); 3 — water vapor formed at $T_s = +20^\circ\text{C}$ and humidity $h = 70\%$ (parameter $k = 0.005$, $k_D/k_{18O} = 0.88$, $\Lambda = 0$); 4 — the same as 3, but for $k = 0.003$; 5 — the same as 4, but for $\Lambda = 0.02$, $\Lambda_D/\Lambda_{18O} = 8$ and $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O} = 0.528$; 6 — the same as 5, but for $\Lambda_D/\Lambda_{18O} = 9$;

b — values of $\ln(\delta^{17}\text{O}/1000+1)$ and $\ln(\delta^{18}\text{O}/1000+1)$ in water vapor; 1–5 — the same as in Fig. 2, *a*; 6 — the same as 5, but for $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O} = 0.55$.

The dotted lines indicate lines with a regression coefficient of 8 (Fig 2, *a*) and 0.528 (Fig 2, *b*) passing through the origin of the coordinate system. The numbers in brackets indicate the values of dxs (Fig 2, *a*) and $^{17}\text{O}\text{-xs}$ (Fig 2, *b*) for points 1–6. The diamond shows the isotopic composition of water, which was the source of the vapor in all cases.

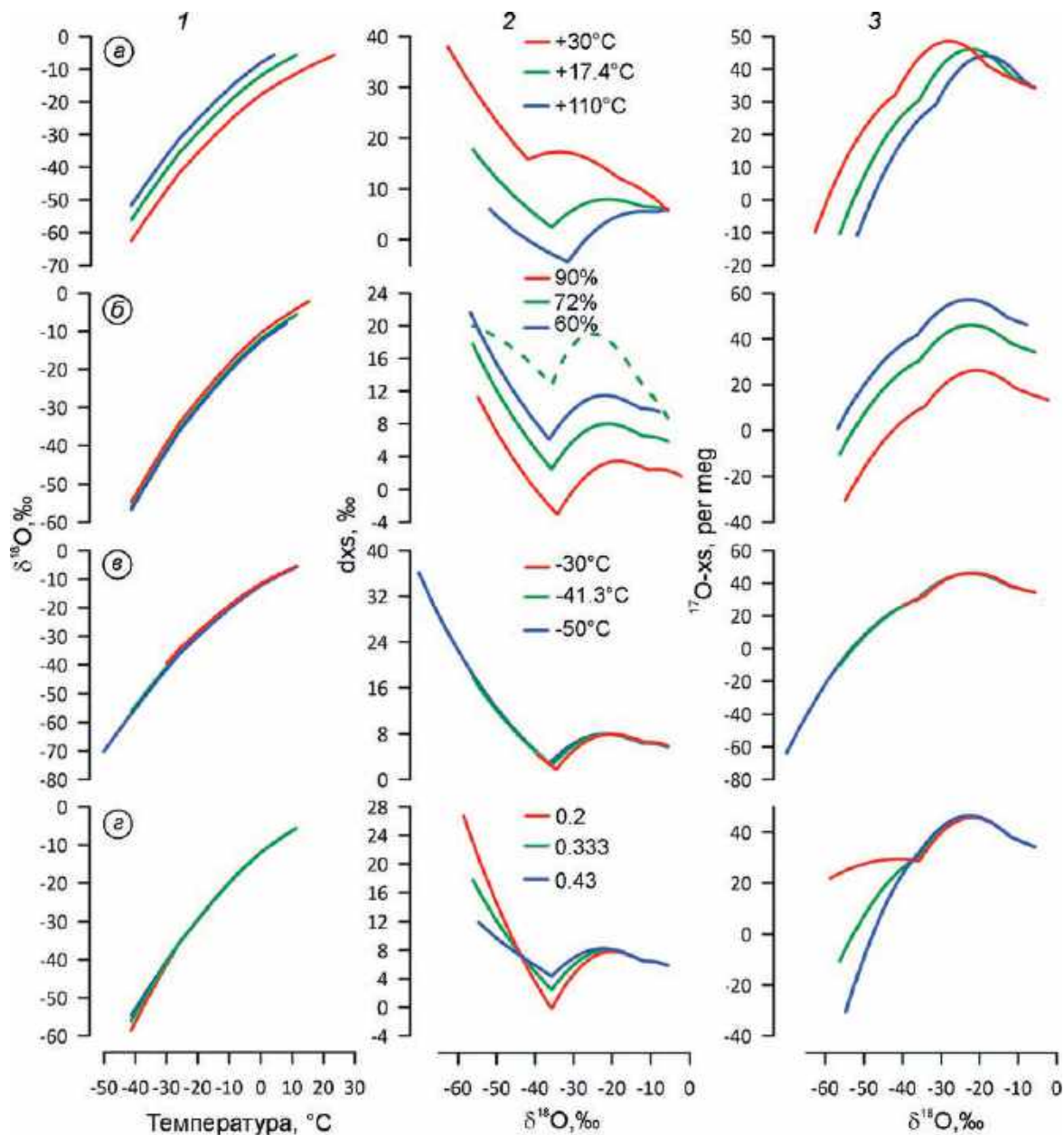


Рис. 3. Изменение изотопного состава осадков вдоль траектории по данным модели. Диаграммы в столбце 1 показывают зависимость $\delta^{18}\text{O}$ от температуры конденсации; диаграммы в столбце 2 — зависимость dxs от $\delta^{18}\text{O}$; диаграммы в столбце 3 — зависимость $^{17}\text{O-x}$ s от $\delta^{18}\text{O}$. *a–г* — влияние различных факторов на изотопный состав: *a* — температуры поверхности моря, *б* — относительной влажности воздуха в источнике влаги, *в* — температуры конденсации в конце траектории, *г* — параметра s_0 , контролирующего степень перенасыщения водяного пара надо льдом при формировании смешанных и твёрдых осадков. Пунктирной линией на рис. 3, *б* показано распределение значений dln вдоль траектории для относительной влажности 72%.
Fig. 3. Change in the isotopic composition of precipitation along the trajectory according to the model data. The diagrams in column 1 show the dependence of $\delta^{18}\text{O}$ on the condensation temperature; the diagrams in the column 2 — dependence of dxs on $\delta^{18}\text{O}$; the diagrams in the column 3 shows the dependence of $^{17}\text{O-x}$ s on $\delta^{18}\text{O}$. *a–г* — the influence of various factors on the isotopic composition: *a* — of sea surface temperature, *б* — of relative air humidity in the moisture source, *в* — of condensation temperature at the end of the trajectory and *г* — of parameter s_0 , which controls the degree of supersaturation of water vapor above the ice during the formation of mixed and solid precipitation. The dotted line in Fig. 3, *б* shows the distribution of dln along the trajectory for the relative humidity 72%.

php/simple-isotope-model/), тем тяжелее значения δ_{v0} (см. рис. 2). Чем ниже относительная влажность h , тем сильнее эффективное фракционирование при испарении воды и тем легче изотопный состав водяного пара. Кроме того, кинетический эффект относительно сильнее для кислорода 18, чем для дейтерия, поэтому коэффициент регрессии линии, соединяющей воду и формирующийся из неё водяной пар на диаграмме δD vs $\delta^{18}O$, меньше 8, за счёт чего значение dxs в паре < 0 (см. рис. 2, а). На значения dxs также влияет температура: чем ниже T_s , тем выше отношение $(\alpha_{ew} - 1)_{\text{дейтерий}} / (\alpha_{ew} - 1)_{\text{кислород 18}}$ и тем ниже dxs . Значения k довольно слабо влияют на кинетический эффект в диапазоне 0.003–0.007, тогда как влияние Λ на изотопный состав водяного пара очень сильно (см. рис. 2, а). Соответственно, отношение Λ_D/Λ_{18O} (которое по определению должно быть близко к 8 (см. таблицу; Salamatin et al., 2004)), сильно влияет на величину dxs водяного пара.

В отличие от dxs «эксцесс кислорода 17» (^{17}O -xs) очень слабо зависит от температуры, поскольку равновесные коэффициенты фракционирования для кислорода 17 и кислорода 18 связаны соотношением $\alpha_{e17O} = \alpha_{e18O}^{0.529}$ (Barkan, Lutz, 2005). Кинетическое фракционирование для кислорода 18 интенсивнее, чем для кислорода 17 ($\ln(\alpha_{ef17O})/\ln(\alpha_{ef18O}) < 0.528$), поэтому при $h < 100\%$ значения ^{17}O -xs в водяном паре выше, чем в воде. Влияние коэффициента k на ^{17}O -xs незначительно, а значения Λ и $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O}$, наоборот, очень сильно влияют на «эксцесс кислорода 17» (см. рис. 2, б).

Условия в источнике влаги определяют изотопный состав водяного пара в начале траектории и, как следствие, изотопный состав осадков вдоль всей траектории (рис. 3, а–б). Кроме того, T_s (при фиксированной температуре конденсации T_d в конце траектории) определяет разность температур в начале и конце траектории, а значит, и степень изотопного истощения F (см. уравнение (8): чем выше T_s , тем ниже изотопный состав осадков (см. рис. 3, а)).

Влажность воздуха также влияет на то, как быстро наступит конденсация первой порции влаги, т.е. насколько T_{d0} будет ниже T_s .

Важно отметить, что изменение изотопного состава водяного пара в источнике влаги не приводит к параллельному сдвигу изотопного состава осадков вдоль всей траектории (см. рис. 3, а). Действительно, как следует из уравнения (8), изменение изотопного состава пара δ_v в любой точке траектории всегда меньше, чем изменение δ_{v0} , поскольку $F^{(\alpha_{ef} - 1)} < 1$.

Например, при изменении δ_{v0} на 1‰ по δD , по $\delta^{18}O$ и по $\delta^{17}O$ изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде изменится соответственно на 0.65‰ по δD , на 0.96‰ по $\delta^{18}O$ и на 0.978‰ по $\delta^{17}O$. Более того, даже если изотопный состав δ_{v0} меняется таким образом, что его dxs остаётся неизменным (например,

$\delta^{18}O$ изменилась на 1‰, а δD на 8‰), dxs в осадках изменится на $8 \cdot (0.65 - 0.96) \sim -2.5\%$. Что касается ^{17}O -xs, то если его значение не меняется в водяном паре, то и в осадках оно остаётся неизменным.

Аналогичным образом при изменении изотопного состава морской воды δ_m изотопный состав осадков δ_p меняется на меньшую величину, а dxs в осадках не остаётся постоянным даже в том случае, когда dxs морской воды остаётся неизменным.

Как показывает выполненный выше анализ, значение dxs в водяном паре в начале траектории зависит как от температуры поверхности моря, так и от относительной влажности воздуха, тогда как ^{17}O -xs практически не чувствителен к изменениям температуры. Это даёт возможность независимо реконструировать T_s и h в том случае, если доступны данные по концентрации всех трёх тяжёлых изотопов (δD , $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$) (Верес и др., 2018). Во многих случаях доступны лишь данные по δD и $\delta^{18}O$ (и dxs), что приводит к необходимости задавать относительную влажность в источнике влаги как функцию температуры воздуха:

$$h = T_s \beta T + h_0, \quad (18)$$

где βT и h_0 — два дополнительных настроечных параметра.

В нашей модели имеется возможность выбора влажности как независимого параметра либо как функции температуры по уравнению (18).

Изотопное фракционирование при образовании жидких, смешанных и твёрдых осадков. После формирования водяного пара в источнике влаги воздушная масса начинает подниматься и смещаться к высоким широтам, за счёт чего понижается её температура. В какой-то момент водяной пар достигает насыщения, и начинается конденсация, причём жидкая влага остаётся в облаке. Когда отношение массы жидкой влаги к массе водяного пара достигает значения L_0 , новые порции влаги начинают покидать воздушную массу в виде осадков. Поскольку отношение $(\alpha_{ef} - 1)_{\text{дейтерий}} / (\alpha_{ef} - 1)_{\text{кислород 18}}$ близко к 8, изотопный состав осадков ложится на линию с коэффициентом регрессии около 8. При этом, как следует из определения dxs (уравнение (15)), его значения меняются слабо, поэтому часто считают, что “эксцесс дейтерия не меняется в ходе равновесного фракционирования и, таким образом, он используется как характеристика условий в источнике влаги”.

Это не вполне точное допущение по нескольким причинам.

Во-первых, отношение $(\alpha_{ef} - 1)_{\text{дейтерий}} / (\alpha_{ef} - 1)_{\text{кислород 18}}$ отличается от 8, и коэффициент регрессии зависимости δD от $\delta^{18}O$ не равен строго 8.

Во-вторых, коэффициент линии регрессии между δD и $\delta^{18}O$ на заключительной стадии

дистилляции ($F < 0.2$) существенно меньше 8. Поэтому при очень низких температурах конденсации значения dxs в условиях равновесного фракционирования сильно росли бы. Кинетические эффекты при образовании твёрдых осадков приводят к понижению эксцесса дейтерия (см. рис. 3, з), и наблюдаемые значения dxs представляют результат снижения равновесных и кинетических процессов.

Сказанное выше справедливо и для ^{17}O -xs с той разницей, что зависимость между $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в логарифмической шкале строго линейна, поэтому ^{17}O -xs в осадках слабо меняется в ходе процесса дистилляции. Аналогично эксцессу дейтерия значения ^{17}O -xs также должны расти при $F < 0.2$, а наблюдаемое на рис. 3 снижение значений в конце траектории связано с кинетическими процессами при образовании твёрдых осадков (см. рис. 3, з).

Параметр L_0 в пределах своих возможных значений (0–0.2) слабо влияет на изотопный состав и dxs в конце траектории, но довольно сильно на ^{17}O -xs: повышение L_0 с 0 до 0.2 понижает ^{17}O -xs на 10 per meg.

Результаты расчётов практически не чувствительны к изменению величины параметра ν (который определяет, какая доля жидких капель в смешанных облаках уменьшается за счёт выпадения осадков и за счёт испарения), поэтому его можно зафиксировать на значении 0.5. Параметр s_0 определяет интенсивность кинетических процессов в смешанных и ледяных облаках, поэтому он очень сильно влияет на изотопный состав осадков (см. рис. 3, з): чем выше s_0 , тем ниже эффективный коэффициент фракционирования (см. уравнения (12) и (13)), тем выше изотопный состав осадков, но при этом ниже значения dxs и ^{17}O -xs.

Ещё два параметра, T_w и T_i , определяют температуру перехода от соответственно жидких к смешанным и от смешанных к твёрдым осадкам. В своих наиболее вероятных пределах, между 0 и -5°C (Ciais, Jouzel, 1994; Xia et al., 2023) T_w слабо влияет на изотопный состав осадков. Изменение T_i меняет форму зависимостей $dxs(\delta^{18}\text{O})$ и ^{17}O -xs($\delta^{18}\text{O}$): чем выше T_i , тем раньше происходит перегиб этих кривых при переходе от смешанных к твёрдым осадкам, тем выше итоговые значения dxs и ^{17}O -xs в конце траектории (см. приложение 2, <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>).

Коэффициенты фракционирования и диффузии. Коэффициенты $\alpha_{e,s}$ и D'/D не могут задаваться произвольно, и в этом смысле не являются настроечными параметрами, но в литературе существуют различные оценки значений этих величин (см. приложение 1, <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>).

В частности, в литературе используются разные температурные зависимости равновесных коэффициентов фракционирования для системы

«пар — лёд» ($\alpha_{e,s}$), по Мерлива и Ниф (Merlivat Nief, 1967) и по Эллекхой и др. (Ellehoj et al., 2013). Различие значений $\alpha_{e,s}$, по этим двум источникам, растёт по мере снижения температуры конденсации, достигая порядка 5% при $T_d \sim -50^\circ\text{C}$.

За счёт этого значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках в конце траектории при использовании коэффициентов фракционирования по (Ellehoj et al., 2013) чуть выше, значения dxs существенно ниже, а ^{17}O -xs немного выше, чем по данным (Merlivat, Nief, 1967) (см. приложение 2, <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>).

Для значений D'/D существует несколько различных оценок (см. приложение 1, <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>), но чаще всего используются данные Мерлива (Merlivat, Nief, 1967) и Каппа и др. (Cappa et al., 2003): $D'/D = 0.9723$ для $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ и 0.9755 для $\text{HD}^{16}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ по (Merlivat, 1967) и 0.9691 для $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ и 0.9839 для $\text{HD}^{16}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ по (Cappa et al., 2003). D'/D для $\text{H}_2^{17}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ во всех случаях рассчитывается как D'/D для $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ в степени 0.518.

Различия коэффициентов диффузии приводят, во-первых, к небольшим различиям в оценке изотопного состава водяного пара в источнике влаги (см. уравнение (1)), а во-вторых, к разным значениям кинетического эффекта фракционирования для смешанных и твёрдых осадков (уравнение (12)). В частности, изотопный состав осадков в конце траектории оказывается чуть ниже, а dxs и ^{17}O -xs выше по данным Каппа и др. (Cappa et al., 2003), чем по данным Мерлива (Merlivat, 1967).

Различия в оценках коэффициентов фракционирования и диффузии почти не влияют на результаты расчётов изотопного состава осадков для жидких и смешанных осадков и играют заметную роль лишь при моделировании твёрдых осадков при низких температурах конденсации. При поиске оптимальных значений настроечных параметров целесообразно попробовать различные комбинации $\alpha_{e,s}$ и D'/D для поиска наилучшего соответствия между натурными данными и модельными расчётами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Основная проблема моделирования изотопного состава осадков с помощью многопараметрических моделей заключается в том, что одну и ту же величину d_p можно получить при различных сочетаниях разных значений входных параметров. Например, понижение температуры в источнике влаги можно скомпенсировать повышением значения «циркуляционного параметра» и т.д. Отчасти эта проблема решается с помощью использования данных об изотопных значениях второго порядка (dxs и ^{17}O -xs), что снижает допустимый диапазон значений входных параметров, но тем не менее

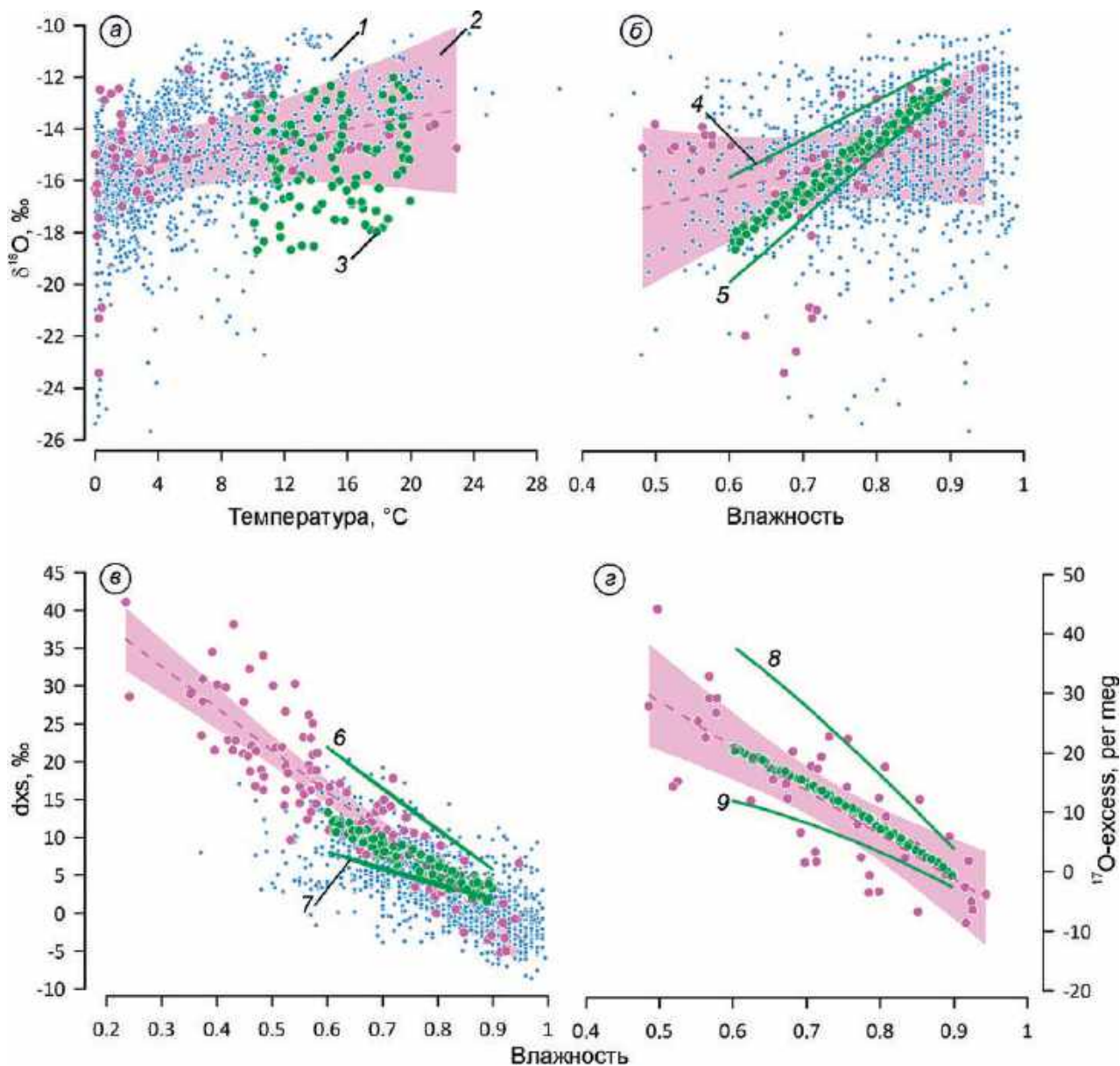


Рис. 4. Изотопный состав водяного пара над океаном:

a — изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) водяного пара как функция температуры поверхности океана (для температур выше 0°C); *б* — изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100%); *в* — dxs водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100%); *г* — ^{17}O -xs водяного пара как функция влажности воздуха (для влажности меньше 100%).

1 — данные экспедиции ACE (Thurnherr et al., 2020); *2* — данные Uemura et al. (2010) и Xia et al. (2023); *3* — результаты моделирования изотопного состава водяного пара для диапазона температур $10\text{--}20^\circ\text{C}$ и влажности $60\text{--}90\%$, при этом значение $\Lambda_{180} = 0.016$, $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180} = 8.3$, $\Lambda_{17\text{O}}/\Lambda_{180} = 0.5306$. Линиями *4* и *5* на рис. 4, *б* показаны результаты моделирования для $\Lambda_{180} = 0.01$ и 0.02 ; линиями *6* и *7* на рис. 4, *в* показаны результаты моделирования для $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180} = 8$ и 9 ; линиями *8* и *9* на рис. 4, *г* показаны результаты моделирования для $\Lambda_{17\text{O}}/\Lambda_{180} = 0.528$ и 0.532 . Пунктирными линиями показаны линейные аппроксимационные функции, а заливкой их 99% доверительные интервалы.

Fig. 4. Isotopic composition of water vapor over the ocean:

a — isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of water vapor as a function of ocean surface temperature (for temperatures above 0°C); *б* — isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of water vapor as a function of air humidity (for humidity less than 100%); *в* — dxs of water vapor as a function of air humidity (for humidity less than 100%); *г* — ^{17}O -xs of water vapor as a function of air humidity (for humidity less than 100%). *1* — data from the ACE expedition (Thurnherr et al., 2020); *2* — data from Uemura et al. (2010) and Xia et al. (2023); *3* — the results of modeling the isotopic composition of water vapor for the temperature range $10\text{--}20^\circ\text{C}$ and humidity $60\text{--}90\%$, with the value $\Lambda_{180} = 0.016$, $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180} = 8.3$, $\Lambda_{17\text{O}}/\Lambda_{180} = 0.5306$. Lines *4* and *5* in Figure 4, *б* shows the simulation results for $\Lambda_{180} = 0.01$ and 0.02 ; lines *6* and *7* in Fig. 4, *в* shows the simulation results for $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180} = 8$ and 9 ; lines *8* and *9* in Fig. 4, *г* shows the simulation results for $\Lambda_{17\text{O}}/\Lambda_{180} = 0.528$ and 0.532 . Dashed lines show linear approximation functions, and their 99% confidence intervals are filled.

для надёжной настройки модели требуются независимые данные об условиях в источнике влаги и (если моделируются твёрдые осадки в условиях Центральной Антарктиды) о пространственном распределении изотопного состава снега при движении от побережья Антарктиды к её внутриконтинентальным районам.

Изотопный состав водяного пара в источнике влаги. Источником водяного пара для осадков, выпадающих в районе станции Восток (Центральная Антарктида), является участок Индийского океана, ограниченный приблизительно 35° и 50° ю.ш. (Sodemann, Stohl, 2009; Markle, Steig, 2022) с характерными значениями температуры поверхности моря +10–20°C и относительной влажностью воздуха 70–90% (Srivastava et al., 2007; Thurnherr et al., 2020). Изотопный состав поверхностных вод в этом секторе Мирового океана характеризуется значениями $-0.13 \pm 0.28\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$, $-1.3 \pm 2.7\text{‰}$ для δD и $-0.3 \pm 1.0\text{‰}$ для dxs (Srivastava et al., 2007). Значение $^{17}\text{O}\text{-xs}$ в морской воде близко к SMOW, в котором оно по определению равно 0 per meg. Соответственно, в данной модели значение δ_m принимается равным 0 для всех изотопных параметров.

Как отмечено в разделе 3.1, наибольшее влияние на изотопный состав водяного пара оказывает «циркуляционный параметр» Λ . Значение этого параметра определяется путём настройки модели таким образом, чтобы она воспроизводила изотопный состав водяного пара, а также зависимости dxs от $\delta^{18}\text{O}$ и $^{17}\text{O}\text{-xs}$ от $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4). Данные по изотопному составу водяного пара взяты из работ Уэмура и др. (Uemura et al., 2010), Тёрнхер и др. (Thurnherr et al., 2020) и Ксиа и др. (Xia et al., 2023).

На рис. 4 показаны значения изотопного состава водяного пара для всего Мирового океана, включая тропические и экваториальные широты (из массива данных были исключены точки, в которых температура была ниже 0°C и/или влажность больше 100%). Наша модель хорошо воспроизводит $\delta^{18}\text{O}$ водяного пара в интервалах температуры 10–20°C и влажности 60–90% при условии, что Λ_{180} находится в пределах 0.01–0.02, а k_{180} берётся равным 0.005 (см. рис. 4, б). При этом необходимо отметить, что изотопный состав водяного пара сильнее зависит от влажности воздуха, чем от температуры. Наилучшее совпадение модельных расчётов с натурными данными в диапазоне влажности 70–90% достигается при Λ_{180} равном 0.016.

Для определения отношения $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180}$ использованы данные о зависимости dxs от $\delta^{18}\text{O}$. Зависимость воспроизводится при значениях $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180}$ в диапазоне от 8 до 9, а наилучшее совпадение достигается при $\Lambda_{\text{D}}/\Lambda_{180}$ равном 8.3. Отношение $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ определяется по зависимости $^{17}\text{O}\text{-xs}$ от $\delta^{18}\text{O}$: допустимые значения $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ находятся в интервале 0.528–0.532, а наилучшее совпадение достигается при $\Lambda_{170}/\Lambda_{180}$ равном 0.5306.

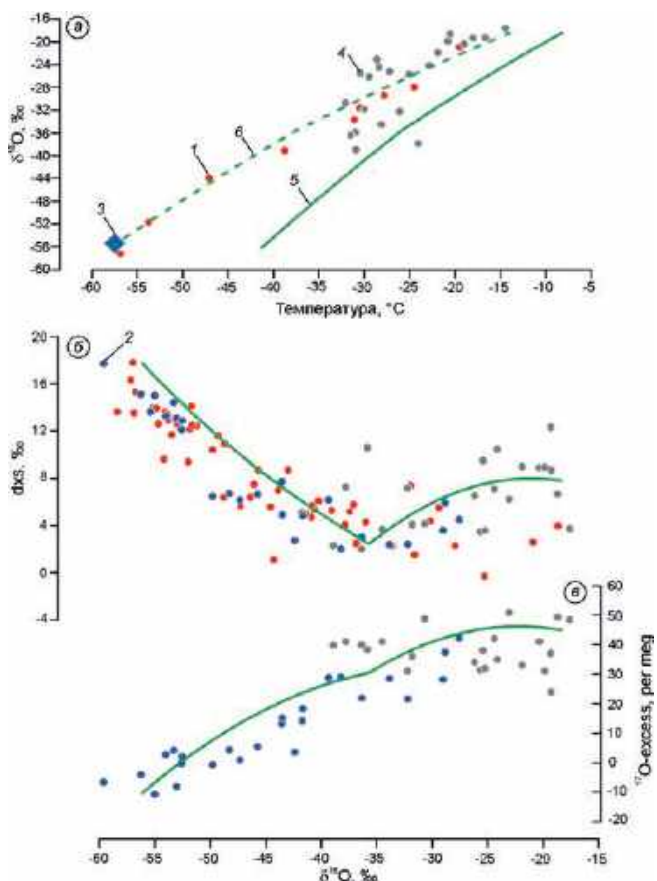


Рис. 5. Распределение изотопного состава поверхностного снега в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) при движении от побережья к центру материка:

a — зависимость изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) от температуры воздуха; *б* и *в* — зависимости dxs (*б*) и $^{17}\text{O}\text{-xs}$ (*в*) от $\delta^{18}\text{O}$.
 1 — данные по профилю Мирный — Восток (см. рис. 1) (Ekaykin, 2003); 2 — профиль Прогресс — Восток (эта работа); 3 — пункт Старый Купол Б (Jouzel et al., 1995); 4 — профиль Жонгшан — Купол А в той части, где он совпадает с профилем Прогресс — Восток (Pang et al., 2015); 5 — результаты изотопного моделирования. На рис. 5, а изотопный состав снега построен относительно приземной температуры T_g , а результаты моделирования (5) — относительно температуры конденсации T_d . Линией *б* показаны модельные значения T_d , приведённые к значениям T_g по уравнению $T_g = T_d / 0.75 - 3$.

Fig. 5. The distribution of the isotopic composition of surface snow in the area of Princess Elizabeth Land (East Antarctica) when moving from the coast to the central parts of the continent: *a* — dependence of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) on air temperature; *б* and *в* — dependences of dxs (*б*) and $^{17}\text{O}\text{-xs}$ (*в*) on $\delta^{18}\text{O}$.
 1 — the Mirny-Vostok traverse (see Fig. 1) (Ekaykin, 2003); 2 — Progress-Vostok profile (this work); 3 — point Old Dome B (Jouzel et al., 1995); 4 — Zhongshan-Dome A profile in the part where it coincides with the Progress-Vostok profile (Pang et al., 2015); 5 — the results of isotope modeling. In Fig. 5, *a*, the isotopic composition of snow is plotted against the surface temperature T_g , and the modeling results (5) are plotted relative to the condensation temperature T_d . Line *б* shows the model T_d values reduced to T_g values according to the equation $T_g = T_d / 0.75 - 3$.

Данные о влажности воздуха и температуре, приведённые в указанных выше работах, позволили также определить коэффициенты уравнения (18): βT находится в диапазоне от -0.004 до -0.006 , а h_0 равно 0.85 (в модели влажность указывается в долях единицы, т.е. 0.85 соответствует 85%).

Как отмечено в разделе 2.1, h в изотопной модели в общем случае не равно относительной влажности воздуха, измеряемой над поверхностью океана, но, поскольку осреднённая за большой период времени приземная температура воздуха равна температуре поверхности океана (Markle, Steig, 2022), доступные в метеотаблицах данные о влажности воздуха могут быть использованы в качестве аппроксимации h .

Изотопный состав поверхностного снега в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида). На рис. 5 показаны данные о распределении изотопного состава поверхностного снега вдоль меридиональных профилей между станциями Восток и Мирный (по данным Екайкин, 2003), Прогресс и Восток (Jouzel et al., 1995 и настоящая работа), а также вдоль трассы между китайскими станциями Жонгшан и Куньлунь в той части, в которой она совпадает с трассой Прогресс — Восток (Pang et al., 2015). Прежде всего следует отметить, что соотношение между изотопным составом и температурой, а также между dxs , ^{17}O -xs и $\delta^{18}O$ совпадает для обоих профилей. Также важным результатом служит совпадение значений ^{17}O -xs по нашим данным и по данным (Pang et al., 2015), что подтверждает надёжность результатов измерения этого параметра в ЛИКОС ААНИИ.

Эти данные были использованы для того, чтобы определить значения параметра s_0 , а также температуры конденсации T_d в районе станции Восток. Прежде всего были проверены параметры настройки, приведённые в работе (Salamatin et al., 2004). Выяснилось, что при $s_0 = 0.43$ модель выдаёт слишком низкое значение ^{17}O -xs в осадках станции Восток, что приводит к необходимости снизить значение s_0 и соответствующим образом скорректировать другие настроечные параметры. Эта задача была решена в несколько этапов.

Во-первых, были определены значения температуры и влажности в источнике влаги, а также “циркуляционных параметров” таким образом, чтобы модель воспроизводила не только изотопный состав водяного пара над океаном, но и изотопный состав осадков на побережье Антарктиды, где температурные условия приблизительно соответствуют началу области смешанных осадков (см. рис. 5): $\delta^{18}O \approx -18\%$, $dxs \approx +8\%$ и ^{17}O -xs $\approx +40$ per meg.

Во-вторых, температура перехода от смешанных к твёрдым осадкам была зафиксирована на значении -26°C таким образом, чтобы модель воспроизводила хорошо заметный перегиб на

зависимости dxs от $\delta^{18}O$ при значении $\delta^{18}O$ около -35% . В природе жидкая влага может наблюдаться в облаках вплоть до температуры -37°C (Westbrook, Illingworth, 2011), и в разных моделях используются значения от -20 до -40°C (Xia et al., 2023).

В-третьих, был задействован модуль решения обратной задачи, с помощью которого удалось определить значения s_0 и T_d в конце траектории для следующих значений целевых показателей (изотопного состава снега в районе станции Восток): $\delta D = -440 \pm 10\%$, $dxs = 16 \pm 5\%$ и ^{17}O -xs $= -6 \pm 5$ per meg.

Оптимальные значения настроечных параметров приведены в таблице. В целом значения параметров близки тем, которые были найдены в работе (Salamatin et al., 2004). Наибольшее различие — в значении параметра s_0 , которое существенно ниже, чем у Саламатина с соавторами, но близко к среднему значению диапазона, который можно встретить в литературе (между 0.2 и 0.5).

Результаты моделирования с использованием указанных в таблице значений приведены на рис. 5. Следует отметить, что модель считает температуру конденсации, тогда как для профилей Мирный — Восток и Прогресс — Восток доступны лишь данные о средней годовой температуре воздуха, приближённо оценённой по температуре фирна на глубине затухания сезонных колебаний (10 м), T_g . В Антарктиде соотношение между T_d и T_g при движении от побережья материка к его центру в первом приближении описывается уравнением $T_g = a / (0.75 - b)$, где a равно $0.5-1$ (Masson-Delmotte et al., 2008). В нашем случае наилучшее соответствие между результатами моделирования и натурными данными достигается при соотношении $T_g = T_d / (0.75-3)$.

Температура конденсации на станции Восток по результатам моделирования (-41.3°C) близка той, которая получена по данным аэрологических наблюдений (Екайкин, 2003), $-39 \pm 3^\circ\text{C}$.

Используемый подход к настройке модели связан с двумя допущениями. Первое допущение предполагает, что прибрежные и внутриконтинентальные районы Антарктиды имеют один и тот же источник влаги. В действительности это может быть не так: прибрежные районы получают её из близкорасположенных холодных частей Южного океана, а Центральная Антарктида — из более далёких и тёплых низкоширотных вод (Markle, Steig, 2022). Таким образом, все точки изотопного состава не обязательно должны располагаться на одной траектории (см. рис. 5). С этим допущением приходится мириться, поскольку без данных о пространственном распределении изотопного состава настройка модели была бы невозможна.

Ещё одним допущением при настройке модели для расчёта изотопного состава твёрдых осадков

Таблица. Оптимальные значения настроечных параметров для моделирования изотопного состава осадков в районе станции Восток (Центральная Антарктида)

Параметр	T_s	h	k_{18O}	δ_m	Λ_{18O}	α_{es}	S	E	γ
Значение	17.4°C	72%	0.005	0‰	0.016	по (Merlivat and Nief, 1967)	6000 км	4300 м	$-2 \cdot 10^{-5}$
Примечание			$k_D/k_{18O} = 0.88,$ $k_{17O}/k_{18O} = 0.518$	Для $\delta D,$ $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$	$\Lambda_D/\Lambda_{18O} = 8.6,$ $\Lambda_{17O}/\Lambda_{18O} = 0.5284$				
Параметр	β_E	T_d	p_{sl}	L_0	ν	σ_0	T_w	T_i	D'/D
Значение	7°C/км	-41.3°C	0.1 МПа	0.01	0.5	0.33	-0.4°C	-26°C	по (Sarra et al., 2003)
Примечание									

T_s — температура поверхности океана в источнике влаги; h — относительная влажность воздуха в источнике влаги; k — кинетический фактор при испарении влаги с поверхности океана; d_m — изотопный состав морской воды; Λ_{18O} — “циркуляционный параметр”; α_{es} — равновесный коэффициент фракционирования в системе “водяной пар — лёд”; S — длина траектории; E — высота траектории в её конце; γ — кривизна траектории; β_E — вертикальный градиент температуры; T_d — температура конденсации в конце траектории; p_{sl} — приземное давление атмосферы; L_0 — доля жидкой влаги в облаке; ν — доля жидкой влаги в смешанных облаках, которая убывает за счёт выпадения; σ_0 — параметр, характеризующий степень перенасыщения влаги в ледяных облаках; T_w — температура перехода от жидких к смешанным облакам; T_i — температура перехода от смешанных к ледяным облакам; D'/D — отношение коэффициентов диффузии для тяжёлых и лёгких молекул.

является пренебрежение ролью стратосферной влаги в формировании центрально-антарктических осадков, для которой характерны очень высокие значения ^{17}O -xs (Winkler et al., 2013; Pang et al., 2022). По-видимому, влияние этого фактора существенно для района Купола А, где значения ^{17}O -xs значимо выше, чем на станции Восток, при одинаковых или даже более низких значениях $\delta^{18}O$ (Pang et al., 2015, 2022), тогда как изотопный состав осадков на станции Восток может быть воспроизведён и без учёта стратосферной влаги.

Логарифмический эксцесс дейтерия. Эксцесс дейтерия — параметр, который, как считалось, несёт в себе информацию о влажности воздуха (и в меньшей степени температуре) в источнике влаги, и в этом качестве он использовался в палеоклиматических реконструкциях по данным изотопного состава ледяных кернов (Jouzel et al., 1982). Для жидких осадков такое понимание dxs в целом верно: с первой порции влаги и вплоть до перехода от жидких к смешанным осадкам его значение меняется слабо (см. рис. 3). Но при температурах конденсации ниже $-20^\circ C$ эксцесс дейтерия испытывает сильные изменения по причинам, описанным в разделе 3.3, и эти изменения к тому же сильно зависят от условий в источнике влаги и от кинетических эффектов в ледяных облаках. Во

многом такое поведение dxs связано с его определением через линейную функцию δD и $\delta^{18}O$. Для устранения этой проблемы Р. Уэмура (Uemura et al., 2012) с соавторами предложил логарифмическое определение эксцесса дейтерия (уравнение (17)), согласно которому dln представляет собой квадратическую функцию δD и $\delta^{18}O$. При этом значения dln слабо меняются в ходе кинетического фракционирования в ледяных облаках. На рис. 3, б показано распределение значений dln вдоль траектории как функции от $\delta^{18}O$ (для расчётов использованы входные параметры, приведённые в таблице). Действительно, изменение dln в ходе выпадения твёрдых осадков примерно вдвое меньше, чем изменение dxs , а чувствительность dln к изменению температуры конденсации в конце траектории в 4 раза меньше, чем для dxs ($-0.38\text{‰}/^\circ C$ против $-1.5\text{‰}/^\circ C$). В этом смысле логарифмический эксцесс дейтерия служит хорошей альтернативой его классическому линейному определению при моделировании изотопного состава твёрдых осадков в условиях очень низких температур конденсации.

С другой стороны, эксперименты с dln показывают, что его чувствительность к другим настроечным параметрам сильнее, чем у dxs . В частности, dln на 17% чувствительнее к T_s ($1.9\text{‰}/^\circ C$ против $1.6\text{‰}/^\circ C$), на 43% к h ($-0.5\text{‰}/^\circ C$ против

–0.35‰/°C), а также на 40% чувствительнее к σ_0 (–86‰/1 σ_0 против –60‰/1 σ_0) по сравнению с dxs. Таким образом, логарифмический эксцесс дейтерия целесообразно использовать при работе с очень низкими изотопными значениями при $T_d < -30^\circ\text{C}$ (например, при реконструкции палеотемпературы по данным изотопного состава полярных ледяных кернов) (Markle, Steig, 2022), тогда как при работе со смешанными и жидкими осадками удобнее пользоваться линейным определением эксцесса дейтерия.

Изотопно-температурная зависимость. Со времён работы В. Дансгора (Dansgaard, 1964) сложилось представление о простой линейной зависимости между изотопным составом осадков и средней годовой приземной температурой воздуха с коэффициентом регрессии $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T \approx 0.7\text{‰}/^\circ\text{C}$. Действительно, примерно такой же изотопно-температурный градиент получается в результате моделирования изотопного состава осадков с помощью простой изотопной модели для диапазона температур от +20 до –10°C. Совпадение этих коэффициентов говорит о том, что соотношение между пространственным изменением температуры конденсации и приземной температурой воздуха во внеполярных районах ≈ 1 и что простые изотопные модели в целом адекватно воспроизводят широтное распределение изотопного состава осадков.

Вместе с тем градиент $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T_d$ не остаётся постоянным, он растёт по мере снижения температуры, что подтверждается и результатами наблюдений в Антарктиде (см. рис. 3; Masson-Delmotte et al., 2008). Тот факт, что в работе (Dansgaard, 1964) имела место линейная зависимость в диапазоне температур от +20 до –50°C, объясняется существованием в Антарктиде приземной инверсии температуры, при которой T_d заметно выше приземной температуры воздуха T_g , причём соотношение $\Delta T_d/\Delta T_g < 1$ (Markle, Steig, 2022). Иными словами, изотопно-температурный градиент в первом приближении можно принять постоянным, если речь идёт о приземной температуре воздуха, но не в том случае, если рассматривается связь изотопного состава осадков с температурой конденсации.

В целом согласно результатам моделирования средний градиент $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T_d$ для диапазона температур от +20 до –40°C равен 0.96‰/°C, причём он растёт от 0.56‰/°C для жидких осадков до 1.3‰/°C для твёрдых осадков при температуре ниже –26°C.

Следует с очень большой осторожностью использовать современный пространственный градиент $\Delta\delta_p/\Delta T$ для реконструкции палеотемператур по ископаемым твёрдым осадкам. Такой подход оправдан в том случае, если температура в источнике влаги оставалась неизменной в прошлом, что маловероятно в реальности. Если температура в источнике влаги менялась с тем же знаком, что

и температура конденсации, то коэффициент временной зависимости между δ_p и T_d будет меньше по сравнению с современным пространственным градиентом. Например, согласно модельным расчётам чувствительность изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) осадков в районе станции Восток к температуре конденсации составляет 1.5‰/°C. Если же температура в источнике влаги менялась с тем же знаком, что и T_d , но с вдвое меньшей амплитудой, тогда чувствительность $\delta^{18}\text{O}$ к T_d составляет 1.2‰/°C. Если же обе температуры менялись параллельно (с одним знаком и на одну величину), то чувствительность равна 0.97‰/°C.

Таким образом, при палеотемпературных реконструкциях с использованием изотопного метода необходимо оценить прошлые изменения температуры в источнике влаги либо по независимым источникам, либо с помощью одновременного анализа δ и dxs в изучаемых палеоосадках.

Возможности и ограничения при использовании модели. Настоящая модель создана для моделирования изотопного состава твёрдых осадков в условиях низких температур Центральной Антарктиды, но она с некоторыми ограничениями (о них будет сказано ниже) пригодна и для моделирования смешанных и жидких осадков.

При моделировании твёрдых осадков, если известны три изотопных параметра ($\delta^{18}\text{O}$ либо δD , dxs, ^{17}O -xs), то модель способна независимо рассчитывать температуру и относительную влажность в источнике влаги, а также температуру конденсации (при условии, что все другие входные параметры, см. таблицу, определены заранее). Погрешность их значений зависит от ширины диапазона целевых параметров: например, при ширине диапазонов изотопного состава осадков на станции Восток, равных $\pm 10\text{‰}$ для δD , $\pm 5\text{‰}$ для dxs и ± 5 per meg для ^{17}O -xs, погрешности оценок T_s , h и T_d составляют соответственно $\pm 1.8^\circ\text{C}$, 3.5% и $\pm 0.7^\circ\text{C}$. Следует отметить, что погрешность оценки температуры конденсации относительно невелика. Чем меньше ширина диапазона допустимых параметров, тем меньше будет погрешность оценок искомых величин, но при этом модели может потребоваться существенно больше времени для завершения расчётов.

Если известны лишь значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD (и, соответственно, dxs), то в этом случае можно задать относительную влажность в источнике как функцию температуры по уравнению (18) и рассчитать температуру в источнике и температуру конденсации, но погрешность значений T_d в этом варианте увеличивается по сравнению с предыдущим.

То же самое справедливо и для расчёта изотопного состава жидких и смешанных осадков, но с некоторыми ограничениями. Во-первых, известно, что источником влаги для Центральной Антарктиды служит океан, а влияние местной влаги

очень мало (Sodemann, Stohl, 2009). На других континентах влияние местной влаги может быть существенно, особенно в районах, удалённых от побережья. В этом случае необходимо иметь информацию об источнике влаги и о её изотопном составе. Одним из возможных решений этой задачи может быть допущение о том, что изначальным источником любых осадков служит океан, а влага переносится во внутриконтинентальные районы в результате нескольких циклов испарения и конденсации, причём изотопный состав воды в источнике влаги в начале следующего цикла равен изотопному составу осадков в конце предыдущего цикла. Расчёты показывают, что уже в конце второго цикла можно получить изотопный состав осадков близкий тому, что наблюдается летом в Якутске (Папина и др., 2017). При этом необходимо учесть, что в испарении влаги с поверхности суши большую роль играет транспирация растений, при которой изотопного фракционирования не происходит (Xia et al., 2023). Поэтому в данном случае изотопный состав водяного пара не может быть рассчитан по уравнению (4), и коэффициент фракционирования при эвапотранспирации с суши может меняться в широких пределах от 1 до α_{ef} .

Данная модель также не учитывает испарение жидких осадков в процессе их выпадения, что актуально в аридных условиях (Xia et al., 2023). При этом концентрация тяжёлых изотопов в осадках становится выше, а значения δx и ^{17}O -xs снижаются.

Наконец, не следует забывать о том, что влага может приходить в точку наблюдения по совершенно разным траекториям. Этот эффект незначителен для Центральной Антарктиды (Markle, Steig, 2022), но может быть очень важен для регионов, в которых перенос воздушных масс заметно меняется от сезона к сезону.

Следует учесть, что благодаря логарифмическому определению ^{17}O -xs при смешении двух траекторий его значение не равно среднему взвешенному ^{17}O -xs по этим траекториям. Например, при смешении двух равных объёмов воды, имеющих одинаковый ^{17}O -xs (0 per meg), но разное значение $\delta^{18}\text{O}$ (-40 и -20%), значение ^{17}O -xs в смеси будет равно -13 per meg. Таким образом, аномально низкие значения ^{17}O -xs в природных водах могут указывать на смешение влаги из разных источников (Aron et al., 2021; Xia et al., 2023).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе представлена усовершенствованная версия простой изотопной модели для расчёта изотопного состава атмосферных осадков в Центральной Антарктиде, включающая геохимический цикл кислорода ^{17}O и возможность решения обратной задачи. По данным об изотопном составе (включая ^{17}O -xs) атмосферной влаги над Мировым океаном

и поверхностного снега, собранного вдоль меридиональных профилей в районе Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида), выполнена настройка модели для расчёта изотопного состава современных осадков в районе станции Восток (см. таблицу).

Обсуждается возможность применения модели для расчёта изотопного состава осадков в других регионах планеты и связанные с этим ограничения. В частности, в модели не учтены такие процессы, как испарение осадков при их выпадении в аридных условиях, смешение траекторий, влияние местных источников влаги, а также особенности изотопного фракционирования при испарении влаги с континентов.

Благодарности. Автор благодарен И. В. Токареву, А. Н. Саламатину и анонимному рецензенту за внимательное чтение рукописи и за многочисленные правки, которые позволили существенно улучшить статью.

Автор признателен руководству и сотрудникам РАЭ (в частности, Юрию Шибяеву и Сергею Зыкову) за логистическое обеспечение полевых исследований в Антарктиде, а также сотрудникам ЛИКОС за изотопные измерения образцов снега, собранных на профиле Прогресс — Восток.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 21-17-00246.

Acknowledgements. The author is grateful to I. V. Tokarev, A. N. Salamatin and an anonymous reviewer for their careful reading of the manuscript and for numerous corrections that significantly improved the paper.

The author is grateful to the leaders and the staff of the RAE (in particular, Yuri Shibaev and Sergei Zykov) for the logistical support of field research in Antarctica, as well as to the CERL's staff for isotope measurements of snow samples collected on the Progress-Vostok profile.

The work was carried out with financial support from the Russian Science Foundation, grant 21-17-00246.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Изотопная модель, а также упомянутые в статье приложения выложены на сайте ЛИКОС ААНИИ: <http://cerl-aari.ru/index.php/simple-isotope-model/>.

ЛИТЕРАТУРА

Верес А. Н., Екайкин А. А., Владимирова Д. О., Козачек А. В., Липенков В. Я., Скакун А. А. Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$) ледяного керна станции Восток // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 149–158. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-149-158>

- Екайкин А. А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии: методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2016. 68 с.
- Папина Т. С., Малыгина Н. С., Эйрих А. Н., Галанин А. А., Железняк М. Н. Изотопный состав и источник атмосферных осадков в центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. P. 60–69. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-2\(60-69\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-2(60-69))
- Aron P. G., Levin N. E., Beverly E. J., Huth T. E., Passey B. H., Pelletier E. M., Poulsen C. J., Winkelstern I. Z., Yarian D. A. Triple oxygen isotopes in the water cycle // Chemical Geology. 2021. 565 (120026). P. 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.120026>
- Barkan E., Luz B. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2005. 19 (24). P. 3737–3742.
- Barkan E., Luz B. Diffusivity fractionations of $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$ and $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2007. 21 (18). P. 2999–3005.
- Cappa C. D., Hendricks M. B., DePaolo D., Cohen R. C. Isotopic fractionation of water during evaporation // Journ. of Geophys. Res. 2003. 108 (D16, ACL 13).
- Ciais P., Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes // Journ. of Geophys. Research. 1994. 99 (D8). P. 16793–16803.
- Craig H., Gordon L. I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Pisa, Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965. P. 9–130.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
- Davidge L., Steig E. J., Schauer A. J. Improving continuous-flow analysis of triple oxygen isotopes in ice cores: insights from replicate measurements // Atmos. Meas. Tech. 2022. V. 15. P. 7337–7351. <https://doi.org/10.5194/amt-15-7337-2022>
- Екайкин А. А. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Universite Joseph Fourier, Grenoble. 2003. 136 p.
- Ellehoj M. D., Steen-Larsen H. C., Johnsen S. J., Madsen M. B. Ice-vapor equilibrium fractionation factor of hydrogen and oxygen isotopes: Experimental investigations and implications for stable water isotope studies // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2013. 27 (19). P. 2149–2158. <https://doi.org/10.1002/rcm.6668>
- Goursaud S., Masson-Delmotte V., Favier V., Orsi A., Werner M. Water stable isotope spatio-temporal variability in Antarctica in 1960–2013: observations and simulations from the ECHAM5-wiso atmospheric general circulation model // Clim. Past. 2018. V. 14. P. 923–946. <https://doi.org/10.5194/cp-14-923-2018>
- Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // Journ. of Geophys. Research. 1984. 89 (D7). P. 11749–11757.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // Nature. 1982. V. 299 (5885). P. 688–591.
- Jouzel J., Vaikmae R., Petit J. R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., Toots M., Melieres M. A., Burckle L. H., Barkov N. I., Kotlyakov V. M. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica // Climate Dynamics. 1995. V. 11. P. 151–161.
- Landais A., Casado M., Fourré E. Antarctic climate records through water isotopes. Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier. 2023.
- Leroy-Dos Santos C., Fourré E., Agosta C., Casado M., Cauquoin A., Werner M., Minster B., Prié F., Jossod O., Petit L., Landais A. From atmospheric water isotopes measurement to firn core interpretation in Adelie Land: A case study for isotope-enabled atmospheric models in Antarctica // EGUsphere. 2023. P. 1–20. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-447>, in press.
- Lorius C., Merlivat L. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area // IAHS publications. 1977. V. 118. P. 127–137.
- Markle B. R., Steig E. J. Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // Clim. Past. 2022. V. 18. P. 1321–1368. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1321-2022>
- Masson-Delmotte V., Hou S., Ekaykin A. A., Jouzel J., Aris-tarain A., Bernardo R. T., Bromwich D., Cattani O., Delmotte M., Falourd S., Frezzotti M., Gallee H., Genoni L., Isaksson E., Landais A., Helsen M., Hoffmann G., Lopez J., Morgan V., Motoyama H., Noone D., Oertler H., Petit J. R., Royer A., Uemura R., Schmidt G. A., Schlosser E., Simoes J. C., Steig E., Stenni B., Stievenard M., van den Broeke M., van de Wal R., van den Berg W. J., Vimeux F., White J. W.C. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modelling // Journ. Clim. 2008. V. 21 (13). P. 3359–3387.
- Meijer H. A.J., Li W. J. The use of electrolysis for accurate $\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope measurements in water // Isotopes in Environmental and Health Studies. 1998. V. 34. P. 349–369. <https://doi.org/10.1080/10256019808234072>
- Merlivat L. Molecular diffusivities of H_2^{16}O , HD^{16}O and H_2^{18}O in gases // Journ. Chem. Phys. 1978. V. 69. P. 2864–2871.
- Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84 (C8). P. 5029–5033.
- Merlivat L., Nief G. Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur

- de l'eau a des temperatures inferieures a 0 C // *Tellus*. 1967. V. 19 (1). P. 122–127.
- Pang H., Hou S., Landais A., Masson-Delmotte V., Prie F., Steen-Larsen H.C., Risi C., Li Y., Jouzel J., Wang Y., He J., Minster B., Falourd S. Spatial distribution of ^{17}O -excess in surface snow along a traverse from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 414. P. 126–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.014>
- Pang H., Zhang P., Wu S., Jouzel J., Steen-Larsen H.C., Liu K., Zhang W., Yu J., An C., Chen D., Hou S. The Dominant Role of Brewer-Dobson Circulation on ^{17}O -Excess Variations in Snow Pits at Dome A, Antarctica // *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere*. 2022. V. 127 (e2022JD036559). P. 1–10. <https://doi.org/10.1029/2022JD036559>
- Reference Sheet for International Measurement Standards (2006) // https://web.archive.org/web/20200729203147/https://nucleus.iaea.org/rpst/documents/VSMOW_SLAP.pdf
- Risi C., Landais A., Bony S., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Vimeux F. Understanding the ^{17}O excess glacial-interglacial variations in Vostok precipitation // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. V. 115 (D10112). P. 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008JD011535>
- Salamatina A. N., Ekaykin A. A., Lipenkov V. Ya. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. 2004. V. 97. P. 24–34.
- Schoenemann S. W., Steig E. J. Seasonal and spatial variations of ^{17}O excess and dexcess in Antarctic precipitation: Insights from an intermediate complexity isotope model // *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere*. 2016. V. 121 (19). P. 11215–11247. <https://doi.org/10.1002/2016JD025117>
- Sodemann H., Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36 (L22803). P. 1–5.
- Srivastava R., Ramesh R., Prakash S., Anilkumar N., Sudhakar M. Oxygen isotope and salinity variations in the Indian sector of the Southern Ocean // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34 (L24603). P. 1–4.
- Steig E. J., Jones T. R., Schauer A. J., Kahle E. C., Morris V. A., Vaughn B. H., Davidge L., White J. W. C. Continuous-Flow Analysis of $\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$, and δD of H_2O on an Ice Core from the South Pole // *Front. Earth Science*. 2021. V. 9 (640292). P. 1–14. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.640292>
- Thurnherr I., Kozachek A. V., Graf P., Weng Y., Bolshyanov D. Y., Landwehr S., Pfahl S., Schmale J., Sodemann H., Steen-Larsen H.C., Toffoli A., Wernli H., Aemisegger F. Meridional and vertical variations of the water vapour isotopic composition in the marine boundary layer over the Atlantic and Southern Ocean // *Atmosphere Chem. Physics*. 2020. V. 20. P. 5811–5835. <https://doi.org/10.5194/acp-20-5811-2020>
- Uemura R., Barkan E., Abe O., Luz B. Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor // *Geophys. Research Letters*. 2010. V. 37 (L04402). P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2009GL041960>
- Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama H., Stenni B. Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles // *Climate Past*. 2012. V. 8. P. 1109–1125. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1109-2012>
- Werner M., Langebroek P. M., Carlsen T., Herold M., Lohmann G. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116 (D15109). P. 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JD015681>
- Westbrook C. D., Illingworth A. J. Evidence that ice forms primarily in supercooled liquid clouds at temperatures $> -27^\circ\text{C}$ // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38 (L14808). P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2011GL048021>
- Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A. A., Jouzel J., Petit J. R., Prie F., Minster B., Falourd S. Inter-annual variation of water isotopologue at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapour // *PNAS*. 2013. <https://doi.org/10.1073/pnas.1215209110>
- Xia Z., Surma J., Winnick M. J. The response and sensitivity of deuterium and ^{17}O excess parameters in precipitation to hydroclimate processes // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 242 (104432). P. 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104432>

Citation: Ekaykin A. A. Refined simple model of stable water isotopic content in central Antarctic precipitation including oxygen 17 fractionation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 005–024. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010013

Refined simple model of stable water isotopic content in central Antarctic precipitation including oxygen 17 fractionation

A. A. Ekaykin^{a#}

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

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

Received November 07, 2023; revised December 06, 2023; accepted March 31, 2024

Modeling the isotopic composition of atmospheric precipitation is an important tool for climatic, paleoclimatic and hydrological studies. This paper presents an improved simple model of the isotopic composition of precipitation in Central Antarctica. It differs from the previous version published by Salamatin et al. (2004) by 1) the included geochemical cycle of oxygen 17 and 2) the possibility of solving the inverse problem (i.e., finding the trajectory parameters that could form the isotopic composition of the precipitation observed at the end of the trajectory). The paper examines in detail the main tuning parameters of the model, among which the most important are the temperature and humidity in the moisture source, the “circulation parameter”, which takes into account the advection of vapor into the moisture source, the condensation temperature and the degree of air supersaturation with moisture in ice clouds. Based on the analysis of data on the isotopic composition (including “excess of oxygen 17”, ^{17}O -xs) of water vapor in the surface layer of the atmosphere over the ocean and surface snow sampled along meridional profiles in East Antarctica, the optimal tuning of the model for calculating the isotopic composition of atmospheric precipitation at the Antarctic Vostok station was performed. In particular, it is shown that the temperature and humidity of the air in the moisture source are $+17.4^\circ\text{C}$ and 72%, respectively, and the condensation temperature is -41.3°C . The possibilities of using the model to analyze the isotopic composition of liquid precipitation falling on other continents are discussed. The final part of the paper discusses the limitations of the model. In particular, it is noted that the model does not take into account such processes as the evaporation of precipitation when it falls in arid conditions, mixing of trajectories, the influence of local sources of moisture, as well as the features of isotope fractionation during the evaporation of moisture from the continents.

Keywords: precipitation, simple isotope model, stable water isotopes

REFERENCES

- Veres A. N., Ekaykin A. A., Vladimirova D. O., Kozachek A. V., Lipenkov V. Ya., Skakun A. A. Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$) of ice from the Vostok station cores. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (2): 149–158. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-149-158> [In Russian].
- Ekaykin A. A. Stable water isotopes in Glaciology and Paleogeography. Methodological textbook. Saint Petersburg: AARI. 2016: 68 p. [In Russian].
- Papina T. S., Malygina N. S., Eirikh A. N., Galanin A. A., Zheleznyak M. N. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in central Yakutia. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2017, XXI (2): 60–69. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-2\(60-69\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-2(60-69)) [In Russian].
- Aron P. G., Levin N. E., Beverly E. J., Huth T. E., Passet B. H., Pelletier E. M., Poulsen C. J., Winkelstern I. Z., Yarian D. A. Triple oxygen isotopes in the water cycle. *Chemical Geology*. 2021, 565 (120026): 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.120026>
- Barkan E., Luz B. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O . *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2005, 19 (24): 3737–3742.
- Barkan E., Luz B. Diffusivity fractionations of $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$ and $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2007, 21 (18): 2999–3005.
- Cappa C. D., Hendricks M. B., DePaolo D., Cohen R. C. Isotopic fractionation of water during

- evaporation. *Journ. of Geophys. Research.* 2003, 108 (D16, ACL 13).
- Ciais. P., Jouzel J.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes // *Journ. of Geophys. Research.* 1994, 99 (D8): 16793–16803.
- Craig H., Gordon L. I.* Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Pisa, Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965: 9–130.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* 1964, 16: 436–468.
- Davidge L., Steig E. J., Schauer A. J.* Improving continuous-flow analysis of triple oxygen isotopes in ice cores: insights from replicate measurements. *Atmos. Meas. Tech.* 2022, 15: 7337–7351. <https://doi.org/10.5194/amt-15-7337-2022>
- Ekaykin A. A.* Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. *Universite Joseph Fourier, Grenoble.* 2003: 136 p.
- Ellehoj M. D., Steen-Larsen H.C., Johnsen S. J., Madsen M. B.* Ice-vapor equilibrium fractionation factor of hydrogen and oxygen isotopes: Experimental investigations and implications for stable water isotope studies. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2013, 27 (19): 2149–2158. <https://doi.org/10.1002/rcm.6668>
- Goursaud S., Masson-Delmotte V., Favier V., Orsi A., Werner M.* Water stable isotope spatio-temporal variability in Antarctica in 1960–2013: observations and simulations from the ECHAM5-wiso atmospheric general circulation model. *Clim. Past.* 2018, 14: 923–946. <https://doi.org/10.5194/cp-14-923-2018>
- Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journ. of Geophys. Research.* 1984, 89 (D7): 11749–11757.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature.* 1982, 299 (5885): 688–691.
- Jouzel J., Vaikmae R., Petit J. R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., Toots M., Melieres M. A., Burckle L. H., Barkov N. I., Kotlyakov V. M.* The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics.* 1995, 11: 151–161.
- Landais A., Casado M., Fourné E.* Antarctic climate records through water isotopes. *Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. 2023.
- Leroy-Dos Santos C., Fourné E., Agosta C., Casado M., Cauquoin A., Werner M., Minster B., Prié F., Jos-soud O., Petit L., Landais A.* From atmospheric water isotopes measurement to firn core interpretation in Adelie Land: A case study for isotope-enabled atmospheric models in Antarctica. *EGUsphere.* 2023: 1–20. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-447>, in press.
- Lorius C., Merlivat L.* Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. *IAHS publications.* 1977, 118: 127–137.
- Markle B. R., Steig E. J.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records. *Climate Past.* 2022, 18: 1321–1368. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1321-2022>
- Masson-Delmotte V., Hou S., Ekaykin A. A., Jouzel J., Aris-tarain A., Bernardo R. T., Bromwich D., Cattani O., Delmotte M., Falourd S., Frezzotti M., Galée H., Genoni L., Isaksson E., Landais A., Helsen M., Hoffmann G., Lopez J., Morgan V., Motoyama H., Noone D., Oert-er H., Petit J. R., Royer A., Uemura R., Schmidt G. A., Schlosser E., Simoes J. C., Steig E., Stenni B., Stieve-nard M., van den Broeke M., van de Wal R., van den Berg W. J., Vimeux F., White J. W. C.* A review of Ant-arctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modelling. *Journ. of Climate.* 2008, 21 (13): 3359–3387.
- Meijer H. A. J., Li W. J.* The use of electrolysis for accurate $\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope measurements in water. *Isotopes in Environmental and Health Studies.* 1998, 34: 349–369. <https://doi.org/10.1080/10256019808234072>
- Merlivat L.* Molecular diffusivities of H_2^{16}O , HD^{16}O and H_2^{18}O in gases. *Journ. Chem. Phys.* 1978, 69: 2864–2871.
- Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipi-tation. *Journ. of Geophys. Research.* 1979, 84 (C8): 5029–5033.
- Merlivat L., Nief G.* Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau a des temperatures inferieures a °C. *Tellus.* 1967, 19 (1): 122–127.
- Pang H., Hou S., Landais A., Masson-Delmotte V., Prie F., Steen-Larsen H.C., Risi C., Li Y., Jouzel J., Wang Y., He J., Minster B., Falourd S.* Spatial distribution of ^{17}O -excess in surface snow along a traverse from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters.* 2015, 414: 126–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.014>
- Pang H., Zhang P., Wu S., Jouzel J., Steen-Larsen H.C., Liu K., Zhang W., Yu J., An C., Chen D., Hou S.* The Dominant Role of Brewer-Dobson Circulation on ^{17}O -Excess Variations in Snow Pits at Dome A, Antarctica. *Journ. of Geophys. Research. Atmos-phere.* 2022, 127 (e2022JD036559): 1–10. <https://doi.org/10.1029/2022JD036559>
- Reference Sheet for International Measurement Standards (2006). https://web.archive.org/web/20200729203147/https://nucleus.iaea.org/rpst/documents/VSMOW_SLAP.pdf
- Risi C., Landais A., Bony S., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Vimeux F.* Understanding the ^{17}O excess glacial-in-terglacial variations in Vostok precipitation. *Journ. of*

- Geophys. Research. 2010, 115 (D10112): 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008JD011535>
- Salamatin A. N., Ekaykin A. A., Lipenkov V. Ya.* Modeling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* 2004, 97: 24–34.
- Schoenemann S. W., Steig E. J.* Seasonal and spatial variations of ^{17}O excess and dexcess in Antarctic precipitation: Insights from an intermediate complexity isotope model. *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere.* 2016, 121 (19): 11215–11247. <https://doi.org/10.1002/2016JD025117>
- Sodemann H., Stohl A.* Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation. *Geophys. Research Letters.* 2009, 36 (L22803): 1–5.
- Srivastava R., Ramesh R., Prakash S., Anilkumar N., Sudhakar M.* Oxygen isotope and salinity variations in the Indian sector of the Southern Ocean. *Geophys. Research Letters.* 2007, 34 (L24603): 1–4.
- Steig E. J., Jones T. R., Schauer A. J., Kahle E. C., Morris V. A., Vaughn B. H., Davidge L., White J. W. C.* Continuous-Flow Analysis of $\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$, and δD of H_2O on an Ice Core from the South Pole. *Front. Earth Science.* 2021, 9 (640292): 1–14. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.640292>
- Thurnherr I., Kozachek A. V., Graf P., Weng Y., Bolshiyakov D. Y., Landwehr S., Pfahl S., Schmale J., Sodemann H., Steen-Larsen H.C., Toffoli A., Wernli H., Aemisegger F.* Meridional and vertical variations of the water vapour isotopic composition in the marine boundary layer over the Atlantic and Southern Ocean. *Atmos. Chem. Phys.* 2020, 20: 5811–5835. <https://doi.org/10.5194/acp-20-5811-2020>
- Uemura R., Barkan E., Abe O., Luz B.* Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor. *Geophys. Research Letters.* 2010, 37 (L04402): 1–4. <https://doi.org/10.1029/2009GL041960>
- Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama H., Stenni B.* Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles. *Clim. Past.* 2012, 8: 1109–1125. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1109-2012>
- Werner M., Langebroek P. M., Carlsen T., Herold M., Lohmann G.* Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale. *Journ. of Geophys. Research.* 2011, 116 (D15109): 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JD015681>
- Westbrook C. D., Illingworth A. J.* Evidence that ice forms primarily in supercooled liquid clouds at temperatures $> -27^\circ\text{C}$. *Geophys. Research Letters.* 2011, 38 (L14808): 1–4. <https://doi.org/10.1029/2011GL048021>
- Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A. A., Jouzel J., Petit J. R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Inter-annual variation of water isotopologue at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapour. *PNAS.* 2013. <https://doi.org/10.1073/pnas.1215209110>
- Xia Z., Surma J., Winnick M. J.* The response and sensitivity of deuterium and ^{17}O excess parameters in precipitation to hydroclimate processes. *Earth-Science Reviews.* 2023, 242 (104432): 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104432>

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОНЫ ЭЛЬБРУСА В ПЕРИОД АККУМУЛЯЦИИ

© 2024 г. Е. Д. Дроздов^{*1,2}, П. А. Торопов^{1,2}, В. К. Авилон³, А. Ю. Артамонов⁴,
А. А. Полухов^{2,5}, И. В. Железнова², Ю. И. Ярынич^{2,4}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

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

³Институт проблем экологии и эволюции им. А. Н. Северцова РАН, Москва, Россия

⁴Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁵Гидрометцентр России, Москва, Россия

*e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.09.2023 г.

После доработки 07.11.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Ключевые слова: горная метеорология, высокогорные метеорологические наблюдения, климат Эльбруса, ледник Гарабаши, метелемер FlowCapt, реанализ ERA5

В высокогорной части эльбрусского ледника Гарабаши проведены уникальные автоматизированные метеорологические наблюдения, охватывающие весь сезон аккумуляции 2021/22 г. Получены подробные данные о температурно-влажностном, ветровом, метелевом и радиационном режиме на высоте более 4700 м над ур. моря. Эти данные позволили показать, что реанализ ERA5 успешно воспроизводит основные характеристики метеорологического режима в условиях высокогорья, а для оценки средних скоростей ветра может применяться акустический метелемер ISAW FC4.

DOI: 10.31857/S2076673424010022

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия горное оледенение стремительно сокращается по всей планете, что является одним из самых ярких примеров отклика природных систем на глобальные и региональные изменения климата (Marzeion et al., 2014; High..., 2019). Регион Большого Кавказа не является исключением: средняя величина тренда площади оледенения составляет здесь 1%/год (Tielidze, Wheate, 2018). Сохранение таких темпов таяния ледников может привести к их полному исчезновению к концу XXI века, что хорошо согласуется с общепланетарной тенденцией и в итоге может привести к существенному дефициту пресной воды в прилегающих к горам районах (Huss, Hock, 2018). Важно отметить, что перестройка гидрологического режима рек южных районов России, связанная с деградацией оледенения, началась уже сейчас (Rets et al., 2020). Существенные изменения горной криосферы на Кавказе будут способствовать также росту числа опасных гляциологических явлений, прежде всего связанных с прорывами ледниковых озёр, потенциал которых существенно увеличивается по мере деградации оледенения (Лаврентьев и др., 2020). В то же время существенным ограничением для оценок

и прогноза баланса массы ледников и динамики речного стока служит отсутствие продолжительных метеонаблюдений.

На Кавказе станции регулярной сети Росгидромета расположены преимущественно в предгорной зоне, а выше 2000 м над ур. моря функционируют лишь три метеостанции: Сулак высокогорная (Республика Дагестан), Шаджатмаз (Республика Карачаево-Черкесия) и Терскол (Республика Кабардино-Балкария) (Торопов et al., 2019). Южный макросклон Эльбруса, в том числе ледник Гарабаши, с 2018 г. входящий в Международную гляциологическую сеть (WGMS..., 2021), находится в непосредственной близости от метеорологической станции Терскол, поэтому в многочисленных исследованиях данные этой станции активно привлекались для интерпретации гляциологических результатов (Рототаева и др., 2019; Олейников и др., 2019; Куксова и др., 2021). Вместе с тем различными исследователями, в том числе и по району Эльбруса, представлялось, что в условиях сложного рельефа далеко не всегда можно экстраполировать результаты даже близко расположенной метеостанции на какой-либо высотный уровень (Barry, 2008;

Ледники..., 2020), особенно это касается осадков (Barry, 2008; Торопов и др., 2022). Поэтому развитие и полноценная верификация гляциологических и гидрологических моделей предполагает наличие натуральных данных высокого качества, полученных непосредственно на поверхностях горных ледников за максимально длительный промежуток времени (Дроздов и др., 2023). Такие наблюдения активно реализовывались и продолжают реализовываться в горных районах в рамках международной задачи мониторинга и моделирования снежного покрова (Essery et al., 2020), а также в высокогорных районах в ходе гляциологических и гляциоклиматических исследований, среди которых прежде всего можно выделить измерения на Килиманджаро (Mölg et al., 2008) и в Боливийских Андах на вулкане Сахама (Hardy et al., 2003). Особенно впечатляют масштабы высокогорных метеорологических наблюдений в Гималаях, где уже 10 лет назад силами западных и китайских исследователей в рамках международных и национальных исследовательских программ начала формироваться полноценная высокогорная наблюдательская сеть (Shea et al., 2015).

На территории России наиболее развитым высокогорным измерительным полигоном является Эльбрус, где первые метеорологические измерения начались ещё в 1934/35 г. (Баранов, Покровская, 1936), а в рамках Международного геофизического года (1957–1959) стартовали уже полноценные комплексные наблюдения вдоль всего южного склона вплоть до высоты 5200 м над ур. моря (Волюшина, 1968). Однако эти наблюдения охватывали лишь летние сезоны и были эпизодическими. Регулярные автоматические наблюдения на ледниках Приэльбрусья стартовали только в 2007–2013 гг. (Rets et al., 2019; Ледники..., 2020), но также проводились только в летние месяцы в областях абляции ледников и не выше 3850 м над ур. моря. Для зимнего периода на эльбрусском леднике Гарабаши доступны лишь короткие (10–20 дней) ряды метеорологических данных для января — февраля, полученные в ходе экспедиций 2017–2022 гг. (Drozdov et al., 2022). В летний сезон автоматические измерения в областях питания ледников Кавказа охватывали лишь короткие периоды на Западном плато Эльбруса (5150 м над ур. моря) в 2018 г., Восточной вершине Эльбруса (5621 м над ур. моря) в 2020 г. (Ледники..., 2020) и Катынском плато (4800 м над ур. моря) в 2021 г. Систематические метеорологические наблюдения в области питания ледников не проводились. Между тем наличие таких наблюдений необходимо и для формирования корректных начальных данных в задачах гляциологического моделирования, и для оценки его результатов, а также для выявления физических механизмов формирования аномалий аккумуляции. Кроме того, эти измерения представляют интерес в рамках задач мониторинга и анализа мезомасштабных

горных циркуляций и радиационного режима высокогорных областей. В-третьих, наличие метеорологического измерительного комплекса в привершинной части Эльбруса актуально в связи с растущей рекреационно-спортивной популярностью этих мест. В наличии обновляемых сведений о погоде на высотах более 4500 м заинтересованы подразделения МЧС и Акционерное общество "Кавказ. РФ" (АО "Кавказ. РФ").

При отсутствии длительных рядов метеорологических наблюдений единственным доступным источником информации о метеорологическом и климатическом режиме горно-ледниковых районов служат данные реанализов. Однако в условиях сложной орграфии эти данные могут содержать серьёзные погрешности. Правда, в некоторых работах результаты сравнения данных реанализов с наблюдениями оказались достаточно оптимистичными, даже в разных регионах земного шара. Так, в работе (Торопов и др., 2016) показано удовлетворительное качество данных реанализа о температуре, характеристиках влажности и скорости ветра на Кавказе; похожая работа проделана по Боливийским Андам (Hardy, 2003). Но в то же время информация о таких величинах, как суточная интенсивность осадков, турбулентные потоки тепла и влаги, порывы ветра и температурно-влажностные характеристики подстилающей поверхности до сих пор использовать некорректно (Торопов et al., 2019). Эти выводы справедливы для областей абляции ледников Эльбруса на высотах порядка 2500–4000 м над ур. моря, поэтому полноценная верификация данных реанализов актуальна и для областей питания ледников Кавказа. На данный момент такая верификация не проводилась. Эти оценки необходимы, в частности, для климатических и строительных изысканий, что особенно актуально при интенсивном развитии инфраструктуры и канатных дорог в Приэльбрусье, а также в исследовательских целях, поскольку данные реанализов служат единственным доступным источником атмосферного форсинга для климатических моделей, в том числе для алгоритмов, описывающих элементы деятельного слоя суши (почву, снежный покров, ледники).

Цель работы — представление и анализ результатов первых длительных метеорологических наблюдений с использованием автоматического оборудования в области питания ледников Большого Кавказа в период аккумуляции. При этом внимание акцентируется на ветровом режиме и условиях метелевого переноса в этот период. Также оценивается точность воспроизведения реанализом ERA5 основных метеорологических величин на высотах более 4500 м над ур. моря в период с сентября 2021 по май 2022 г.



Рис. 1. Район исследований (гора Эльбрус) (а) с положением на территории Кавказа (б) и измерительный комплекс в области аккумуляции ледника Гарабаша (скалы Пастухова) в 2021–2022 годах (в): 1 — акустический анемометр Gill; 2 — “грозо-защитные ершики”; 3 — термогигрометр Rotronic; 4 — балансомер HukseFlux; 5 — ящик с логгером Campbell и устройством мобильной передачи данных; 6 — акустический метелемер ISAW FlowCapt4. Пунсонами показаны: АМС “Скалы Пастухова” — измерительный полигон (высота 4720 м над ур. моря) и западная вершина вулкана Эльбрус (5642 м над ур. моря). Для создания данного рисунка использованы материалы Google Earth (www.earth.google.com).

Fig. 1. Research area (Elbrus Mountain) (a) with the position in the Caucasus (b) and the measuring complex in the accumulation zone of the Garabashi Glacier (Pastukhov rocks) in 2021–2022 (c): 1 — the Gill sonic anemometer; 2 — “lightning protection brushes”; 3 — Rotronic thermohygrometer; 4 — HukseFlux net radiometer; 5 — box with Campbell logger and mobile data transmission device; 6 — ISAW FlowCapt4 acoustic driftometer. The punsons show: “AWS Pastukhov Rocks” — a measuring site (height 4720 m a.s.l.) and the Western peak of Elbrus (5642 m a.s.l.). Materials from Google Earth (www.earth.google.com) were used to create this figure.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Регион и методика исследования. В качестве полигона для проведения мониторинга метеорологических условий в области аккумуляции ледников Центрального Кавказа был выбран ледник Гарабаша на южном склоне массива вулкана Эльбрус (рис. 1, а–б). В данном регионе этот ледник может считаться опорным для проведения гляциоклиматических исследований, что обусловлено типичными размерами его площади и длины (Каталог..., 2021) и участием в проекте мировой службы наблюдения ледников (WGMS..., 2021) с наличием рядов ежегодных наблюдений за балансом массы (Рототаева и др., 2019). Помимо этого, в области абляции ледника Гарабаша (3800 м над ур. моря) с 2013 г. проводятся метеорологические измерения, охватывающие летний период (Ледники..., 2020), а также короткие эпизоды зимнего периода (Дроздов и др., 2023). Кроме того, существенное преимущество данного ледника заключается в логистической доступности и наличии стабильной мобильной связи на высотах до 5000 м, что позволяет упростить установку, обслуживание метеостанции и постоянную передачу данных.

В данной работе обсуждается измерительная кампания в области питания ледника Гарабаша,

охватывающая весь сезон аккумуляции 2021/22 г. В ходе экспедиции в августе — сентябре 2021 г. была выбрана точка в верхней части скал Пастухова на высоте около 4720 м над ур. моря и установлена автоматическая метеорологическая станция (далее — АМС “Скалы Пастухова”). Измерительная площадка (см. рис. 1, в) представляет собой наклонную снежно-ледовую поверхность южной экспозиции с углом наклона порядка 20 градусов и включениями обломков каменного материала. Установленная АМС состояла из современного высокоточного оборудования; проводились измерения температуры и влажности воздуха на высоте 1.5 м над поверхностью ледника с использованием термогигрометра Rotronic HC-S3 (PST Rotronic, Bässersdorf, Switzerland).

Коротковолновые и длинноволновые компоненты радиационного баланса были получены по данным балансомера Hukseflux NR01 (Hukseflux Thermal Sensors, Delft, Netherlands), вынесенного над снежно-ледовой поверхностью на высоте около 2 м. Кроме того, с помощью трёхкомпонентного акустического анемометра Gill Windmaster (Gill Instruments, Lymington, Hampshire, UK) на уровне 2 м измерялись компоненты скорости ветра и акустическая температура воздуха с частотой 20 Гц,

что позволяет применять метод eddy covariance для оценки турбулентного потока импульса и явного тепла.

Особый интерес представляют первые в России многомесячные высокогорные автоматические измерения интенсивности метелевого переноса, выполненные с помощью акустического метелемера ISAW FlowCapt FC4 (ISAW Products, Tannay, Switzerland). Принцип работы этого прибора основан на детектировании звуковых колебаний при соударении ледяных кристаллов и трении потока воздуха о приёмную поверхность, что позволяет получить данные о скорости ветра, мгновенной и средней интенсивности потока ледяных кристаллов (величине метелевого переноса). Автоматические измерения метелевого переноса с помощью метелемера FlowCapt уже проводились во многих полярных регионах: в Антарктиде (Trouvilliez et al., 2015; Amory, 2020), Швейцарских Альпах (Chritin et al., 1999; Lehning et al., 2002), на Южном Алтае (Zhang et al., 2022), на ледниках архипелага Шпицберген (Jaedicke, 2001) и Канадского Арктического архипелага (Savelyev et al., 2006). Во всех перечисленных работах показано, что акустический метелемер позволяет получить удовлетворительные количественные оценки метелевого переноса. Для Центрального Кавказа нами ранее уже были получены автоматизированные оценки метелевого переноса для зимнего периода в области абляции ледника Гарабаши (Drozдов et al., 2022). В рамках измерительной кампании, обсуждаемой в данной работе, трубка метелемера была расположена на уровне 0.5–1.5 м над поверхностью снежно-ледяного покрова, поэтому можно считать, что полученные сведения о метелевом

переносе относятся к приповерхностному слою толщиной 1.5 м, а о скорости ветра — высоте 1 м над поверхностью.

Кроме того, в целях измерения температуры снежного покрова на глубинах 10 и 20 см были установлены два датчика Tinytag Plus 2 TGP-4017 (Gemini Data Loggers, Chichester, UK). Однако из-за интенсивного метелевого переноса и сдувания снега датчики оказывались на совершенно разных уровнях в снежной толще, в том числе выходили на поверхность, поэтому полученные результаты измерений оказались неудовлетворительными и не будут обсуждаться в данной работе. Полный набор сведений об использованной приборной базе, дискретности и погрешности измерений приведён в таблице.

В рамках данного этапа исследования ставилась задача, чтобы представленный выше комплекс функционировал в течение года. Поэтому важными критериями, особенно в условиях низких температур и высоких скоростей ветра на высокогорье, служат бесперебойность и автономность работы АМС. Установка метеостанции непосредственно на снежно-ледовую поверхность с учётом угла наклона и погодных условий не представляется целесообразной, поэтому тренога с АМС монтировалась на камне с относительно горизонтальной поверхностью (см. рис. 1, в). Автономное питание АМС обеспечивалось аккумулятором ёмкостью 85 Ач, который в дневное время заряжается от поликристаллической панели мощностью 100 Вт, закреплённой на соседнем камне. В то же время на поверхности ледника крайне сложно организовать заземление метеостанции, поэтому для молниезащиты применялся подход с распределением статического электричества с помощью “грозозащитных ёршиков” на верхушке АМС (см. рис. 1).

Таблица. Приборная база и основные характеристики приборов и измерений для АМС “Скалы Пастухова”

Метеорологическая величина	Измерительный прибор	Погрешность измерений	Высота прибора над поверхностью	Дискретность измерений
Температура воздуха	Rotronic HC-S3	± 0.2 °C	1.5 м	1 минута
Влажность воздуха	Rotronic HC-S3	$\pm 1.5\%$	1.5 м	1 минута
Скорость ветра	Gill WindMaster	$< 1.5\%$	2 м	20 Гц
	ISAW FC4	$\pm 15\%$	1 м	1 минута
Коротковолновая радиация	HukseFlux NR01	$< 7\%$	2 м	1 минута
Длинноволновая радиация		$< 2.4\%$	2 м	1 минута
Метелевый перенос	ISAW FC4	$\pm 5\%$	0.5–1.5 м	1 минута
Температура снега на глубинах	Tinytag Plus 2	± 0.5 °C	На глубине 10 и 20 см	1 час

Данные наблюдений записывались на логгер Campbell CR1000X (Campbell Scientific, Logan, UT, USA) и автоматически отправлялись по мобильной GSM-связи через роутер MikroTik: каждые 5 минут выполнялась выгрузка средних значений по всем датчикам на общедоступный сайт “Народный Мониторинг” (<https://www.narodmon.ru>); раз в сутки контрольные значения поступали на электронную почту участникам проекта, также происходила выгрузка полного объёма данных на закрытый сервер. Автономная АМС функционировала в течение 9 месяцев: с 01.09.2021 по 01.06.2022. Комплекс мог бы работать и дольше, однако его работу прервал камнепад в верхней части скал Пастухова.

При проведении измерений в высокогорной зоне наиболее серьёзными проблемами становятся экстремальные скорости ветра (особенно критична парусность солнечных панелей и логгерных ящиков), обледенение приборов и несущих конструкций, а также высокая грозовая активность. Контроль работоспособности приборов на качественном уровне мог проводиться дистанционно на основе полученных данных, однако ввиду сложной логистической доступности обслуживание приборов производилось лишь по необходимости. Для более полного контроля состояния АМС в будущих проектах рекомендуется применение камер видеонаблюдения.

Контроль качества данных наблюдений. Контроль качества данных проводился на основе результатов осреднения исходных рядов измерений за 30-минутный интервал. С учётом сильных метелей и известных случаев обледенения метеостанции ключевой задачей была фильтрация грубых ошибок радиационных потоков, которая проводилась на основе сравнения с пороговыми значениями известных физических величин. Так, если осреднённые за 30 минут значения суммарной коротковолновой радиации превышали значение солнечной постоянной (1361 Вт/м^2) или расчётное альbedo снежно-ледовой поверхности оказывалось менее нуля или больше единицы, то считалось, что все измерения радиометра в этот момент времени недостоверны. Такие случаи особенно заметны в переходные сезоны (начало октября и апрель), что, вероятно, связано с гололёдными явлениями и частым обледенением метеостанции.

Основным прибором для получения данных о ветровом режиме был акустический анемометр Gill WindMaster. Однако по техническим причинам он проработал лишь 24 дня с начала периода наблюдений — с 01.09.2021 до 24.09.2021. Поэтому полный ряд данных по скорости ветра был получен только по данным акустического метелемера ISAW FlowCapt4. Этот прибор не является стандартным для измерения ветрового режима и имеет высокую заявленную производителем погрешность для значений скорости ветра в 15%.

Известные в литературе результаты верификации данного прибора непосредственно по измерениям скорости ветра неоднозначны: так, в (Savel'yev et al., 2006) показана высокая корреляция результатов метелемера и данных стандартных наблюдений (коэффициент корреляции $R = 0.76$), в то время как в (Trouvilliez et al., 2015), несмотря на ещё более высокую степень согласованности рядов ($R = 0.91$), сделан вывод о том, что показания метелемера существенно завышают значения скорости ветра. Поэтому мы провели оценку данных метелемера в сравнении с данными акустического анемометра Gill за доступный период (24 дня). С помощью программного обеспечения EddyPro была выполнена фильтрация и осреднение данных акустического анемометра за 30 минут, а данные метелемера, установленного на высоте 1 м над поверхностью, были приведены к уровню 2 м по классическому логарифмическому закону, соответствующему распределению скорости ветра в приземном слое при безразличной стратификации (Монин, Обухов, 1954). Полученные результаты приведены ниже и демонстрируют хорошее совпадение данных о скорости ветра по двум приборам. Полученное значение коэффициента корреляции ($R = 0.94$) указывает на очень высокую согласованность полученных рядов, при этом метелемер не завышает значений скорости ветра относительно акустического анемометра. Однако эти оценки справедливы для скоростей ветра не более 20 м/с. Таким образом, можно сделать вывод, что акустический анемометр ISAW FlowCapt4 показывает достоверные значения для средней скорости ветра и может использоваться в данной работе для общего описания ветрового режима в привершинной зоне Эльбруса.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности метеорологического режима в привершинной части Эльбруса. Основные результаты этих метеорологических наблюдений с осреднением за 30 минут представлены на рис. 2, а. Полученные данные показывают, что на этих высотах практически во всех случаях преобладает выхолаживание поверхности за счёт длинноволнового излучения. Вблизи даты зимнего солнцестояния максимальные значения суммарной радиации в дневное время редко превышают 600 Вт/м^2 , что примерно вдвое ниже, чем в мае при наблюдавшемся максимуме в 1282 Вт/м^2 .

По данным наблюдений было получено распределение значений температуры воздуха для периода сентябрь — май, близкое к логнормальному (см. рис. 2, в), а характерное значение составило $-10 \text{ }^\circ\text{C}$. Суровые холода с температурами менее $-30 \text{ }^\circ\text{C}$ наблюдаются вплоть до середины марта, и даже в середине апреля при адвекции холодного воздуха значения температуры могут

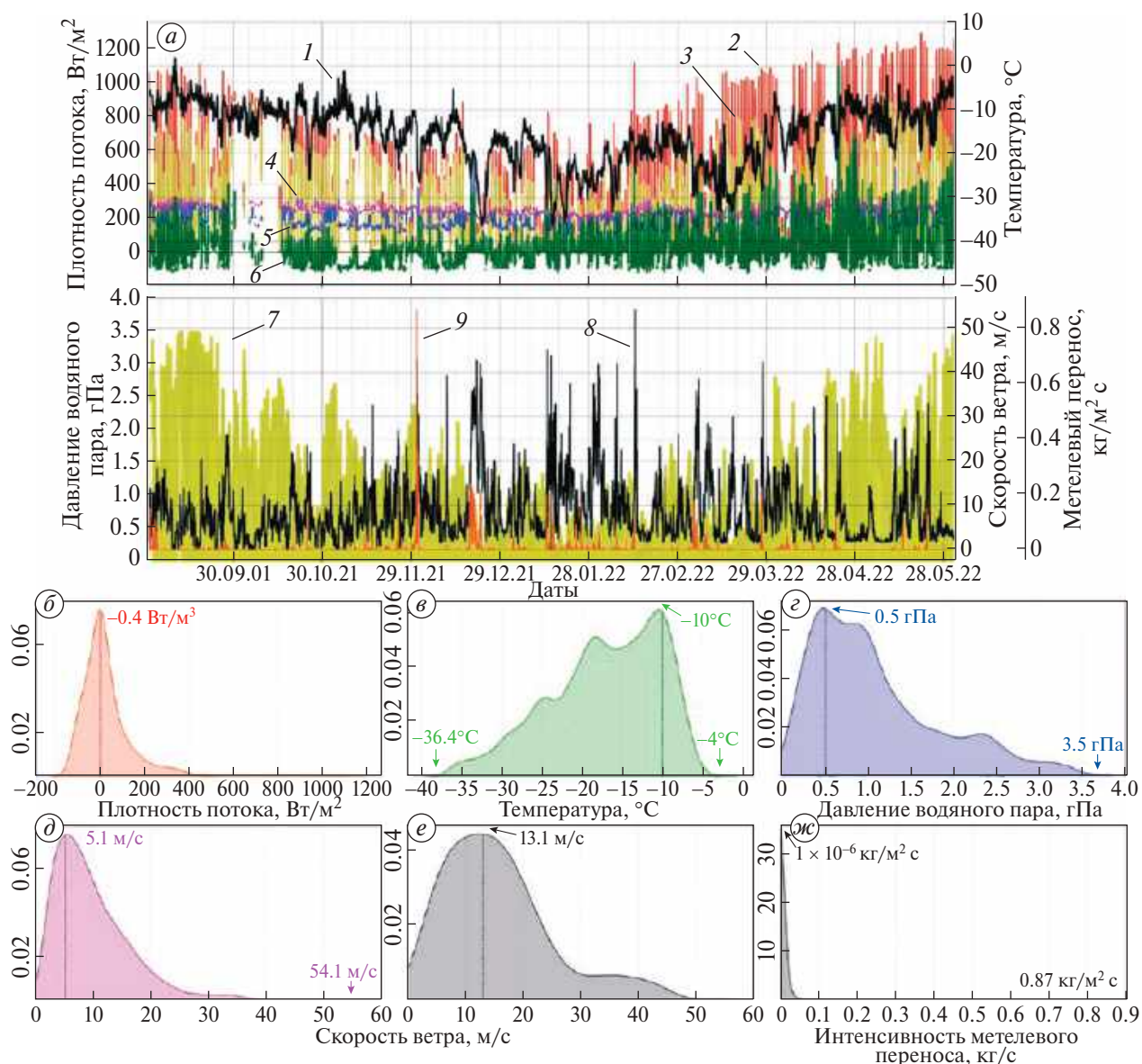


Рис. 2. Ряды данных прямых наблюдений за период с 01.09.2021 по 01.06.2022 по АМС на скалах Пастухова (а): 1 — температура воздуха на высоте 2 м; 2 — плотность потока суммарной коротковолновой радиации; 3 — плотность потока отраженной коротковолновой радиации; 4 — плотность потока восходящей длинноволновой радиации; 5 — плотность потока встречного излучения атмосферы; 6 — радиационный баланс; 7 — парциальное давление водяного пара; 8 — скорость ветра на высоте 2 м; 9 — интенсивность метелевого переноса на уровне 1 м; функции распределения для радиационного баланса (б), температуры воздуха на высоте 2 м (в), парциального давления водяного пара (г), скорости ветра (д), суточного максимума скорости ветра (е), интенсивности метелевого переноса (ж). Стрелками и подписями показаны экстремальные значения величин и значения моды распределения.

Fig. 2. Observation data series for the period from 09/01/2021 to 06/01/2022 from the AWS at Pastukhov Rocks (а): 1 — air temperature at 2 m; 2 — total short-wave radiation flux density; 3 — reflected short-wave radiation flux density; 4 — upward long-wave radiation flux density; 5 — downward long-wave radiation flux density; 6 — radiation balance; 7 — partial pressure of water vapor; 8 — wind speed at 2 m; 9 — snowdrift transfer intensity at 1 m; distribution functions for radiation balance (б), air temperature at 2m (в), partial pressure of water vapor (г), average wind speed (д), daily wind speed maximum (е), snowdrift transfer intensity (ж). Arrows and captions show extreme and distribution mode values.

опускаться ниже $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, при этом минимальное значение оказалось равным $-36.4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Положительные температуры на этих высотах в сезон аккумуляции наблюдаются крайне редко: лишь

в начале сентября температура воздуха достигла $+1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Функция распределения парциального давления водяного пара также является логнормальной

(см. рис. 2, *г*) с характерным значением в 0.5 гПа и максимумом 3.5 гПа. При этом наблюдается закономерная сезонная изменчивость влажности воздуха с её уменьшением в зимние месяцы.

На основе данных акустического метелемера были получены функции распределения для средней за 30 минут (см. рис. 2, *д*) и максимальной за сутки (см. рис. 2, *е*) скорости ветра, которые также близки к логнормальному распределению. Характерные значения для средней за 30 минут и максимальной за сутки скорости ветра составили 5.1 и 13.1 м/с. При этом была зафиксирована максимальная скорость в 54.1 м/с, а скорости ветра выше 30 м/с, согласно (Зверев, 1977), служащие критерием струйного течения, оказались не столь редким явлением на высотах порядка 4700 м над ур. моря. Стоит также отметить, что ураганные скорости ветра (> 33 м/с) характерны для зимнего периода и наблюдаются преимущественно с ноября по март, когда циклоническая деятельность в Кавказском регионе наиболее активна.

Также с помощью метелемера ISAW FlowCapt4 были получены оценки интенсивности метелевого переноса в приповерхностном слое. Показано, что интенсивность метелевого переноса подчиняется гамма-распределению (см. рис. 2, *ж*), поскольку преобладает слабый перенос снега при незначительных скоростях ветра. Однако в случаях самых сильных метелей эта величина может превышать 0.2 кг/м^2 — за весь период было выявлено 4 случая таких метелей и 13 случаев метелей с интенсивностью переноса более $0.1 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$. Экстремальные метели наблюдались с декабря по конец марта, однако сильные метели проявлялись во все месяцы, а максимальное значение интенсивности метелевого переноса составило $0.87 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$. Достоверность этой величины может быть подвергнута сомнению, так как это был единственный за весь период зарегистрированный случай столь экстремальной метели; кроме того, единственным опорным значением для данного региона служит полученный ранее экстремум, составивший всего $0.076 \text{ г/м}^2 \cdot \text{с}$. Однако это значение оказалось максимальным для месячного периода измерений на границе питания ледника Гарабаши (3850 м над ур. моря) в 2022 г. (Drozdov et al., 2022). Кроме того, на Земле Адели в Восточной Антарктиде при скоростях ветра более 20 м/с были получены значения интенсивности метелевого переноса до $1.15 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$ (Amory, 2020), что подтверждает разумность полученных нами значений.

Суммарный метелевый перенос за 9 месяцев сезона аккумуляции составил 10^5 кг/м^2 . Это значение согласуется с результатами, полученными в других регионах планеты, где наблюдается интенсивный метелевый перенос. Например, в прибрежной части Антарктиды, в районе станции Дюмон д'Юрвиль по лидарным измерениям была

получена годовая сумма массы перенесённого снега в $6.3 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2$ (Wendler, 1987), а в южной части Алтая, на высотах около 2000 м, это значение составило лишь 589.4 кг/м^2 (Zhang et al., 2022).

Полученные оценки позволяют говорить, что с точки зрения ветрового режима и метелевого переноса условия в области аккумуляции Эльбруса (на высотах более 4500 м над ур. моря) оказываются близки к условиям в прибрежной зоне Антарктиды, где дуют устойчивые стоковые ветры.

Также был выполнен расчёт функций спектральной плотности для рядов температуры, относительной влажности и скорости ветра (рис. 3). Поскольку длина ряда измерений составила около 270 суток при временной дискретности измерений 1 минута, выявленные колебания периодом от нескольких часов до 2–5 суток можно считать достоверными. Колебания с периодом более 15 суток не рассматриваются, поскольку их статистическая значимость требует длину выборки не менее 3 лет. Колебания с периодом от 6 до 14 суток, выявленные по итогам спектрального анализа полученного ряда наблюдений, строго говоря, обеспечены недостаточным объёмом выборки, поэтому к ним следует относиться осторожно.

Характерным результатом спектрального анализа служит высокая степень согласованности спектров температуры и относительной влажности на уровне полусуточной, суточной и короткопериодической синоптической изменчивости (2–3 суток). Это объясняется тесной взаимосвязанностью этих метеорологических параметров: с одной стороны, суточный ход температуры очевидным образом определяет суточный ход относительной влажности, с другой стороны, суточный ход облачности, обусловленный как дневной конвекцией, так и горно-долинной циркуляцией, в значительной степени определяет колебания температуры с периодами 24 и 12 часов (см. рис. 3, *а–б*). При этом в отличие от среднегорных условий суточные и полусуточные колебания никак не проявляются в результате анализа ряда по скорости ветра (см. рис. 3, *в*). По всей видимости, это связано с тем, что выше 4000 м над ур. моря горно-долинная циркуляция и стоковые ветры слабо проявляются в значениях скорости ветра и незаметны по сравнению с вариациями крупномасштабного потока. При этом суточный ход облачности, определяющий как относительную влажность, так и температуру, в значительной степени зависит от горно-долинной циркуляции, развивающейся в среднегорье, и хорошо проявляется на уровне скал Пастухова. Важный результат — выявление суточной и полусуточной гармоник относительной влажности, очевидно связанных с режимом облачности. Это служит доказательством правомерности использования простых подходов для оценки суточной изменчивости облачности над горными ледниками, которая кардинальным

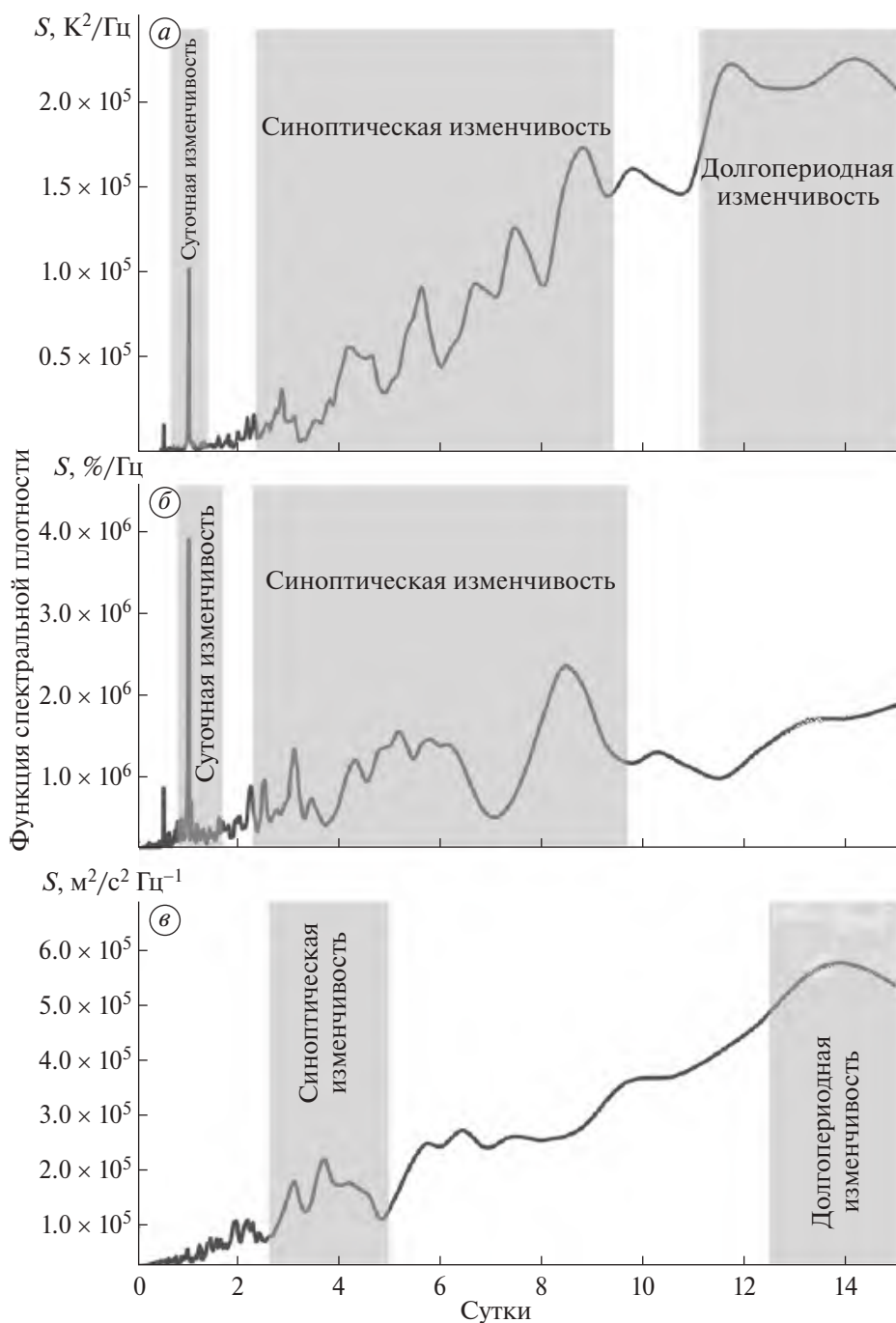


Рис. 3. Функции спектральной плотности для рядов температуры (а), относительной влажности (б) и скорости ветра (в) по данным измерений АМС “Скалы Пастухова” с дискретностью 1 минута с 01.09.2021 по 01.06.2022. Закрашенными областями и подписями показана изменчивость разного масштаба

Fig. 3. Spectral density functions for data series of temperature (a), relative humidity (б) and wind speed (в) according to the Pastukhov Rocks AWS measurements with a discreteness of 1 minute from 09/01/2021 to 06/01/2022. The shaded areas and labels show different scale variability.

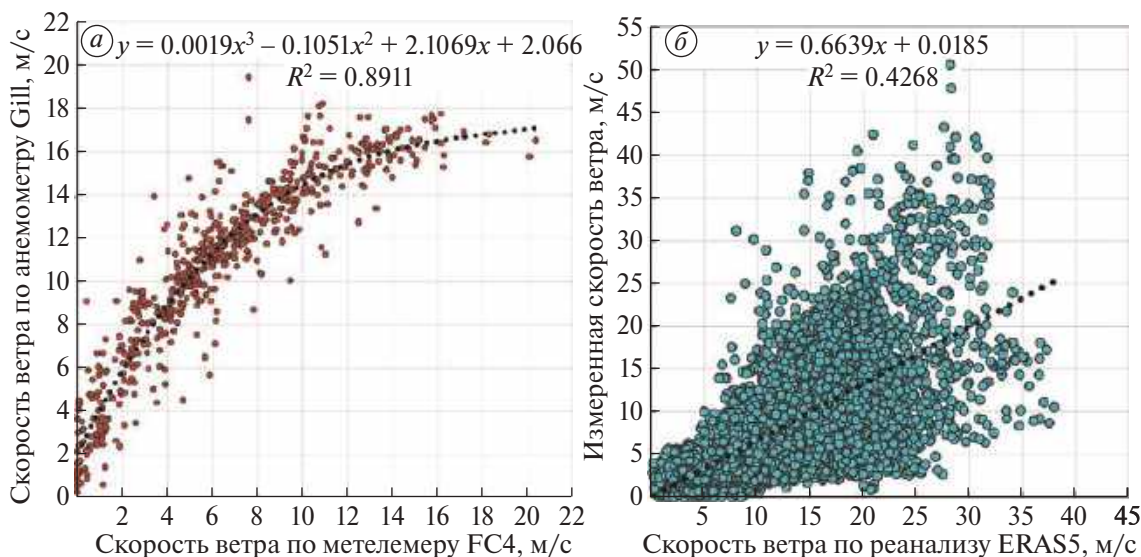


Рис. 4. Диаграмма рассеяния для значений средней за 30 минут скорости ветра по данным измерений по акустическому метелемеру ISAW FC4 и акустическому анемометру Gill WindMaster с 01.09.2021 по 23.09.2021 (а) и диаграмма рассеяния для значений средней за 1 час скорости ветра по данным измерений по акустическому метелемеру ISAW FC4 и данным реанализа ERA5 на уровне 550 гПа с 01.09.2021 по 01.06.2022 (б). Чёрными пунктирными линиями показаны кривые аппроксимации, а во вставках приведены уравнения данных кривых и коэффициенты детерминации.

Fig. 4. Scatter diagram for 30-minute average wind speed values according to measurements using the ISAW FC4 acoustic driftometer and Gill WindMaster acoustic anemometer from 09/01/2021 to 09/23/2021 (a) and scatter diagram for 1-hour average wind speed values according to measurements using ISAW FC4 acoustic driftometer and ERA5 reanalysis data at the 550 hPa pressure level from 09/01/2021 to 06/01/2022 (b). The black dotted lines show the approximation curves, and the insets show the equations for these curves and the determination coefficients.

образом влияет на изменчивость радиационного баланса — ключевого параметра, определяющего тепловой баланс горных ледников.

Колебания масштаба несколько суток для трёх основных метеопараметров проявились по-разному. Анализ отдельных пиков в спектре температуры (2.5, 4, 5.5, 7.5, 9 суток) и относительной влажности (3, 5, 9 суток) не имеет смысла в силу относительно слабой статистической обеспеченности отдельных взятых пиков. Все эти колебания следует отнести к синоптической изменчивости, характерный период которой в атмосфере умеренных широт составляет пять суток (характерное время прохождения типичного циклонического или антициклонического вихря). В скорости ветра колебания синоптического масштаба явно проявились в диапазоне 3–4 суток. К долгопериодной изменчивости (более 10 суток) следует относиться осторожно в силу слабой статистической обеспеченности. Тем не менее следует отметить тенденцию к выявлению колебания с периодом 12–14 суток, которые достаточно чётко проявились в рядах температуры и скорости ветра и соответствуют характерным масштабам смены режимов крупномасштабной атмосферной циркуляции (зональной, зонально-меридиональной, меридиональной). В относительной влажности это явно не проявилось из-за отсутствия однозначной связи режима циркуляции с облачностью:

в горных условиях гораздо более значимым сигналом оказываются местные циркуляции и процессы синоптического масштаба (2–9 суток).

Верификация реанализа ERA5 на основе данных прямых наблюдений. Кроме того, на основе результатов прямых наблюдений была проведена оценка качества воспроизведения атмосферных характеристик на больших высотах по данным сеточных архивов климатических данных (реанализов). Мы выбрали один из наиболее известных и используемых реанализов Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) ERA5, и в частности его вариант для различных высотных уровней атмосферы ERA5 Pressure Levels (Hersbach et al., 2023) с горизонтальной сеткой 0.25×0.25 градуса. В данном случае использовался набор данных для высотного уровня 550 гПа в точке сетки, ближайшей к установленной АМС, поскольку в зимний сезон эта изобарическая поверхность соответствует высотам 4650–5000 м над ур. моря и лучше всего отражает высоту установки метеостанции. Поскольку данные реанализа ERA5 доступны только с часовым шагом по времени, то данные АМС осреднялись за каждый час и все приведённые ниже в данном параграфе сравнения выполнялись для данных с часовым разрешением.

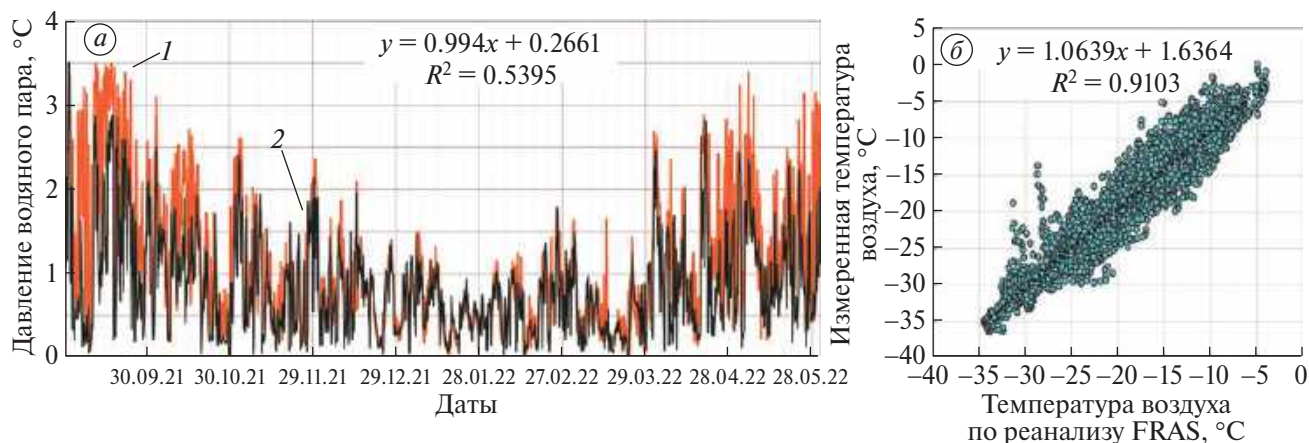


Рис. 5. Парциальное давление водяного пара за весь период наблюдений (а): 1 — по данным прямым наблюдениям по АМС “Скалы Пастухова”; 2 — по данным реанализа ERA5 на уровне 500 гПа. Диаграмма рассеяния для значений средней за 1 час температуры воздуха по данным измерений АМС “Скалы Пастухова” и данным реанализа ERA5 на уровне 550 гПа за весь период наблюдений (б). Чёрной пунктирной линией показаны кривые аппроксимации, а во вставках приведены уравнения данных кривых и коэффициенты детерминации.

Fig. 5. Partial pressure of water vapor for the entire observation period (a): 1 — according to direct observations from the Pastukhov Rocks AWS; 2 — according to ERA5 reanalysis data at the 550 hPa pressure level. Scatter diagram for 1-hour average air temperature according to measurements from the Pastukhov Rocks AWS and ERA5 reanalysis data at the 550 hPa level for the entire observation period (b). The black dotted line shows the approximation curves, and the insets show the equations for these curves and the coefficients of determination.

Верификация реанализа для средних значений скорости ветра проводилась на основе доступных данных акустического метеомера ISAW FlowCapt4 за весь период наблюдений (9 месяцев). Выяснилось, что, с одной стороны, данные наблюдений и модельные результаты удовлетворительно согласуются между собой (см. рис. 4, б), на что указывает значение коэффициента корреляции $R = 0.65$, но, с другой стороны, реанализ существенно занижает экстремальные значения скорости ветра: они не превышали 38 м/с, в то время как фактически наблюдалось несколько случаев метелей со скоростями ветра более 40 м/с при абсолютном максимуме 54.1 м/с. Это лишний раз количественно подтверждает огромную роль орографических усилений скорости ветра на Эльбрусе за счёт подветренных бурь или бокового обтекания, которые не воспроизводятся даже последними версиями реанализа.

Аналогичное сравнение для температуры воздуха показывает высокое качество воспроизведения этой величины реанализом ERA5 (рис. 5, б) — коэффициент корреляции для двух рядов составил 0.95. Однако в модельных расчётах снова наблюдается недооценка экстремальных величин. Так, минимум температуры в зимний период оказался завышен на 2 °С, а максимум занижен на 4 °С.

Качество воспроизведения реанализом ERA5 влажности воздуха также может считаться высоким на основе количественного сравнения значений парциального давления водяного пара (см. рис. 5, а).

Однако, несмотря на высокое значение коэффициента корреляции ($R = 0.73$) заметна неоднородность модельных результатов в зависимости от сезона. Если в зимний период, при наиболее низкой влажности воздуха, реанализ ERA5 достаточно точно воспроизводит изменчивость величины, то в переходные сезоны (сентябрь — октябрь, апрель — май) заметно существенное занижение влажности воздуха. В таком случае можно ожидать занижения значений влажности воздуха в течение всего наиболее тёплого периода (апрель — октябрь).

Таким образом, выполненная верификация данных реанализа ERA5 Pressure Levels показала, что этот климатический архив может применяться для оценок средних значений скорости ветра, температуры и влажности воздуха на высотах более 4500 м над ур. моря, что подтверждает выводы, полученные ранее для Кавказа в (Торопов и др., 2016). Однако для оценок экстремальных значений метеорологических параметров исходные данные реанализа непригодны и требуют корректировки на основе известных рядов прямых наблюдений.

Стоит также отметить, что в данных реанализов на изобарических уровнях отсутствуют сведения о порывах ветра, а доступны лишь значения средней за час скорости ветра. В то же время оценки порывов ветра крайне важны для задач строительной климатологии и оценки текущей погодной ситуации на горнолыжных трассах, линиях канатных дорог и для проведения альпинистских мероприятий. В таком случае значения порывов ветра могут

быть рассчитаны исходя из известной средней скорости ветра, например по данным реанализов. Полученные данные наблюдений по АМС "Скалы Пастухова" позволили установить, что для привершинной части Эльбруса можно использовать следующее эмпирическое соотношение:

$$V_{gust} = 1.8 \cdot \bar{V} + 1.7, \quad (1)$$

где V_{gust} — порыв ветра, м/с; \bar{V} — средняя за час скорость ветра, м/с.

Данная формула не имеет глубокой динамической интерпретации, однако обеспечена неплохим объёмом выборки (порядка 200 000 измерений), поэтому может считаться статистически значимой. Существует много работ, посвящённых анализу и прогнозу максимальной скорости ветра на основе статистических, синоптико-статистических и динамических методов (Курбатова, Рубинштейн, 2018). Статистические методы наиболее применимы в нашем случае, поскольку основаны на анализе временной серии данных в одной точке. Большая часть этих методов сводится к связи максимального порыва ветра с турбулентной кинетической энергией, которая определяется как квадрат среднего квадратического отклонения скорости ветра. Например, один из распространённых и наиболее физически обоснованных вариантов связи максимальной скорости ветра за 10-минутный период наблюдений со средним за этот же период значением предложен в работе (Vorn, 2012) и выглядит следующим образом:

$$V_{gust} = \bar{V} + \sqrt{2TKE} = \bar{V} + \sigma\sqrt{2}, \quad (2)$$

где V_{gust} — максимальная скорость ветра, м/с; \bar{V} — средняя за 10 минут скорость ветра, м/с; TKE — турбулентная кинетическая энергия, Дж/кг; σ — среднее квадратическое отклонение скорости ветра за данный период, м/с. Использование данного соотношения для больших выборок показывает, что наиболее ожидаемым значением порыва является удвоенная средняя скорость ветра. То есть если среднее значение составляет 20 м/с, то наиболее вероятным значением максимального порыва будет 40 м/с, что в целом близко к полученному нами в эмпирической формуле значению. Также в работе (Курбатова, Рубинштейн, 2018) показано, что эта формула позволяет наиболее точно, по сравнению с прочими методами, описывать характерные значения порывов ветра, однако в самой статье предлагается использовать несколько иное соотношение, которое завышает средние оценки, но позволяет описать экстремальные порывы ветра:

$$V_{gust} = \bar{V} + 3\sqrt{TKE} = \bar{V} + 3\sigma. \quad (3)$$

На основе данных наблюдений за скоростью ветра по формуле (2) мы получили оценку среднего

значения среднее квадратического отклонения скорости ветра σ для условий высокогорья при часовом интервале осреднения, которое составило 5.8 м/с. С использованием этого значения могут быть получены значения порывов ветра по данным реанализов с часовым шагом. При проведении инженерно-строительных изысканий для описания средних порывов предлагается использовать соотношение (2), в то время как для оценок пиковых порывов целесообразнее использование формулы (3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведён первичный статистический анализ самых высокогорных метеорологических измерений на территории России, которые проводились на южном склоне Эльбруса, в области аккумуляции ледника Гарабаши, в районе скал Пастухова (высота 4720 м над ур. моря) в течение 9 месяцев: с 01.09.2021 по 01.06.2022. Получены статистические характеристики основных метеорологических величин и эмпирические функции их распределения.

Анализ полученных рядов показал, что характерное значение температуры в период аккумуляции для данной высоты составляет -10°C при минимальном значении -36.4°C , парциальное давление водяного пара достигает 3.5 гПа при характерном значении в 0.5 гПа. При этом все основные метеорологические характеристики подчиняются логнормальному распределению. Характерные значения для средней за 30 минут и максимальной за сутки скорости ветра составили 5.1 и 13.1 м/с. При этом была зафиксирована максимальная средняя скорость 54.1 м/с. На основе значительной выборки данных предложена простая эмпирическая формула, позволяющая восстанавливать максимальные скорости ветра по средним значениям. Также показано, что для оценки средних порывов ветра нужно к среднему часовому значению скорости добавить полуторное среднее квадратическое отклонение, а для максимального порыва — утроенное. Эти выводы могут быть полезны в рамках инженерных гидрометеорологических изысканий.

Отдельного внимания заслуживают оценки интенсивности метелевого переноса с помощью акустического метелемера ISAW FlowCapt4. Выяснено, что метели с интенсивностью переноса более $0.1 \text{ кг/м}^2\cdot\text{с}$ весьма распространены в зимний период. Максимальное среднее значение интенсивности метелевого переноса составило $0.87 \text{ кг/м}^2\cdot\text{с}$, а суммарный за 9 месяцев перенос снега в верхней части скал Пастухова составил 10^5 кг/м^2 , что близко к условиям прибрежной зоны стоковых ветров в Антарктиде. Сочетание интенсивного метелевого переноса с достаточно высокими значениями радиационного баланса и значительной повторяемости дефицита

влажности может способствовать интенсивной сублимации кристаллов во время метелей, что в свою очередь может вносить существенный вклад в баланс массы ледников. Также была проведена верификация метелемера ISAW FlowCapt4 на основе данных акустического анемометра Gill и показано, что данный прибор может использоваться не только для оценки метелевого переноса, но и для измерений средней скорости ветра.

Выполнены также очередные оценки данных реанализа ERA5 для температуры, парциально-го давления пара и скорости ветра в ближайшем к точке измерений узле сетки и показано их хорошее соответствие данным наблюдений, что позволяет использовать эту информацию и в качестве начальной информации для моделей снежного покрова и горного оледенения, и для верификации результатов моделирования.

Благодарности. Анализ и интерпретация данных метеорологических наблюдений в высокогорной зоне Эльбруса, а также верификация данных реанализа ERA5 для условий зоны аккумуляции ледников Кавказа выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 23-17-00247; тестирование акустического метелемера ISAW FlowCapt4 и разработка методики оценки максимальных порывов ветра по средним значениям в высокогорных условиях в рамках Госзадания FMGE-2019-0004.

За помощь в подготовке и сборке метеорологического комплекса выражается благодарность сотруднику Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН А. Д. Пашкину, при установке АМС на скалах Пастухова — сотруднику Кабардино-Балкарского научного центра РАН А. А. Керимову.

Acknowledgments. The analysis and interpretation of meteorological observations in the high-altitude zone of Elbrus, as well as verification of ERA5 reanalysis data for the conditions of the Caucasus glacier accumulation zone were carried out with the financial support of the RNF grant No. 23-17-00247; testing of the ISAW FlowCapt4 acoustic metelemeter and development of a methodology for estimating maximum wind gusts by average values in high-altitude conditions within the framework of the FMGE-2019-0004 State Task.

For assistance in the preparation and assembly of the meteorological complex, thanks are expressed to A. D. Pashkin, an employee of the A. M. Obukhov IFA of the Russian Academy of Sciences, and A. A. Kerimov, an employee of the KBNC of the Russian Academy of Sciences, when installing the AMS on the Pastukhov Rocks.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // Тр. Эльбрусской

экспедиции 1934 и 1935 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 199–209.

Волошина А. П. Радиационные условия в период абляции // Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 158–168.

Волошина А. П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Т. 92. С. 3–148.

Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 360 с.

Дроздов Е. Д., Турков Д. В., Торопов П. А., Артамонов А. Ю. Термический режим снежного покрова зимой в высокогорной части Эльбруса по натурным данным и результатам моделирования // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. Вып. 2. С. 225–242. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020059>

Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 711 с.

Каталог ледников России // Электронный ресурс. <https://www.glacrus.ru> (Дата обращения: 15.07.2023).

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. Вып. 3. С. 377–390. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030095>

Лаврентьев И. И., Петраков Д. А., Кутузов С. С., Коваленко Н. В., Смирнов А. М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. Вып. 3. С. 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>

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

Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Тр. ГЕОФИАН, 1954. № 24 (151). С. 163–187.

Олейников А. Д., Володичева Н. А. Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59 (2). С. 191–200. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400>

Роттаева О. В., Носенко Г. А., Керимов А. М., Кутузов С. С., Лаврентьев И. И., Никитин С. А., Керимов А. А., Тарасова Л. Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // Лёд и Снег. 2019. Т. 59 (1). С. 5–22. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22>

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>

Amory C. Drifting-snow statistics from multiple-year autonomous measurements in Adélie Land, East

- Antarctica // *The Cryosphere*. 2020. № 14 (5). P. 1713–1725. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1713-2020>
- Barry R. G. *Mountain weather and climate*. London. Cambridge University Press, 2008. 505 p.
- Born K., Ludwig P., Pinto J. G. Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2012. V. № 64 (1). P. 17471. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17471>
- Chritin V., Bolognesi R., Gubler H. Flow Capt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting // *Cold Regions Science and Technology*. 1999. № 30. P. 125–133.
- Drozдов E., Toropov P., Androsova A., Gibadullin R., Gvozdeva A., Leusenko L., Melik-Bagdasarova A., Polyukhov A., Yarinich Y. The structure of blizzard transport and heat costs of sublimation of ice crystals in blizzards on the surface of the Elbrus Mountain glacier *Environ // Sci. Proc.* 2022. № 4. <https://doi.org/10.3390/ecas2022-12877>
- 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. P. 4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
- Hardy D. R., Vuille M., Bradley R. S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. № 108 (D22). P. 1–10. <https://doi.org/10.1029/2003JD003623>
- Hersbach H., Bel B., Berrisford P. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <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). P. 135–140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
- High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019). Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al. 2019.
- Jaedicke C. Acoustic snowdrift measurements: Experiences from the Flow Capt instrument // *Cold Region Science Technology*. 2001. № 32. P. 71–81. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(01\)00017-9](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00017-9)
- Lehning M., Naaim F., Naaim M. Snow drift: acoustic sensors for avalanche warning and research // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2002. № 2 (3/4). P. 121–128.
- Marzeion B., Jarosch A. H., Gregory J. M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change // *The Cryosphere*. 2014. № 8. P. 59–71.
- Mölg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *Intern. Journ. of Climatology*. 2008. № 28. P. 881–892. <https://doi.org/10.1002/joc.1589>
- Rets E. P., Popovnin V. V., Toropov P. A., Smirnov A. M., Tokarev I. V., Chizhova Ju. N., Budantseva N. A., Vasil'chuk Yu. K., Kireeva M. B., Ekaykin A. A., Veres A. N., Aleynikov A. A., Frolova N. L., Tsyplenkov A. S., Poliukhov A. A., Chalov S. R., Aleshina M. A., Kornilova E. D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017 // *Earth System Science Data*. 2019. № 11. P. 1463–1481. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1463-2019>
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B., Smirnov A. M., Popovnin V. V. Past “peak water” in The North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // *Climatic Change*. 2020. № 163. P. 2135–2151. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10584-020-02931>
- Shea J. M., Wagnon P., Immerzeel W. W., Biron R., Brun F., Pellicciotti F. A comparative high-altitude meteorological analysis from three catchments in the Nepalese Himalaya // *Intern. Journ. of Water Resources Development*. 2015. № 31 (2). P. 174–200. <https://doi.org/10.1080/07900627.2015.1020417>
- Tielidze L. G., Wheate R. D. The Greater Caucasus glacier inventory // *The Cryosphere*. 2018. № 12. P. 81–94.
- Toropov P. A., Aleshina M. A., Grachev A. M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th– 21st century // *Intern. Journ. of Climatology*. 2019. № 39. P. 4703–4720. <https://doi.org/10.1002/joc.6101>
- Trouvilliez A., Naaim-Bouvet F., Bellot H., Genthon C., Gallée H. Evaluation of the FlowCapt Acoustic Sensor for the Aeolian Transport of Snow // *Journ. Atmos. Ocean. Technol.* 2015. № 32. P. 1630–1641. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00104.1>
- Wendler G. Blowing snow in eastern Antarctica // *Antarctic Journ. of the U. S. Review*. 1987. P. 264–265.
- WGMS (2021): Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019) / ed. by Zemp M., Nussbaumer S. U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M. Zurich, Switzerland: ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, 2021. 278 p.
- Zhang W., He J., Chen A., Wu X., Shen Y. Observations of Drifting Snow Using FlowCapt Sensors in the Southern Altai Mountains, Central Asia // *Water*. 2022. V. 14. 845 p. <https://doi.org/10.3390/w14060845>

Citation: Drozdov E. D., Toropov P. A., Avilov V. K., Artamonov A. Yu., Polyukhov A. A., Zheleznova I. V., Yarinich Yu. I. Meteorological regime of the Elbrus high-mountain zone during the accumulation period. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 025–040. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010022

Meteorological regime of the Elbrus high-mountain zone during the accumulation period

E. D. Drozdov^{a, b#}, P. A. Toropov^{a, b}, V. K. Avilov^c, A. Yu. Artamonov^d,
A. A. Polyukhov^{b, e}, I. V. Zheleznova^b, Yu. I. Yarinich^{b, d}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*Institute of Problems of Ecology and Evolution A. N. Severtsov RAS, Moscow, Russia*

^d*Institute of Atmospheric Physics A. M. Obukhov RAS, Moscow, Russia*

^e*Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia*

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

Received September 20, 2023; revised November 7, 2023; accepted March 31, 2024

Unique automated meteorological observations were carried out on the southern slope of Elbrus, near Pastukhov Rocks, at 4700 m a.s.l., during the 2021–2022 accumulation season. Data were obtained on air temperature, humidity, wind speed and direction, snowdrift and radiation fluxes with a temporal resolution of 1 minute or less. Analysis of the data series showed that the representative winter air temperature at this altitude on the southern slope of Elbrus is $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, and the minimum is $-36.4\text{ }^{\circ}\text{C}$; the partial pressure of water vapor does not exceed 3.5 hPa. At the same time, the average daily maximum of wind speed amounted 13.1 m s^{-1} with the absolute maximum of 54.1 m/s. Snowstorms with a snow transport intensity of more $0.1\text{ kg/m}^2\text{s}^{-1}$ are quite common phenomenon in winter, while the maximum average value of the transport reaches $0.87\text{ kg/m}^2\text{s}^{-1}$. An empirical relationship was established between the average hourly wind speed and the maximum gust speed for the same period, and it was shown that for these conditions the wind gust exceeds the average hourly wind speed by 1.8 times, while the representative value of the standard deviation of wind speed is 5.8 m s^{-1} . This information may be useful not only for the glaciologic problems and modeling, but also for construction and engineering surveys, which are relevant in view of the present-day active development of the mountain ski infrastructure on the southern macro-slope of the Elbrus. In addition, the obtained series of instrumental observations were used to assess the quality of reanalysis data for high mountain regions taking as an example the ERA5. The ERA5 reanalysis was demonstrated to reproduce rather successfully the air temperature, wind speed and humidity in high mountain conditions, but extreme values for all these parameters are underestimated. Thus, the minimum temperature in winter turned out to be overestimated by $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, and the maximum was underestimated by $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, while the wind speed, according to the ERA5 reanalysis, never exceeded 40 m/s during the above observation period. It is also shown that the FlowCapt4 acoustic blizzard gauge (driftometer) can be used to estimate average wind speeds since it is less sensitive to severe high-altitude conditions compared to acoustic and cup anemometers.

Keywords: mountain meteorology, high-mountain meteorological observations, Elbrus climate, Garabashi Glacier, FlowCapt driftometer, ERA5 reanalysis

REFERENCES

- Baranov S., Pokrovskaya T.* Study of the meteorological group ECSE1935 y. *Trudy El'brusskoj ekspedicii 1934 i 1935 gg.* Proc. of the Elbrus Expedition of 1934 and 1935. Moscow, Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1936: 199–209 [In Russian].
- Voloshina A. P.* Radiation conditions during the ablation period. *Oledenenie Elbrusa*. Elbrus Glaciation. Moscow: MSU Publishing House, 1968: 158–168 [In Russian].
- Voloshina A. P.* Meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyciologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–148 [In Russian].

- Gandin L. S., Kagan R. L. Statisticheskie metody interpretatsii meteorologicheskikh dannykh. Statistical methods for interpreting meteorological data. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 360 p. [In Russian].*
- Drozдов E. D., Turkov D. V., Toropov P. A., Artamonov A. Yu. Thermal regime of snow cover in winter in the high-mountainous part of Elbrus according to observational data and modeling results. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2023, 2 (63): 225–242. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020059> [In Russian].*
- Zverev A. S. Sinopticheskaya meteorologiya. Synoptic meteorology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 711 p. [In Russian].*
- Russia Glacier Inventory. Retrieved from: <https://www.glacrus.ru> (Last access: 15 July 2023) [In Russian].
- Kuksova N. E., Toropov P. A., Oleinikov A. D. Meteorological conditions of extreme avalanche formation in the Caucasus Mountains (according to observations and reanalysis). *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021, 3 (61): 377–390. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030095> [In Russian].*
- Lavrentiev I. I., Petrakov D. A., Kutuzov S. S., Kovalenko N. V., Smirnov A. M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2020, 3 (60): 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].*
- Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow, Saint Petersburg: Nestor-Istoria, 2020: 372 p. [In Russian].
- Monin A. S., Obukhov A. M. Basic principles of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy GEOFIAN. Proc. of GEOPHYAS.* 1954, 24 (151): 163–187. [In Russian].*
- Oleinikov A. D., Volodicheva N. A. Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example). *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2019, 2 (59): 191–200. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400> [In Russian].*
- Rototaeva O. V., Nosenko G. A., Kerimov A. M., Kutuzov S. S., Lavrentiev I. I., Nikitin S. A., Kerimov A. A., Tarasova L. N. Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn of 20th and 21st centuries. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2019, 1 (59): 5–22. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22> [In Russian].*
- Toropov P. A., Michalenko V. N., Kutuzov S. S., Morozova P. A., Shestakova A. A. Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 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].*
- Amory C. Drifting-snow statistics from multiple-year autonomous measurements in Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere.* 2020, 14: 1713–1725. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1713-2020>*
- Barry R. G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008: 505 p.*
- Born K., Ludwig P., Pinto J. G. Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography.* 2012, 64: 17471. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17471>*
- Chritin V., Bolognesi R., Gubler H. Flow Capt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting. *Cold Regions Science and Technology.* 1999, 30: 125–133.*
- Drozдов E., Toropov P., Androsova A., Gibadullin R., Gvozdeva A., Leusenko L., Melik-Bagdasarova A., Polyukhov A., Yarinich Y. The structure of blizzard transport and heat costs of sublimation of ice crystals in blizzards on the surface of the Elbrus Mountain glacier Environ. Sci. Proc. 2022, 4. <https://doi.org/10.3390/ecas2022-12877>*
- Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brunel-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>*
- Hardy D. R., Vuille M., Bradley R. S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. *Journ. of Geophys. Research.* 2003, 108: 1–10. <https://doi.org/10.1029/2003JD003623>*
- Hersbach H., Bel B., Berrisford P. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. <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>*
- High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019). Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al. 2019.
- Jaedicke C. Acoustic snowdrift measurements: Experiences from the Flow Capt instrument. *Cold Reg. Sci. Technol.* 2001, 32: 71–81. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(01\)00017-9](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00017-9)*
- Lehning M., Naaim F., Naaim M. Snow drift: acoustic sensors for avalanche warning and research. *Natural Hazards and Earth System Sciences.* 2002, 2 (3/4): 121–128.*
- Marzeion B., Jarosch A. H., Gregory J. M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change. *The Cryosphere.* 2014, 8: 59–71.*
- Mölg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. *Intern. Journ. of Climatology.* 2008, 28: 881–892. <https://doi.org/10.1002/joc.1589>*

- Rets E. P., Popovnin V. V., Toropov P. A., Smirnov A. M., Tokarev I. V., Chizhova Ju.N., Budantseva N. A., Vasil'chuk Yu.K., Kireeva M. B., Ekaykin A. A., Veres A. N., Aleynikov A. A., Frolova N. L., Tsyplenkov A. S., Poliukhov A. A., Chalov S. R., Aleshina M.A., Kornilova E. D.* Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017. *Earth Syst. Sci. Data.* 2019, 11: 1463–1481. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1463-2019>
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B., Smirnov A. M., Popovnin V. V.* Past “peak water” in The North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges. *Climatic Change.* 2020, 163: 2135–2151. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10584-020-02931>
- Shea J. M., Wagnon P., Immerzeel W. W., Biron R., Brun F., Pellicciotti F.* A comparative high-altitude meteorological analysis from three catchments in the Nepalese Himalaya. *Inter. Journ. of water resources development.* 2015, 31: 174–200. <https://doi.org/10.1080/07900627.2015.1020417>
- Tielidze L. G., Wheate R. D.* The Greater Caucasus glacier inventory. *The Cryosphere.* 2018, 12: 81–94.
- 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.
- Trouvilliez A., Naaim-Bouvet F., Bellot H., Genthon C., Gallée H.* Evaluation of the FlowCapt Acoustic Sensor for the Aeolian Transport of Snow. *Journ. Atmos. Ocean. Technol.* 2015, 32: 1630–164. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00104.1>
- Wendler G.* Blowing snow in eastern Antarctica. *Antarctic Journ. of the U. S. Review.* 1987: 264–265.
- WGMS (2021): Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). Zürich, Switzerland: ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, 2021: 278 p.
- Zhang W., He J., Chen A., Wu X., Shen Y.* Observations of Drifting Snow Using FlowCapt Sensors in the Southern Altai Mountains, Central Asia. *Water.* 2022, 14: 845. <https://doi.org/10.3390/w14060845>

ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКОВ ЗАЛИВА ГРЁНФЬОРД (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

© 2024 г. А. В. Терехов^{1*}, У. В. Прохорова¹, В. Э. Демидов¹

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

*e-mail: antonvtterekhov@gmail.com

Поступила в редакцию 17.07.2023 г.

После доработки 04.10.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Ключевые слова: коротковолновая радиация, баланс массы ледника, тепловой баланс, Шпицберген, Арктика

Рассмотрена зависимость пространственного распределения величины абляции льда на ледниках Вёринг и Альдегонда (Западный Шпицберген) от приходящего потока солнечной радиации. Показано, что около трети пространственной изменчивости таяния льда на поверхности ледника Альдегонда и 21% для ледника Вёринг могут быть объяснены исключительно особенностями инсоляции. Максимальные различия, вызванные неравномерной освещённостью рассматриваемых ледников, эквивалентны разности в 45–60 м высоты.

DOI: 10.31857/S2076673424010039

ВВЕДЕНИЕ

Для большинства горно-долинных ледников мира характерна устойчивая связь баланса их массы с высотой (Fountain, Vecchia, 1999). Физически этот факт объясняется существованием вертикальных градиентов основных метеорологических величин, влияющих на баланс массы — температуры воздуха, осадков и радиационного баланса поверхности. Наличие подобной связи было показано для ледников всех климатических поясов, от экватора (Mölg et al., 2009) до полярных областей (Oerlemans, Hoogendoorn, 1989). Для ледников Шпицбергена зависимость абляции льда от высоты была подтверждена результатами первых непрерывных масс-балансовых наблюдений, проводившихся со второй половины 60-х годов прошлого века (Кренке, Ходаков, 1966; Hagen, Liestøl, 1990). Это свойство баланса массы используется на практике, во-первых, для расчётов среднего по леднику таяния на основе измерений абляционных реек (Elagina et al., 2021; Terekhov et al., 2022), а во-вторых, для моделирования величины стаявшего слоя льда на основе температуры воздуха на тех ледниках, где непосредственные измерения не проводятся (Ромашова и др., 2019; Чернов и др., 2019).

Несмотря на то что связь между балансом массы и высотой над уровнем моря неоспорима, она не объясняет всей пространственной изменчивости

абляции льда, осложняемой особенностями топографии и микроклимата (Paterson, 1994). Эти факторы, включающие ветровое и лавинное перераспределение твёрдых осадков, локальные эффекты затенения рельефом, а также неравномерность альбедо поверхности, в общем случае от высоты не зависят (Fountain, Vecchia, 1999). Оценить их влияние на пространственную изменчивость таяния не просто, поскольку современные мониторинговые сети на ледниках зачастую организованы таким образом, что абляционные рейки устанавливаются в первую очередь для измерения высотных особенностей балансовых величин.

В статье (Сидорова и др., 2019) выдвинута гипотеза о том, что различия в таянии ледников залива Грёнфьорд (о. Западный Шпицберген) в конкретные годы могут определяться локальными факторами, определяющими инсоляцию поверхности ледников. Подобное предположение вполне обоснованно с учётом того, что коротковолновая радиация преобладает в приходной части теплового баланса ледников Шпицбергена, расположенных ниже современной снеговой линии (Arnold, 2006; Zou et al., 2021; Prokhorova et al., 2023).

Влияние инсоляции на пространственную картину таяния поверхности было установлено ранее в ряде работ для ледников как умеренных, так и высоких широт. В частности, в работе (Vincent,

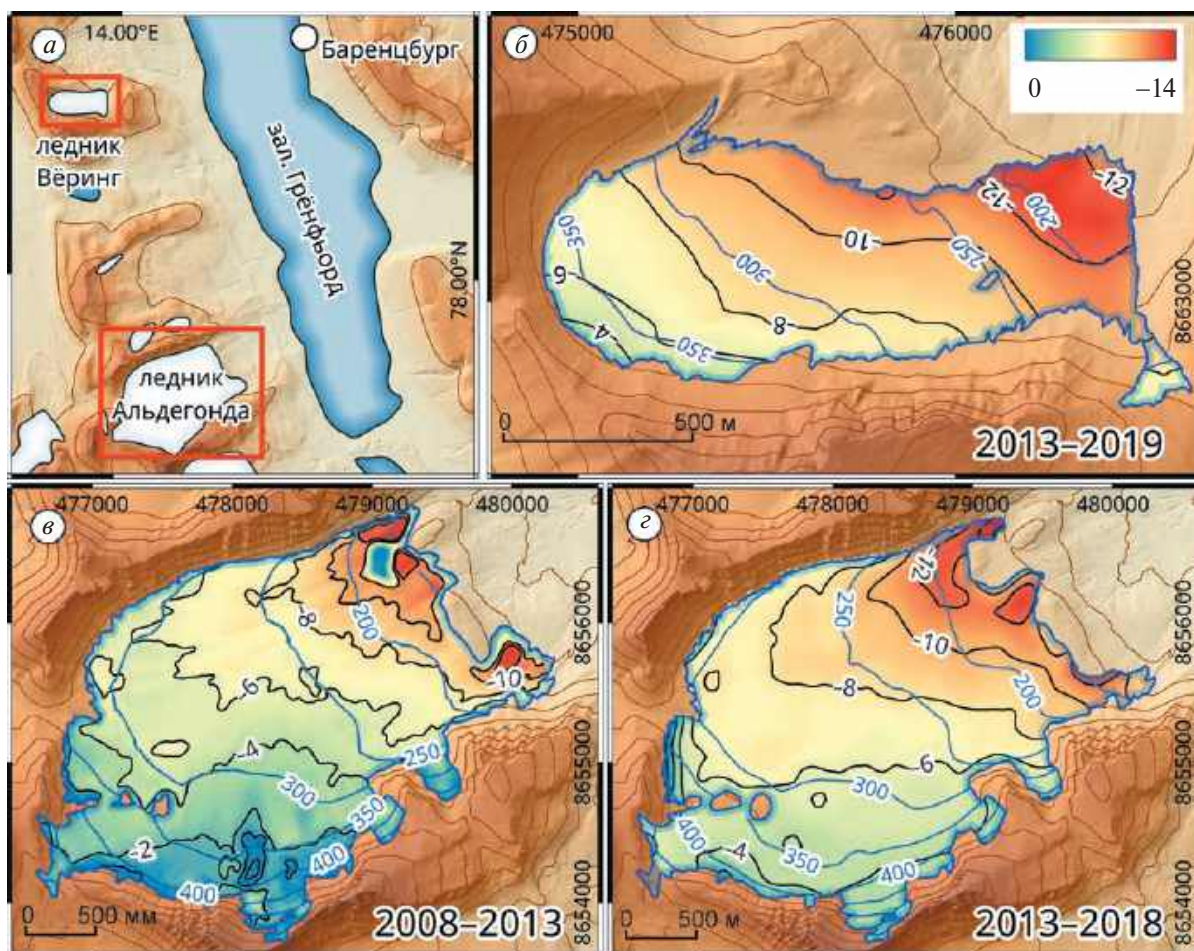


Рис. 1. Расположение ледников Вёринг и Альдегонда (а), а также снижение их поверхности — ледник Вёринг в 2013–2019 гг. (б); ледник Альдегонда в 2008–2013 гг. (в); ледник Альдегонда в 2013–2018 гг. (г).

Fig. 1. The location of Voringbreen and Aldegondabreen glaciers (a), and the lowering of their surface — Voringbreen in 2013–2019 (b), Aldegondabreen in 2008–2013 (c), Aldegondabreen in 2013–2018 (d).

Six, 2013), где рассмотрены результаты семи лет мониторинга на леднике Сен Сорлен во Французских Альпах, было показано, что распределение величины годового баланса массы на поверхности тесно коррелирует с величиной приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (англ. potential solar radiation). Авторы работы (Olson, Rupper, 2019) при помощи моделирования той же физической величины исследовали эффекты затенения ледников бортами долин в высокогорных регионах Центральной Азии и пришли к выводу, что различия в таянии соседних ледников в значительной степени определяются этим механизмом. Для ледников Заполярья подобная связь была продемонстрирована в работе (Носк, 1999) на примере ледника Storglaciären в Швеции. Простая эмпирическая модель таяния в зависимости от градусо-дней тепла была дополнена расчётом величины потока солнечной радиации при ясном небе. Показано, что полученная модель лучше отражает

пространственные особенности таяния льда, а также с большей точностью воспроизводит среднесуточные величины абляции.

Для ледников залива Грёнфьорд конкретных примеров, иллюстрирующих зависимость пространственного распределения абляции от условий инсоляции, до сих пор продемонстрировано не было. Объектами для исследования этой зависимости могут быть ледники, лежащие в глубоких широтно расположенных горных долинах таким образом, что затенение бортов и различия в экспозиции создают выраженный контраст в динамике абляции различных участков поверхности ледников. В районе залива Грёнфьорд такими объектами являются ледники Вёринг и Альдегонда (рис. 1).

Цель исследования заключается в оценке различий в инсоляции на поверхности ледников Вёринг и Альдегонда и влияния этих различий на пространственное распределение абляции льда. В исследовании использованы результаты применения

геодезического метода для определения баланса массы ледников залива Грэнфьорд, приведённые в статьях (Терехов и др., 2020а; Terekhov et al., 2023). Метод даёт гораздо более детальную пространственную картину таяния, нежели используемые для ежегодного мониторинга абляционные рейки.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Ледники Вёринг и Альдегонда расположены в западной части Земли Норденшельда (остров Западный Шпицберген) на западном берегу залива Грэнфьорд, соответственно в 6 и 10 км к западу и юго-западу от посёлка Баренцбург (см. рис. 1). Меньший из рассматриваемых ледников, карово-долинный ледник Вёринг, вытяннут с запада на восток примерно на 1.5 км, имеет ширину около 700 м и спускается с высоты 400 до 180 м над ур. моря, занимая площадь 0.76 км² (по состоянию на 2019 г.) (Терехов и др., 2020а). Горно-долинный ледник Альдегонда имеет большую площадь — около 5.5 км² (2021 г.). По результатам последней топографической съёмки 2018 г. ледник спускается до высоты 130 м над ур. моря (Терехов и др., 2020).

Практически вся поверхность этих ледников находится на отметках ниже 500 м над ур. моря, т.е. ниже современной снеговой линии на архипелаге (Noël et al., 2020), в результате чего в последние десятилетия для них характерен отрицательный годовой баланс массы (Прохорова и др., 2023).

Из опубликованных работ нам доступны результаты определения баланса массы геодезическим методом: для ледника Вёринг за один интервал времени, с 2013 по 2019 г. (Терехов и др., 2020а), для ледника Альдегонда — за два пятилетних интервала, 2008–2013 и 2013–2018 гг. (Terekhov et al., 2023). Эти результаты получены вычитанием разновременных цифровых моделей рельефа (далее — ЦМР) после предварительного устранения систематического вертикального сдвига между ними. Исходными данными для расчётов были ЦМР Норвежского полярного института S0 Terrengmodell (2008 г.), фрагменты ЦМР ArcticDEM на 2013 г. (Porter et al., 2018), а также материалы наземных топографических съёмок ААНИИ за 2018–2019 гг. Для дальнейшего анализа все материалы приведены к единому пространственному разрешению в 20 м.

Также авторами использован рельеф поверхности ледника Альдегонда из работы (Василенко и др., 1999). Показанные в статье изолинии поверхности были векторизованы и проинтерполированы сплайном в ЦМР. Поскольку исходный рисунок не включает в себя высоты стабильной во времени неледниковой поверхности, устранить систематический вертикальный сдвиг итогового раstra относительно трёх упомянутых выше ЦМР невозможно. Поэтому рельеф ледника Альдегонда на 1999 г.

используется лишь для качественных, но не количественных оценок.

Отметим, что рассчитанное по ЦМР снижение поверхности ледника в общем случае может не совпадать с абляцией поверхности в той же точке. К изменению высоты поверхности ледников могут приводить и другие процессы, наиболее важным из которых является движение ледника (Vincent et al., 2021). Однако в исследовании (Terekhov et al., 2023) показано, что скорости движения ледника Альдегонда не превышают 2 м в год, при этом преобладающая доля поверхности движется с гораздо меньшими скоростями, ниже погрешности измерений (15 см год⁻¹). Для ледника Вёринг прямых измерений скоростей льда не проводилось, но оснований полагать, что его скорости превышают наблюдаемые на леднике Альдегонда, нет. Следовательно, в рассматриваемом случае фактором движения ледника можно пренебречь, приняв снижение поверхности полностью тождественным поверхностному таянию.

Для проверки гипотезы о неравномерном распределении величины инсоляции был рассчитан поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе на основе алгоритма Potential Incoming Solar Radiation из ГИС с открытым исходным кодом SAGA GIS. Алгоритмом учитывается как астрономический фактор, т.е. суточное и годовое движение Солнца, так и морфометрический — экспозиция и уклон поверхности, а также затенение окружающими формами рельефа (Boehner, Antonic, 2009). Переотражение солнечной радиации при расчётах не учитывается, поскольку моделирование этого процесса требует знания альбедо поверхности, представляющего дополнительный источник погрешности.

Расчёты потока радиации выполнялись для обоих ледников на основе ЦМР ArcticDEM за период времени с 15 июля по 15 сентября, условно принятый нами за сезон абляции льда в исследуемом районе: исчезновение снежного покрова и отступление снеговой линии вверх по ледникам начинается в первую декаду июля, а в середине сентября температура воздуха становится отрицательной и абляция на поверхности ледников прекращается (Terekhov et al., 2022; Прохорова и др., 2023). Полученная в результате моделирования величина носит характер “оценки сверху”, и её погрешность не оценивается. Дальнейшие расчёты на основе этой величины являются приближительными.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственная изменчивость абляции льда и инсоляции. На рис. 1, в–г видно, что снижение поверхности ледников Вёринг и Альдегонда ожидаемо зависит от высоты, демонстрируя наибольшие по модулю значения (т.е. максимальные скорости

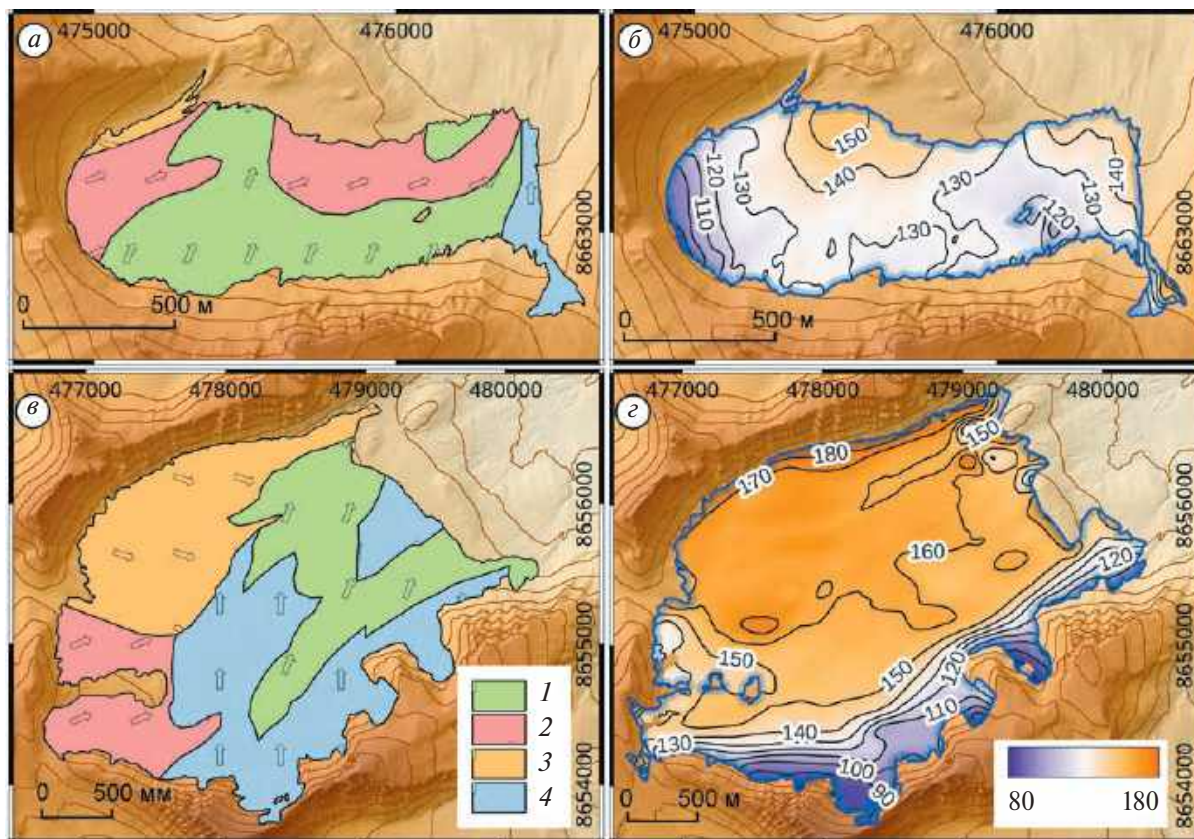


Рис. 2. Экспозиция поверхности (а; в): 1 — север-северо-восток, 2 — восток-северо-восток, 3 — восток-юго-восток, 4 — север; средний поток нисходящей солнечной радиации при ясном небе (15 июля — 15 сентября) на поверхности ледников (б; г): Вёринг (а; б) и Альдегонда (в; г).

Fig. 2. Surface aspect (а; в): 1 — north-north-east, 2 — east-north-east, 3 — east-south-east, 4 — north; averaged potential incoming solar radiation flux (15 July-15 September) on the glaciers (б; г): Voringbreen (а; б) and Aldegondabreen (в; г).

абляции) вблизи края ледника, а наименьшие значения — в верховьях. Тем не менее из различий в контурах изогигов и изолиний снижения поверхности на леднике Альдегонда видно, что скорости абляции различаются вдоль левого и правого бортов (северного и южного соответственно) при равных высотах. Таяние идёт медленнее вдоль затенённой скальной грядой южного борта ледника. Схожая картина наблюдается также на леднике Вёринг.

На рис. 2 показаны результаты расчётов среднего значения плотности потока приходящей солнечной радиации при ясном небе на поверхности ледников Вёринг и Альдегонда за период с 15 июля по 15 сентября. Показанные на рисунке значения инсоляции носят приближённый характер, поскольку могут меняться в зависимости от выбранных параметров прозрачности атмосферы и солнечной постоянной. Для дальнейшего анализа используются разности величины плотности потока в пределах более и менее освещённых частей рассматриваемых ледников.

Для ледника Альдегонда расчётные значения потенциального потока приходящей солнечной радиации при ясном небе в целом выше, чем для ледника Вёринг, и имеют диапазон около 100 Вт/м^2 , от 85 до 185 Вт/м^2 (см. рис. 2). Максимум инсоляции приходится на северную часть ледника, в то время как минимальные значения распределены вдоль южного борта. Осреднённый расчётный поток в пределах этих частей равняется 165 и 139 Вт/м^2 соответственно, т.е. различие в средней инсоляции составляет около 26 Вт/м^2 . Объяснением таких различий между северной и южной частями ледника Альдегонда служит форма его поверхности. Из-за её вогнутости, с тальвегом, проходящим по продольной оси ледника, левый борт площадью около трети от всей поверхности имеет экспозицию, близкую к южной (см. рис. 2), притом что ледник в целом вытянут с юго-запада на юго-восток. Кроме того, на правую сторону ледника приходится затенение от южного борта долины.

Для ледника Вёринг характерны более низкие значения инсоляции из-за затенения стенками кара. При этом, несмотря на сравнительную

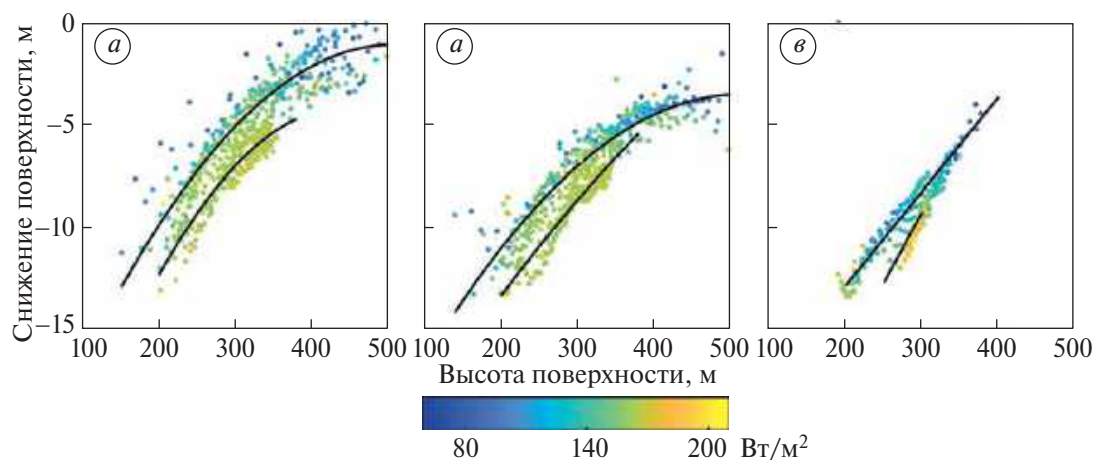


Рис. 3. Зависимость снижения поверхности ледников от высоты над уровнем моря и приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (ледник Альдегонда, 2008–2013 г. (а), ледник Альдегонда, 2013–2018 г. (б), ледник Вёринг, 2013–2019 г. (в)).

Fig. 3. Relationship between the surface lowering, the altitude above sea level and the total potential incoming solar radiation flux (Aldegondabreen, 2008–2013 (a), Aldegondabreen, 2013–2018 (б), Vøringbreen, 2013–2019 (в)).

однородность экспозиции поверхности, пространственная картина приходящего потока солнечной радиации довольно сложна, что в первую очередь обусловлено особенностями окружающего рельефа. Наибольшей освещённостью характеризуются нижние высотные зоны ледника, а также области к северо-западу от центральной части, разделённые более затенённым участком поверхности (см. рис. 2). Условной границей между более и менее освещёнными частями ледника можно считать изолинию 130 Вт/м^2 . При этом размах расчётных значений инсоляции вдоль изогипсы 250 м в центральной части ледника составляет 20 Вт м^{-2} (от 116 до 136 Вт м^{-2}).

Представленные значения приходящего потока коротковолновой радиации превышают фактические, поскольку были рассчитаны для условий максимальной прозрачности атмосферы (0.7) и ясного неба. В действительности, из-за рассеяния значительной части потока солнечной радиации, вызванного облачностью, атмосферными газами и аэрозолями, контраст между фактическими значениями потока на разных участках поверхности ледников должен быть ниже расчётного. Тем не менее в работе (Носк, 1999) было продемонстрировано, что использование в модели таяния арктического ледника реально измеренного коротковолнового потока не улучшает результаты по сравнению с расчётами на основе “потенциального” потока, т.е. смоделированного для условий ясного неба. Поэтому можно ожидать, что расчётная величина хорошо описывает пространственную неравномерность инсоляции на поверхности ледников.

Количественная оценка влияния неравномерности инсоляции на таяние. Чтобы количественно

охарактеризовать влияние морфометрического фактора — сочетания экспозиции поверхности и её уклона, а также затенения горным обрамлением — на абляцию поверхности ледников Вёринг и Альдегонда, рассмотрены графики зависимости таяния от высоты над ур. моря в совокупности с третьей величиной — рассчитанным приходящим потоком солнечной радиации при ясном небе (рис. 3).

На рис. 3 видно, что точки на поверхности более или менее освещённых частей ледников образуют на графиках группы, значительно различающиеся по величине абляции и формирующие разные осреднённые зависимости таяния от высоты над уровнем моря. Эти высотные зависимости соответствуют различиям в инсоляции: более освещённые области ледников действительно характеризуются более значительным таянием, и наоборот. Проверка различий выборок на предмет средних значений абляции и инсоляции на основе *t*-критерия Стьюдента показывает, что статистически значимое различие присутствует для обеих величин при уровне значимости

$$\alpha = 0.05.$$

Отмечено, что погрешность расчётов абляции, выполненных геодезическим методом, не может объяснять наблюдаемые различия в таянии более или менее освещённых частей рассматриваемых ледников. Для ледника Альдегонда погрешность оценки среднего баланса массы ледника была оценена примерно в 7% за оба временных периода: $-4.49 \pm 0.32 \text{ м в.э.}$ за 2008–2013 гг. и $-6.16 \pm 0.44 \text{ м в.э.}$ за 2013–2018 гг. (Terekhov et al., 2023), для ледника Вёринг — в 6% ($-7.80 \pm 0.42 \text{ м в.э.}$) (Терехов и др., 2020а). Однако указанные значения

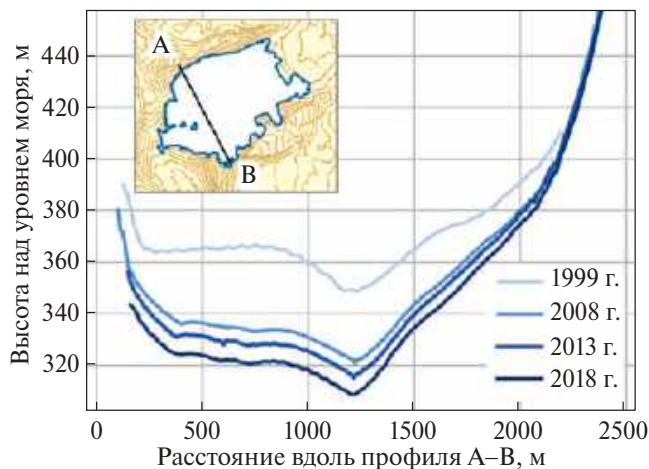


Рис. 4. Изменения поперечного профиля поверхности ледника Альдегонда в 1999–2018 гг.

Fig. 4. Changes of cross direction profile of the Aldegondabreen Glacier in 1999–2018.

включают также погрешность плотности льда ($\pm 50 \text{ кг м}^{-3}$), используемую для перевода толщины слоя абляции в единицы водного эквивалента. Следовательно, снижение поверхности ледников, измеряемое в единицах слоя льда, будет иметь существенно меньшую погрешность.

Точность результатов геодезического метода можно проиллюстрировать сравнением с величинами по данным абляционных реек на леднике Альдегонда, где проводится ежегодный масс-балансовый мониторинг. В работе (Terekhov и др., 2023) показано, что кумулятивный гляциологический и геодезический баланс массы соответственно хорошо совпадают за рассматриваемые пятилетние периоды, составляя: $-4.42 \pm 0.8 \text{ м в.э.}$ и $-4.49 \pm 0.32 \text{ м в.э.}$ (2008–2013 гг.); $-6.30 \pm 0.49 \text{ м в.э.}$ и $-6.16 \pm 0.44 \text{ м в.э.}$ (2013–2018 гг.). Для ледника Вёринг подобное сравнение невозможно, поскольку измерения абляционных реек на нём не проводятся. Однако расчёт баланса массы геодезическим методом проводился для этого ледника на основе схожих исходных данных, наземной спутниковой топосъёмки и ЦМР ArcticDEM.

Кроме того, на примере ледника Альдегонда видно, что показанные различия в абляции носят систематический характер, проявляясь в разные временные периоды. Съёмку рельефа ледника Альдегонда проводили и ранее, в 1999 г. На поперечном профиле (рис. 4) видно, что в начале столетия контраст между высотой и наклоном поверхности левого и правого бортов ледника был заметно ниже. В последующие два десятилетия потери льда левой, более освещённой части оказались значительно выше (при равной высоте), что привело к существенному понижению этой области. Таким образом, влияние инсоляции на

таяние льда прослеживается как минимум до начала XXI века.

Для частей ледников, соответствующих более и менее освещённым их областям, методом наименьших квадратов были проведены линии тренда, показывающие осреднённые зависимости абляции от высоты над ур. моря. Для ледника Альдегонда разница в пятилетней величине слоя абляции, рассчитанная как разность между линиями трендов, примерно равна в оба временных периода (2008–2013 и 2013–2018 гг.) и составляет 2.1 м. Эта величина равна 40 и 30% от суммарных за пятилетние периоды значений снижения поверхности. Линии трендов абляции льда в пределах северной и южной частей (см. рис. 3) практически параллельны друг другу, т.е. выявленное различие не зависит от высоты. Если разделить полученное суммарное значение на пять балансовых лет, получится различие в таянии в 0.40 м льда в год, или, если принять плотность льда равной 0.88 кг м^{-3} (Чернов и др., 2019), в 0.36 м в.э. в год.

Для ледника Вёринг на графике также видны две основные линии тренда высотной зависимости с некоторым количеством точек между ними. Тем не менее этот ледник делится на освещённую и затенённую части менее очевидным образом, нежели ледник Альдегонда, поскольку его поверхность гораздо более однородна с точки зрения экспозиции. Количественно оценить влияние неравномерности инсоляции на таяние нагляднее всего на высоте 250 м над ур. моря, где оно имеет наиболее сильный размах на графике (см. рис. 3). Снижение поверхности на этой высоте имеет диапазон в 2.2 м льда (от 7.7 до 9.9 м льда), или 1.85 м в.э. за весь рассматриваемый период, составляя 25% от суммарной за шестилетний период величины снижения поверхности.

ОБСУЖДЕНИЕ

Наглядным образом охарактеризовать влияние условий инсоляции на абляцию поверхности можно путём сравнения с высотным градиентом таяния (табл. 1). По линиям тренда (см. рис. 3) максимальные различия в абляции для разных по освещённости частей ледников составляют 2.1 м льда за пять сезонов для ледника Альдегонда и 2.2 м льда за шесть сезонов для ледника Вёринг. Это соответствует различиям в слое абляции в $0.36 \text{ м в.э. год}^{-1}$ (Альдегонда) и $0.32 \text{ м в.э. год}^{-1}$ (Вёринг). Вместе с тем высотный градиент таяния (см. рис. 3) составляет: для ледника Альдегонда — 4.0–4.6 м льда на 100 м высоты за пять лет (на высоте 275 м над ур. моря, пик высотного распределения ледника), или $0.70\text{--}0.81 \text{ м в.э. } 100 \text{ м}^{-1} \text{ год}^{-1}$; для ледника Вёринг — 4.1 м льда на 100 м высоты за пять лет, или $0.53 \text{ м в.э. } 100 \text{ м}^{-1} \text{ год}^{-1}$. Таким образом, различия, вызванные неравномерной освещённостью поверхности рассматриваемых

Таблица 1. Различия в толщине слоя абляции льда, вызванные неравномерностью инсоляции и высотным градиентом таяния на ледниках Альдегонда и Вёринг**Table 1.** Differences of the ice melt layer induced by unequal insolation and by vertical lapse, for Aldegondabreen and Vøringgreen glaciers

Ледник	Период, годы	Различие в абляции льда для областей с более и менее высокой инсоляцией м льда за период	Высотный градиент абляции льда		Разница в высоте поверхности ледника, которой эквивалентны различия инсоляции	
			м в.э. год ⁻¹	м льда 100 м ⁻¹ за период	м в.э. 100 м ⁻¹ год ⁻¹	м высоты
Альдегонда	2008–2013	2.1	0.36	4.0	0.70	50
Альдегонда	2013–2018	2.1	0.36	4.6	0.81	45
Вёринг	2013–2019	2.2	0.32	4.1	0.53	60

ледников, эквивалентны разности в 45–60 м высоты (см. табл. 1), что немало по отношению к небольшому высотному диапазону ледников в этой части Шпицбергена (Чернов, Муравьев, 2018).

Таким образом, слой абляции льда за один и тот же сезон должен отличаться на поверхности соседних ледников даже при равной температуре воздуха и её высотном градиенте. Это позволяет предположить, что разница в сезонном таянии ледников в окрестностях Баренцбурга достигает максимума в те годы, когда поток фактической солнечной радиации максимален, и наоборот, при небольшом потоке радиации эти различия сглаживаются. Пример подобного отличия в таянии рассмотрен в статье (Сидорова и др., 2019), где показано, что толщина стаявшего за сезон слоя льда на равных высотах над ур. моря имеет

существенную разницу для трёх ледников: Альдегонда, Западный и Восточный Грэнфьорд. Проверка этой гипотезы не проста, поскольку из-за неоднородности облачного покрова над изучаемой территорией простая экстраполяция актинометрических измерений в одной точке на весь район будет неточна. Следовательно, подобная проверка требует синхронных мониторинговых измерений солнечной радиации на всех изучаемых ледниках.

При анализе зависимости таяния льда от величины приходящей солнечной радиации по отдельным диапазонам высот (рис. 5) оказывается, что в каждом из пятидесятиметровых интервалов наблюдается статистически значимый тренд ($\alpha = 0.05$). Точки на графиках прорежены для наглядности, однако все расчёты производились на

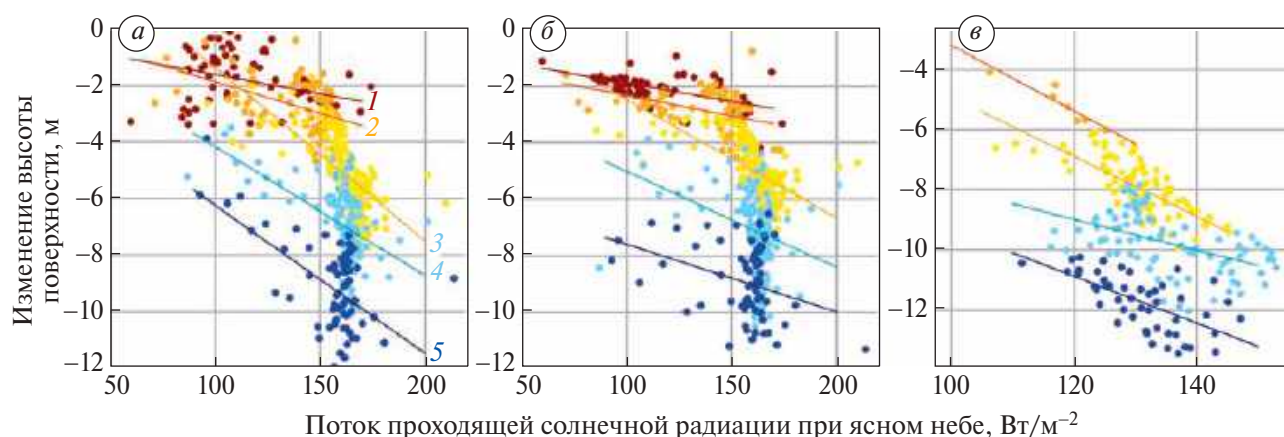
**Рис. 5.** Зависимость изменения высоты поверхности ледников от приходящего потока солнечной радиации при ясном небе, по высотным интервалам: 1 — 400–450 м, 2 — 350–400 м, 3 — 300–350 м, 4 — 250–300 м (ледник Альдегонда, 2008–2013 гг. (а), ледник Альдегонда, 2013–2018 гг. (б), ледник Вёринг, 2013–2019 гг. (в)).**Fig. 5.** Relationship between the surface lowering and the total potential incoming solar radiation, by elevation bins: 1 — 400–450 m, 2 — 350–400 m, 3 — 300–350 m, 4 — 250–300 m (Aldegondabreen Glacier, 2008–2013 (a), Aldegondabreen Glacier, 2013–2018 (b), Vøringgreen Glacier, 2013–2019 (c)).

Таблица 2. Зависимость изменения высоты поверхности ледников от проходящего потока солнечной радиации при ясном небе для ледников Альдегонда и Вёринг по высотным интервалам

Table 2. Relationship between surface lowering and total potential incoming solar radiation, for the Aldegondabreen and Vøringbreen glaciers, by elevation bins

Интервал высот, м над ур. моря	Ледник Альдегонда											
	2008–2013 гг.				2013–2018 гг.				2013–2019 гг.			
	Коэффициент корреляции Пирсона	Среднее квадратическое отклонение абляции, м льда	Размер выборки, пикс	Коэффициент корреляции Пирсона	Среднее квадратическое отклонение абляции, м льда	Размер выборки, пикс	Коэффициент корреляции Пирсона	Среднее квадратическое отклонение абляции, м льда	Размер выборки, пикс	Коэффициент корреляции Пирсона	Среднее квадратическое отклонение абляции, м льда	Размер выборки, пикс
200–250	–0.59	1.65	1680	–0.62	1.36	1680	–0.64	0.93	306			
250–300	–0.52	1.31	3024	–0.40	1.43	3024	–0.50	0.97	550			
300–350	–0.67	1.25	5016	–0.61	0.94	5016	–0.75	0.91	546			
350–400	–0.47	0.97	1968	–0.36	0.73	1968	–0.92	0.71	44			
400–450	–0.37	1.00	1728	–0.33	0.56	1728	–	–	–			

основе исходных выборок, сформированных из растров с размером ячейки 20 м. Коэффициенты корреляции между таянием и инсоляцией изменяются от -0.33 до -0.62 на леднике Альдегонда и от -0.50 до -0.92 на леднике Вёринг (табл. 2).

Оценим влияние условий инсоляции на пространственную изменчивость таяния в масштабах ледника в целом. Долю дисперсии изучаемого признака — абляции льда на поверхности, объясняемую выбранными предикторами, — можно вычислить как значение статистической величины R^2 . Для сравнения, оценка зависимости абляции от высоты над уровнем моря для ледника Альдегонда довольно высока: значение R^2 составляет 0.70 и 0.74 для периодов 2008–2013 и 2013–2018 гг. соответственно. Однако одной только неравномерностью инсоляции можно объяснить примерно треть в дисперсии величин таяния на поверхности ледника Альдегонда ($R^2 = 0.34$ и 0.29). Для ледника Вёринг значение R^2 для зависимости от высоты над ур. моря составляет 0.70 (2013–2019 гг.) и всего 0.21 — для зависимости от инсоляции. Однако во всех случаях тренд зависимости абляции от инсоляции оказывается статистически значимым ($\alpha = 0.05$). Объём выборки для расчётов составляет примерно 13 тысяч точек для ледника Альдегонда и 1450 точек для ледника Вёринг.

Оставшаяся необъяснённой часть дисперсии абляции — проявление вклада прочих факторов, влияющих на тепловой баланс ледника, но при этом не зависящих от высоты (например, альbedo поверхности), а также вклад случайных ошибок измерений и интерполяции. Неверно было бы утверждать, что такая же доля изменчивости абляции определяется солнечной радиацией для всех ледников в окрестностях Баренцбурга. Напротив, можно ожидать, что для более однородных с точки зрения инсоляции (то есть крутизны, экспозиции и затённости поверхности) ледников этот показатель должен быть меньшим, и наоборот.

Как было показано выше на примере ледников Вёринг и Альдегонда, величина проходящего потока солнечной радиации при ясном небе хорошо отражает пространственные особенности абляции льда, и, кроме того, довольно проста для расчёта, поскольку требует в качестве исходных данных только ЦМР. Поэтому сравнение абляции соседних ледников Шпицбергена гораздо информативнее проводить на основе именно этого показателя, а не по одному лишь направлению продольной оси ледника, как это делалось в предыдущих работах (Чернов и др., 2018). Такой подход может давать неоднозначные результаты, причисляя, например, ледник Альдегонда к ледникам северо-восточной экспозиции, хотя в действительности он не является таковым (см. рис. 2). Подобная ориентация характерна всего для трети ледника; ещё треть, напротив, имеет

экспозицию, близкую к южной, обеспечивая вместе с отсутствием затенённости повышенное таяние (в среднем выше на 0.36 м в.э. год⁻¹).

Полученный результат затрагивает тему репрезентативности мониторинговых сетей абляционных реек на ледниках Шпицбергена. К примеру, на нескольких ледниках архипелага абляционные рейки установлены одним продольным “высотным” профилем вдоль оси ледника (Aas et al., 2016; Terekhov et al., 2022). Вопрос о том, насколько такое расположение реек репрезентативно с точки зрения условий инсоляции на поверхности ледника, никогда не рассматривался для мониторинговых программ архипелага Шпицберген. На леднике Альдегонда абляционные рейки распределены более равномерно по поверхности, но их количество на относительно освещённых частях никак не пропорционально площадям этих частей. Всё это служит очевидным источником систематической ошибки при расчётах среднего по леднику значения баланса массы, а, как показывают результаты нашего исследования, погрешность относительно среднего значения может составлять первые дециметры в год. Следовательно, для контроля результатов мониторинга необходимы периодическое повторение топосъёмки (к примеру, раз в пять лет) и расчёт баланса массы геодезическим методом.

ВЫВОДЫ

Одно из важных следствий проведённого анализа заключается том, что ориентация ледников архипелага Шпицберген, а также орография скального обрамления их долин существенно влияют на тепловой баланс и поверхностную абляцию. Фактически измеренная абляция льда на поверхностях ледников Вёринг и Альдегонда различается в наиболее и наименее освещённых частях в среднем на 0.32 и 0.36 м в.э. за сезон, что эквивалентно разнице высот в 45 – 60 м.

Ведущим фактором в распределении величины таяния по поверхности ледников является высота над ур. моря, что с физической точки зрения было обосновано ранее (Ohmura, 2001). Однако зависимость от высоты осложняется вариациями проходящего потока коротковолновой радиации: треть дисперсии абляции льда на поверхности ледников Альдегонда и 20% на леднике Вёринг могут объясняться одной лишь неравномерностью инсоляции. Показано, что пространственная картина этой неравномерности сложна и не может быть оценена на основе исключительно экспозиции ледника, поскольку в значительной мере определяется также уклоном поверхности и скальным обрамлением. Поэтому анализ “экспозиции” на основе одного лишь направления продольной оси ледника гораздо информативнее

заменить расчётом проходящего потока солнечной радиации при ясном небе. При анализе абляции по отдельным 50 -метровым высотным диапазонам показано, что коэффициенты корреляции между таянием льда и инсоляцией изменяются от -0.33 до -0.62 на леднике Альдегонда и от -0.50 до -0.92 на леднике Вёринг.

Экстраполировать полученные в исследовании выводы и заключить, что аналогичная доля изменчивости абляции определяется солнечной радиацией для всех ледников в окрестностях Баренцбурга, было бы неверно. Напротив, можно ожидать, что для более однородных с точки зрения освещённости (т.е. крутизны, экспозиции и затенения поверхности) ледников этот показатель должен быть меньшим, и наоборот. Можно предположить, что разница в сезонном таянии ледников в окрестностях Баренцбурга достигает максимума в те годы, когда поток фактической солнечной радиации максимален, и наоборот, при небольшом потоке радиации эти различия сглаживаются.

Ни один из выбранных ледников не имеет поверхностей южной экспозиции. Лишь треть поверхности ледника Альдегонда имеет ориентацию, близкую к южной. Несмотря на это, из предыдущих работ известно, что в тепловом балансе ледника Альдегонда в среднем за сезон абляции коротковолновый баланс поверхности является наибольшим из положительных компонентов (Prokhorova et al., 2023). При ориентации поверхности ледника на юг вклад солнечной радиации в абляцию может быть существенно выше оцененного нами для ледников Вёринг и Альдегонда.

Отмечено, что приведённые авторами оценки смогли стать возможными благодаря использованию геодезического метода расчёта баланса массы ледников. На основе мониторинговых измерений абляционных реек, установленных на леднике Альдегонда, несмотря на их количество и расположение по всей поверхности ледника, таких выводов сделать не удавалось. Это иллюстрирует ценность геодезического метода определения баланса массы ледников для изучения системы “атмосфера — ледник”: это не только парный метод мониторинга, полезный для контроля измерений по абляционным рейкам, но и ценный источник данных сам по себе.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген, организованной Арктическим и антарктическим НИИ, за предоставленное оборудование, за помощь в организации и проведении полевых работ.

Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. “Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база Мыс

Баранова”, Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген”.

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

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

ЛИТЕРАТУРА

- Василенко Е. В., Глазовский А. Ф., Мачерет Ю. Я., Наварро Ф. Х., Токарев М. Ю., Калашников А. Ю., Мирошниченко Д. Е., Резников Д. С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциол. исследований. 1999. Вып. 90. С. 86–99.
- Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исследований. 1966. Вып. 12. С. 153–164.
- Прохорова У. В., Терехов А. В., Демидов В. Э., Веркулич С. Р., Иванов Б. В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 62–72. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020138>
- Ромашова К. В., Чернов Р. А., Василевич И. И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Сидорова О. Р., Тарасов Г. В., Веркулич С. Р., Чернов Р. А. Изменчивость поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 438–448. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448>
- Терехов А. В., Демидов В. Э., Казаков Э. Э., Анисимов М. А., Веркулич С. Р. Определение баланса массы ледника Вёринг (Западный Шпицберген) геодезическим методом, 2013–2019 годы // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 5. С. 55–63. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5\(55-63\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(55-63))
- Терехов А. В., Тарасов Г. В., Сидорова О. Р., Демидов В. Э., Анисимов М. А., Веркулич С. Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 192–200. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020033>
- Чернов Р. А., Муравьев А. Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
- Чернов Р. А., Кудиков А. В., Вишвицева Т. В., Осокин Н. И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66>
- Aas K. S., Dunse T., Collier E., Schuler T. V., Berntsen T. K., Kohler J., Luks B. The climatic mass balance of Svalbard glaciers: a 10-year simulation with a coupled atmosphere–glacier mass balance model // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 1089–1104. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1089-2016>, 2016
- Arnold N. S., Rees W. G., Hodson A. J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2006. V. 111. F2.
- Böhner J., Antonić O. Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology // Developments in soil science. 2009. V. 33. P. 195–226. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00008-1)
- Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B. Mass balance of Austre Grønfjordbreen, Svalbard, 2006–2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches // Geosciences. 2021. V. 11. № 2. P. 78. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020078>
- Fountain A. G., Vecchia A. How many Stakes are Required to Measure the Mass Balance of a Glacier? // Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography. 1999. V. 81. № 4. P. 563–573. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.1999.00084.x>
- Hagen J. O., Liestøl O. Long-Term Glacier Mass-Balance Investigations in Svalbard, 1950–88 // Annals of Glaciology. 1990. V. 14. P. 102–106. <https://doi.org/10.3189/S0260305500008351>
- Hock R. A distributed temperature-index ice- and snow-melt model including potential direct solar radiation // Journ. of Glaciology. 1999. 45 (149). P. 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Mölg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Winkler M., Kaser G. Quantifying Climate Change in the Tropical Midtroposphere over East Africa from Glacier Shrinkage on Kilimanjaro // Journ. of Climate. 2009. 22. P. 4162–4181. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2954.1>
- Noël B., Jakobs C. L., van Pelt W. J. J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J. O., Luks B., Reijmer C. H., van de Berg W. J., van den Broeke M. R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability // Nature Communications. 2020. V. 11. 4597. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18356-1>
- Oerlemans J., Hoogendoorn N. Mass-Balance Gradients and Climatic Change // Journ. of Glaciology. 1989.

- V. 35 (121). P. 399–405. <https://doi.org/10.3189/S002214300009333>
- Ohmura A.* Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method // *Journ. of Applied Meteorology and Climatology*. 2001. V. 40 (4). P. 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2)
- Olson M., Rupper S.* Impacts of topographic shading on direct solar radiation for valley glaciers in complex topography // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 29–40. <https://doi.org/10.5194/tc-13-29-2019>
- Paterson W. S. B.* *The Physics of Glaciers*. Oxford: Pergamon Press, 1994. 480 p.
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M. J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojensen M.* 2018, “ArcticDEM”. Harvard Dataverse. V. 1. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V.* Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023. V. 55. № 1. 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Terekhov A. V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G.* Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2022. V. 54. № 1. P. 584–602. <https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K.* Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual variability and sensitivity to climate change // *Annals of Glaciology*. 2023. P. 1–11. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- Vincent C., Cusicanqui D., Jourdain B., Laarman O., Six D., Gilbert A., Walpersdorf A., Rabatel A., Piard L., Gimbert F., Gagliardini O., Peyaud V., Arnaud L., Thibert E., Brun F., Nanni U.* Geodetic point surface mass balances: A new approach to determine point surface mass balances on glaciers from remote sensing measurements // *Cryosphere*. 2021. V. 15. № 3. P. 1259–1276. <https://doi.org/10.5194/TC-15-1259-2021>
- Vincent C., Six D.* Relative contribution of solar radiation and temperature in enhanced temperature-index melt models from a case study at Glacier de Saint-Sorlin, France // *Annals of Glaciology*. 2013. 54 (63). P. 11–17. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A301>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C.* The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // *Polar Research*. 2021. T. 40. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5318>

Citation: Terekhov A. V., Prokhorova U. V., Demidov V. E. Influence of spatial distribution of solar radiation on the glacier mass balance of the Grønfjorden Bay area (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 041–053. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010039

The influence of spatial variability of solar radiation on the mass balance of glaciers in the Grønfjorden Bay area (the Svalbard archipelago)

A. V. Terekhov^{a#}, U. V. Prokhorova^a, V. E. Demidov^a

¹*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*

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

Received July 17, 2023; revised October 4, 2023; accepted March 31, 2024

In this article, we investigate how the irregular insolation of two low-elevated Svalbard glaciers exerts effect on rates of their surface melting. We compare the spatial distribution of rates of the surface lowering of glaciers Vøringbreen (0.76 km²) and Aldegondabreen (5.5 km²), both are located near Barentsburg settlement in the western part of Nordenskiöld Land (the Spitsbergen Island). As an approximation of the solar radiation flux, we used the potential incoming solar radiation calculated by the ArcticDEM digital elevation model for the period July 15–September 15, which is a typical time of ice ablation in the region under consideration. Motions of both glaciers are extremely slow, which allows assuming that lowering of their surfaces are identical to the rates of surface melting. We have found that both glaciers are distinctly divided into two parts, more and less sunlit. The spatial pattern of insolation

of the Vøringbreen glacier is controlled by the shading of the walls surrounding the cirque, while the Aldegondabreen one due to its concave shape has two different areas with a more southern and more northern exposure. The lowering of the surface shows that the more and less illuminated parts differ significantly in ice ablation. The maximum differences in melting caused by the irregular insolation are 2.1 m of ice depth over five years for the Aldegondabreen Glacier (2008–2013 and 2013–2018) and 2.2 m over six years for the Vøringbreen Glacier (2013–2019), that is 40, 30 and 25% of the total values of the surface depression for the corresponding periods. Within every 50-meter altitude interval, correlation coefficients between surface ablation and insolation vary from -0.33 to -0.62 for the Aldegondabreen and from -0.50 to -0.92 for the Vøringbreen glacier. When compared with the vertical gradient of the ice melting, the variability of ablation caused by the irregular insolation correspond to a difference in altitudes of 45–50 m in vertical for the Aldegondabreen and 60 m for Vøringbreen. These values are significant taking into account the small altitudinal range of the glaciers in that part of Spitsbergen.

Keywords: short-wave radiation, glacier mass balance, energy balance, Svalbard, Arctic

REFERENCES

- Vasilenko E. V., Glazovskiy A. F., Macheret Yu. Ya., Navarro F. Kh., Tokarev M. Yu., Kalashnikov A. Yu., Miroshnichenko D. E., Reznikov D. S. Radiophysical studies of the Aldegonda glacier on Svalbard in 1999. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1999, 90: 86–99 [In Russian].
- Krenke A. N., Khodakov V. G. About the relationship between the glacier surface melt and the air temperature. *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164 [In Russian].
- Prokhorova U. V., Terekhov A. V., Demidov V. E., Verkulich S. R., Ivanov B. V. Intra-annual variability of the surface ablation of the Aldegondabreen glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 2 (63): 62–72. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020138> [In Russian].
- Romashova K. V., Chernov R. A., Vasilevich I. I. Study of the glacial flow of rivers in the Grønfjord bay basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (1): 34–45. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45> [In Russian].
- Sidorova O. R., Tarasov G. V., Verkulich S. R., Chernov R. A. Surface ablation variability of mountain glaciers of West Spitsbergen. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (4): 438–448. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448> [In Russian].
- Terekhov A. V., Demidov V. E., Kazakov E. E., Anisimov M. A., Verkulich S. R. Geodetic mass balance of Voring glacier, Western Spitsbergen, in 2013–2019. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2020, XXIV (5): 55–63. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5\(55-63\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(55-63)) [In Russian].
- Terekhov A. V., Tarasov G. V., Sidorova O. R., Demidov V. E., Anisimov M. A., Verkulich S. R. Estimation of mass balance of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 2 (60): 192–200. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020033> [In Russian].
- Chernov R. A., Muraviev A. Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 4 (58): 462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472> [In Russian].
- Chernov R. A., Kudikov A. V., Vshivtseva T. V., Osokin N. I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 1 (59): 59–66. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66> [In Russian].
- Aas K. S., Dunse T., Collier E., Schuler T. V., Bernstsen T. K., Kohler J., Luks B. The climatic mass balance of Svalbard glaciers: a 10-year simulation with a coupled atmosphere–glacier mass balance model. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1089–1104. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1089-2016>
- Arnold N. S., Rees W. G., Hodson A. J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2006, 111: F2.
- Böhner J., AntoniĆ O. Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology. *Developments in soil science*. 2009, 33: 195–226. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00008-1)
- Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B. Mass balance of Austre Grønfjordbreen, Svalbard, 2006–2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches. *Geosciences*. 2021, 11 (2): 78. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020078>
- Fountain A. G., Vecchia A. How many Stakes are Required to Measure the Mass Balance of a Glacier? *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999, 81 (4): 563–573. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.1999.00084.x>
- Hagen J. O., Liestøl O. Long-Term Glacier Mass-Balance Investigations in Svalbard, 1950–88.

- Annals of Glaciology. 1990, 14: 102–106. <https://doi.org/10.3189/S0260305500008351>
- Hock R. A distributed temperature-index ice- and snow-melt model including potential direct solar radiation. *Journ. of Glaciology*. 1999, 45 (149): 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Mölg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Winkler M., Kaser G. Quantifying Climate Change in the Tropical Midtroposphere over East Africa from Glacier Shrinkage on Kilimanjaro. *Journ. of Climate*. 2009, 22: 4162–4181. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2954.1>
- Noël B., Jakobs C. L., van Pelt W. J. J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J. O., Luks B., Reijmer C. H., van de Berg W. J., van den Broeke M. R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. *Nature Communications*. 2020, 11: 4597. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18356-1>
- Oerlemans J., Hoogendoorn N. Mass-Balance Gradients and Climatic Change. *Journal of Glaciology*. 1989, 35 (121): 399–405. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009333>
- Ohmura A. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journ. of Applied Meteorology and Climatology*. 2001, 40 (4): 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2)
- Olson M., Rupper S. Impacts of topographic shading on direct solar radiation for valley glaciers in complex topography. *The Cryosphere*. 2019, 13: 29–40. <https://doi.org/10.5194/tc-13-29-2019>
- Paterson, W.S.B. *The Physics of Glaciers*. Oxford: Pergamon Press, 1994: 480 p.
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M. J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojensen M. 2018, “ArcticDEM”. Harvard Dataverse. V. 1. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023, 55 (1): 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Terekhov A. V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2022, 54 (1): 584–602. <https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual variability and sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology*. 2023: 1–11. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- Vincent C., Cusicanqui D., Jourdain B., Laarman O., Six D., Gilbert A., Walpersdorf A., Rabatel A., Piard L., Gimbert F., Gagliardini O., Peyaud V., Arnaud L., Thibert E., Brun F., Nanni U. Geodetic point surface mass balances: A new approach to determine point surface mass balances on glaciers from remote sensing measurements. *Cryosphere*. 2021, 3 (15): 1259–1276. <https://doi.org/10.5194/TC-15-1259-2021>
- Vincent C., Six D. Relative contribution of solar radiation and temperature in enhanced temperature-index melt models from a case study at Glacier de Saint-Sorlin, France. *Annals of Glaciology*. 2013, 54 (63): 11–17. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A301>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 2021, 40.

О ВЛИЯНИИ ДИНАМИКИ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ НА СТОК В БАССЕЙНЕ Р. УЛКЕН АЛМАТЫ (БОЛЬШАЯ АЛМАТИНКА), СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

© 2024 г. Л. С. Лебедева^{1,2*}, В. П. Капица², Ж. Д. Такибаев², В. В. Гончаренко^{1,2}, В. М. Лыткин¹, А. Н. Камалбекова^{3,4}

¹Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

²Центрально-Азиатский региональный гляциологический центр категории 2 под эгидой ЮНЕСКО, Алматы, Казахстан

³Институт географии и водной безопасности, Алматы, Казахстан

⁴Казахский национальный университет им. Аль-Фараби, Алматы, Казахстан

* e-mail: lyudmilaslebedeva@gmail.com

Поступила в редакцию 19.08.2023 г.

После доработки 09.11.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Цель работы — исследование динамики каменных глетчеров и стока воды с них в бассейне р. Улкен Алматы (Большая Алматинка). Скорость смещения поверхности каменного глетчера Моренного выше, чем Городецкого, что связано с его повышенной льдистостью. Каменные глетчеры оказывают существенное влияние на водный режим, температуру и химический состав водотоков, формирующихся выходами воды из них.

DOI: 10.31857/S2076673424010041

ВВЕДЕНИЕ

Каменные глетчеры распространены во многих горных системах мира (Горбунов, Горбунова, 2010). О большом значении каменных глетчеров в формировании речного стока писал ещё А. Соте в 1976 г. (Corte, 1976). Вопрос о вкладе подземного льда каменных глетчеров в речной сток приобретает особую значимость на фоне резкого сокращения ледников и многолетних снежников. В отличие от ледников каменные глетчеры более устойчивы к изменениям климата и могут существовать даже при положительной среднегодовой температуре воздуха. Некоторые авторы (Jones et al., 2019) отмечают, что вытаивание льда каменных глетчеров может быть существенным вкладом в сток рек, однако для количественных оценок необходимы натурные измерения, которые проводятся всего лишь на нескольких каменных глетчерах в мире, преимущественно в Альпах.

Существенная гидрологическая роль каменных глетчеров показана в США на примере нагорья Большой Бассейн (Miller, Westfall, 2019), в Австрийских Альпах (Wagner et al., 2020), Швейцарских Альпах (Kenner et al., 2020), Чилийских Андах (Schaffer et al., 2019) и в Гималаях (Jones et al., 2021). В Альпах происходит постепенный переход от ледникового и снегового питания рек к питанию за

счет каменных глетчеров, подземных вод и жидких осадков (Brighenti et al., 2019). Каменные глетчеры могут играть все более важную роль в формировании водных экосистем альпийских рек в условиях продолжающейся деградации ледников.

Каменные глетчеры широко распространены в горах Центральной Азии, но до сих пор слабо изучены (Горбунов, 2006). Новая волна интереса к каменным глетчерам в XXI в. отчасти связана с их специфической реакцией на происходящие глобальные климатические изменения. На фоне интенсивного сокращения ледников многие каменные глетчеры выросли в размерах и активно наступают (Марченко, 2003; Вилесов и др., 2006; Галанин, 2009). Выявлено (Горбунов и др., 2018), что наиболее крупные залежи подземных льдов в горной системе Тянь-Шаня сосредоточены в активных каменных глетчерах и современных моренах. Установлено, что объём ледников по отношению к объёму подземных льдов существенно уменьшился в связи с деградацией наземного оледенения, что может говорить о возросшей гидрологической роли каменных глетчеров (Bolch, Marchenko, 2009).

На хребтах северного Тянь-Шаня Иле Алатау (Заилийский Алатау) и Кюнгёй-Ала-Тоо общей площадью более 3000 км² расположен 551 каменный глетчер

(Kaab et al., 2021). Относительно хорошо изученными являются всего лишь несколько каменных глетчеров региона, в том числе расположенные в бассейне р. Улкен Алматы глетчеры Городецкого и Моренный. В 1923 г. Н. Н. Пальгов заложил геодезическую сеть у подножий фронтальных уступов указанных каменных глетчеров и осуществил в 1926 г. повторную тахеометрическую съёмку, определив скорости движения этих форм (Пальгов, 1957). В 1946 и 1960 гг. с этой опорной сети проведены съёмки уступов В. А. Зенковой, а в 1977 и 1994 гг. — сотрудниками Казахской высокогорной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН (Gorbunov et al., 1992). Авторы (Галанин и др., 2017) установили, что наиболее активные генерации каменного глетчера Городецкого находятся в талом состоянии и практически не содержат грунтовых льдов. (Медеу и др., 2021) сделали предварительный вывод о наличии большого количества воды в теле каменного глетчера Моренный, а (Shahgedanova et al., 2020) объяснили расхождение между рассчитанными с помощью гидрологической модели HBV-ETH и фактическими расходами воды р. Улкен Алматы во второй половине лета таянием подземных льдов каменных глетчеров, площадь которых достигает 30% от площади ледников. Полевые исследования стока воды с каменных глетчеров Иле Алатау ранее не выполнялись, за исключением разовых измерений температуры воды и нескольких определений изотопного состава (Галанин и др., 2017).

Цель работы заключалась в выявлении гидрологической роли трёх каменных глетчеров в бассейне р. Озёрная (Северный Тянь-Шань) и оценке динамики двух каменных глетчеров на основе экспедиционных данных 2019, 2021 и 2022 гг.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Гляциально-криогенные комплексы (далее — ГКК) Городецкого, Моренный и Тимофеева расположены в бассейне р. Озёрная (верхняя часть бассейна р. Улкен Алматы) в Иле Алатау (рис. 1). Каждый из них имеет длину более 3 км. Максимальным по размеру является ГКК Городецкого протяженностью почти 5 км. Основными элементами их строения являются несколько небольших ледников в истоках и крупный каменный глетчер в терминальной части, а также сочленяющее поле льдистых морен, подпрудных озёрных котловин и ложбин стока в средней части ГКК. Каменный глетчер (далее — КГ) Городецкого имеет длину около 3 км, КГ Моренный — около 2 км, КГ Тимофеева — около 1,5 км и лежат в интервале абсолютных высот 3030—3770 м над ур. моря. Очертания каменных глетчеров определяются по морфологическим признакам (Горбунов, Горбунова, 2010). Фронтальный уступ каменных глетчеров имеет крутизну естественного откоса и даже превышает её. Их поверхность на всём протяжении покрыта глыбами и щебнем гранитоидов, гранулометрический состав которых распределён неравномерно. Средние

размеры поверхностных обломков варьируют от 0,1 до 1 м. Встречаются участки нагромождения крупных глыб диаметром более 2—3 м.

В области питания каменных глетчеров расположены несколько одноименных ледников. По состоянию на 2022 г. площадь питающих КГ Моренный ледников составила 0,31 км² (четыре небольших ледника), КГ Городецкого — 3,07 км² (два ледника — Городецкий правый и Городецкий левый), КГ Тимофеева — 1,01 км² (ледник Тимофеева).

В краевых частях ледников встречаются подпрудные озёрные котловины, служащие промежуточными ёмкостями ледникового стока. Яркими признаками интенсивного внутреннего дренажа каменных глетчеров являются расположенные в основании фронтального откоса высокодебитные источники воды. КГ Моренный имеет два источника, КГ Городецкого — четыре и КГ Тимофеева — один. Сток осуществляется по хорошо выработанным стабильным руслам с твёрдым дном, покрытым гравийно-галечным материалом и валунами. Рассматриваемые каменные глетчеры относятся к активным.

Оценка движения КГ Городецкого и КГ Моренный основана на сравнении разновременных ортофотопланов, полученных с помощью беспилотных летательных аппаратов (далее — БПЛА) DJI Phantom 25–27 августа 2019 г., DJI Mavic Pro 17–18 июня 2021 г. и DJI MATRICE300 RTK DJI Pilot 27 сентября в 2022 г. Полёты БПЛА проходили в автономном и RTK- (Real Time Kinematic) режиме с использованием специального программного обеспечения на высоте 100–300 м над поверхностью, что позволило достичь перекрытия снимков на 70%. В общей сложности для каждого участка исследований было сделано от 400 до 600 снимков. Вследствие ограничений по высоте и длительности полета БПЛА в исследуемую область была включена только передняя, наиболее активная часть каменных глетчеров. Полученные аэрофотоснимки были обработаны в программах Agisoft PhotoScan и Pix4D. В результате обработки снимков были получены ортофотопланы и цифровые модели рельефа с разрешением 0,5–1,0 см/пикс.

Для оценки неточности измерений скоростей смещения поверхности каменных глетчеров были определены среднеквадратические ошибки (табл. 1) в процессе геометрического выравнивания изображений за рассматриваемые периоды по 15 контрольным наземным точкам, расположенным на окружающей и неизменяющейся поверхности вокруг каменных глетчеров. За эталон был принят ортофотоплан за 2022 г., так как съёмка проводилась с использованием базовой станции в режиме RTK.

Смещение поверхности каменных глетчеров определялось по оценке движения 130 точек, равномерно распределённых на поверхности КГ Моренного, и 163 точек на поверхности КГ Городецкого. В этих точках определены направление и скорость смещения поверхности между датами съёмки.

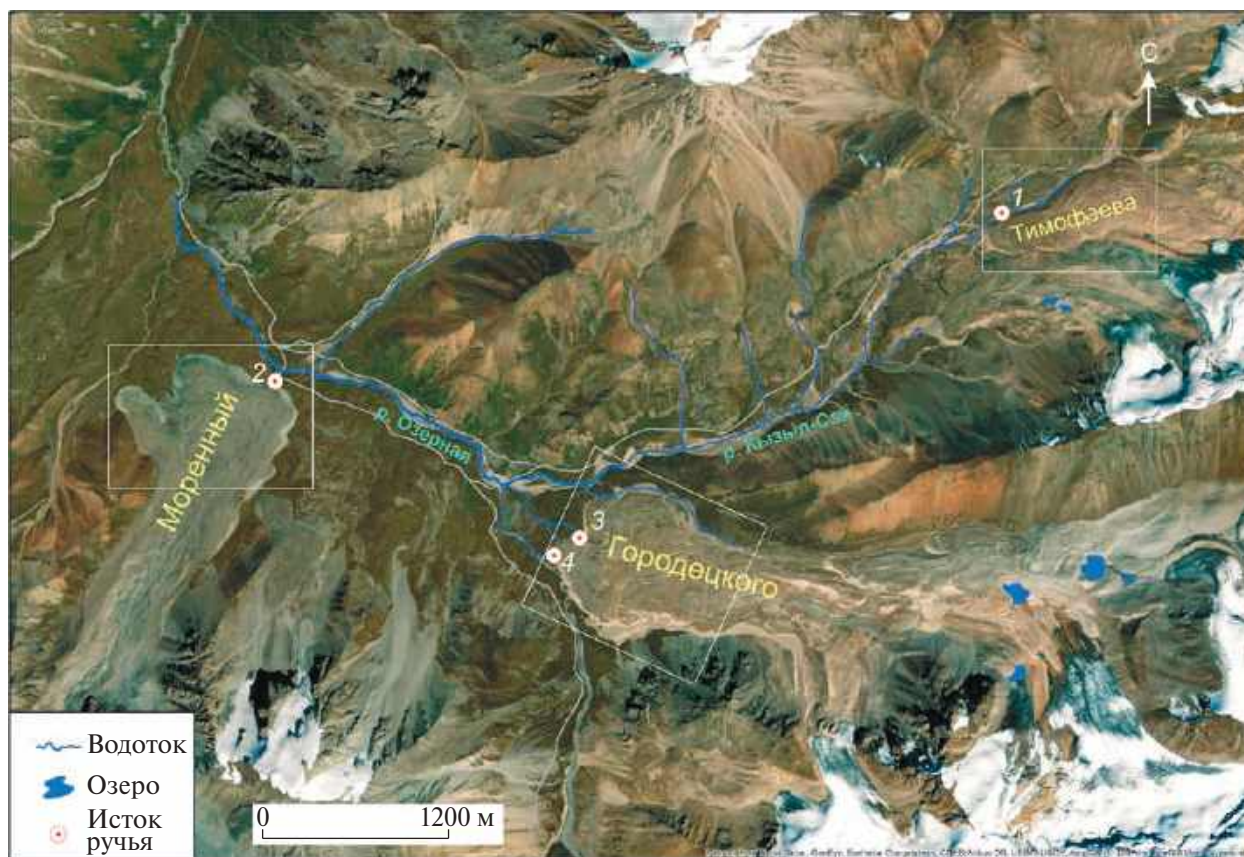


Рис. 1. Схема участка исследования.

Fig. 1. Scheme of the study site.

С помощью метода обратных взвешенных расстояний полученные значения в точках были интерполированы на исследованный фрагмент каменного глетчера в программе ArcMAP.

С 2018/19 г. ведутся автоматизированные измерения температуры воды в местах её выхода из тела КГ Городецкого, КГ Моренный и КГ Тимофеева с помощью термических логгеров Onset HOBO с интервалом записи 4 часа. Логгеры были установлены на расстоянии от 1 до 3 м от подножия фронтального уступа и закреплены на дне водотока грузом. Один из логгеров на КГ Городецкого имел два температурных датчика: первый записывал температуру воды, а второй температуру воздуха на высоте 40 см от поверхности.

В течение экспедиционных исследований в 2019 и 2021 гг. отбирались пробы воды для определения химического состава — основных ионов и некоторых микрокомпонентов. Также в поле осуществлялись измерения расходов воды с помощью гидрометрической вертушки и ручные определения электропроводности и температуры воды ручьев с каменных глетчеров, ледниковых водотоков, родников и других природных вод в бассейне

Таблица 1. Горизонтальные среднеквадратичные ошибки положения наземных контрольных точек, м

Период анализа	Каменный глетчер Моренный	Каменный глетчер Городецкого
2019–2021	0.26	0.31–0.32
2019–2022	0.24	0.58
2021–2022	0.21	0.41

р. Озёрная с помощью портативного термокондуктометра НМ-200 (Республика Корея).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Движение КГ Городецкого и КГ Моренный. Величины смещения поверхности каменных глетчеров показаны на рис. 2–3. Хотя оба глетчера относятся к категории активных, величины их смещения значительно отличаются. Для рассматриваемых каменных глетчеров характерны контрастные величины смещения осевых и боковых частей.

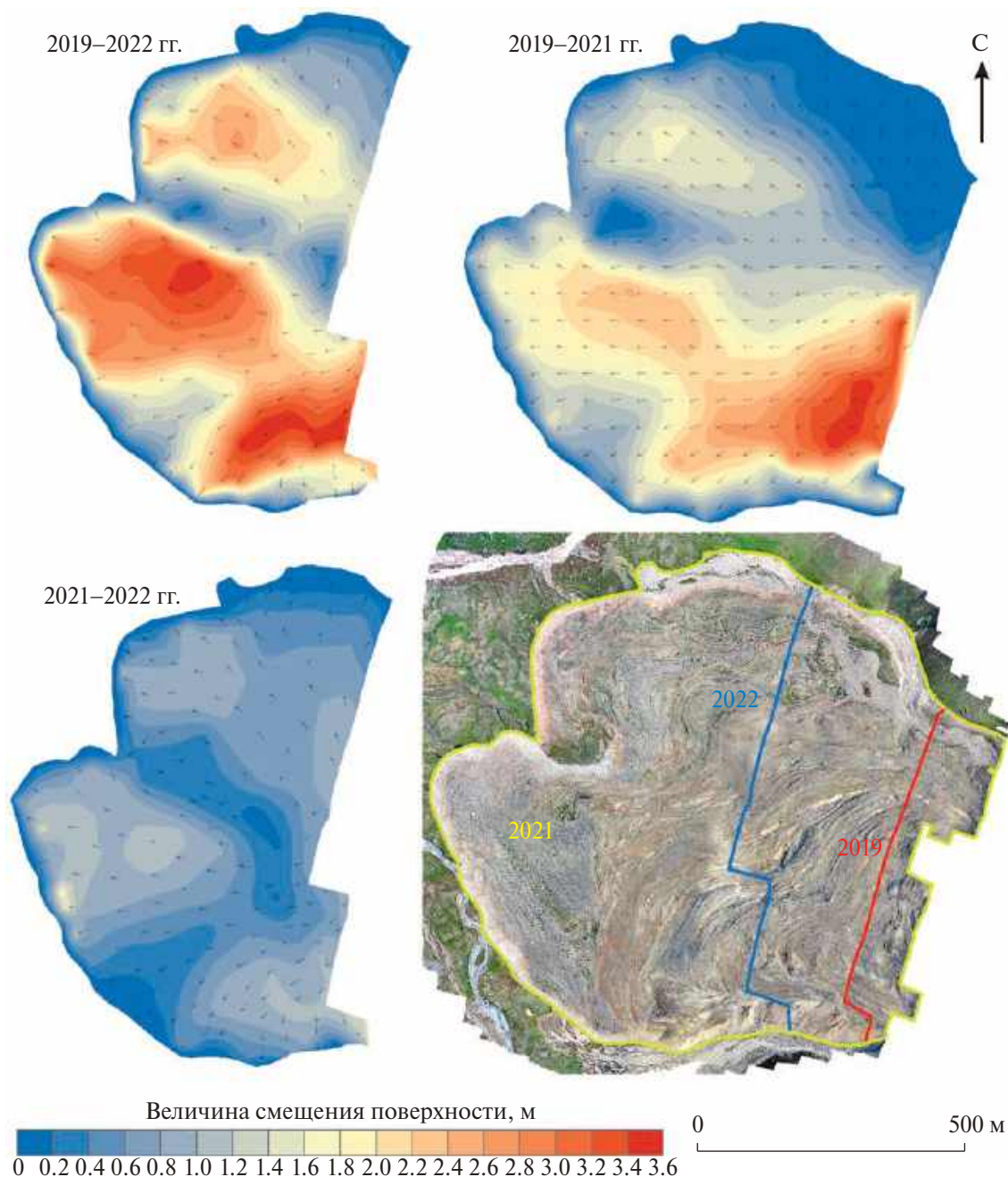


Рис. 2. Величина смещения поверхности каменного глетчера Городецкого за 2019–2022, 2019–2021 и 2021–2022 гг. Цветными линиями показаны области полетов БПЛА в разные годы.

Fig. 2. Surface displacement of Gorodetsky rock glacier for 2019–2022, 2019–2021 and 2021–2022. The colored lines show the areas of UAV flights in different years.

С 2019 по 2022 г. поверхность передней части КГ Городецкого сместилась на величину от 0 до 3.5 м. Выделяется три зоны с максимальными смещениями — на северо-западе (1.8–2.6 м за три года), западе (2.2–3.4 м за три года) и юге (2.2–3.6 м). Северо-западная и западная части движутся преимущественно в северо-западном и западном направлении, южная часть — в южном и юго-западном. Между ними

выделяются относительно стабильные области со смещениями поверхности до 1 м за три года. Более динамичные части выделяются в рельефе крутыми валами и ложбинами, стабильные отличаются более выровненной поверхностью, местами закреплённой растительностью.

Так как в 2020 г. измерения не проводились, годовая оценка скорости смещения поверхности

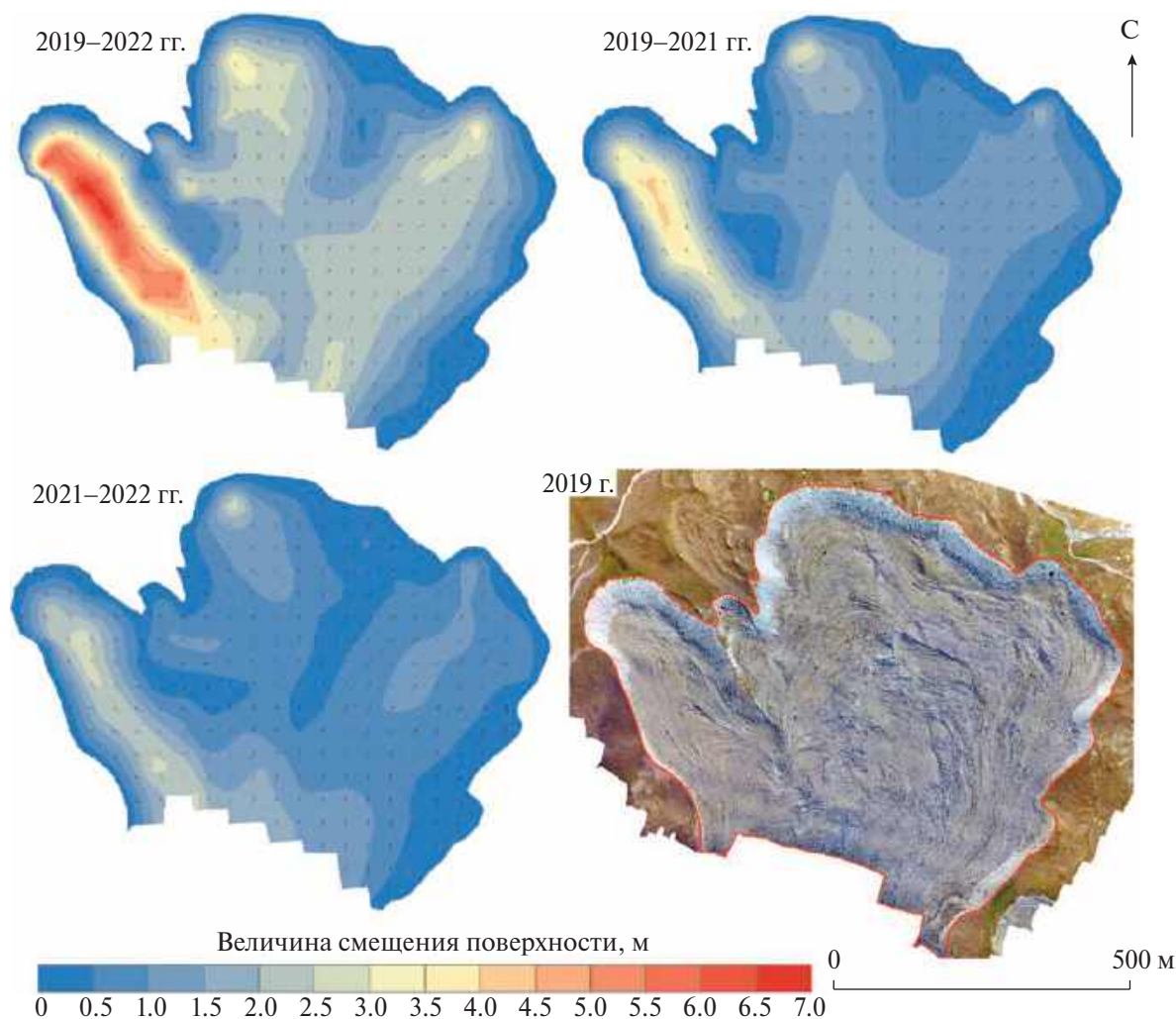


Рис. 3. Величина смещения поверхности каменного глетчера Моренный за 2019–2022, 2019–2021 и 2021–2022 гг.
Fig. 3. Surface displacement of the rock glacier Morenny for 2019–2022, 2019–2021 and 2021–2022.

каменного глетчера между 2019 и 2021 г. усреднена за два года. Она составляет от 0.1 м/год на севере и северо-востоке до 1.2 м/год в западной и до 1.8 м/год в южной части. Между 2021 и 2022 г. пространственные закономерности скорости смещения поверхности сохраняются, а абсолютные значения претерпевают разнонаправленные изменения. Они составляют до 0.9 м/год в северо-западной части, 1.8 м/год в западной и 1.5 м/год в южной.

С 2019 по 2022 г. поверхность передней части КГ Моренный (см. рис. 3) сместилась на величину от 0 до 7 м. Быстрее всего движется западная часть, которая сформировала вытянутое ответвление от основного тела в северо-западном направлении с острыми дугообразными складками. Северная и северо-восточная зоны активного движения характеризуются пониженными смещениями поверхности по сравнению с западной — до 3–3.5 м

за три года. В отличие от КГ Городецкого поверхность КГ Моренного практически не закреплена растительностью даже в зонах с околонулевыми скоростями смещения поверхности.

Средняя годовая оценка скорости смещения поверхности каменного глетчера между 2019 и 2021 г. составляет от 0.6–0.9 м/год в центральной и восточной частях до 1.5 м/год в северной части и до 2 м/год в наиболее активной западной части. С 2021 по 2022 г. поверхность КГ Моренный смещалась со скоростями до 3 м/год в западной и северной частях и до 1.5 м/год в центральной и восточной частях, то есть в среднем скорости в 2021/22 г. были выше, чем в 2019–2021 гг.

Расходы ручьёв. Ручьи, вытекающие из-под КГ Городецкого, имеют высокие расходы, суммарно составлявшие 870–1026 л/с в конце июля 2021 г. Группа сливающихся ручьёв, вытекающих из КГ Городецкого и впадающих в р. Озёрная, имели

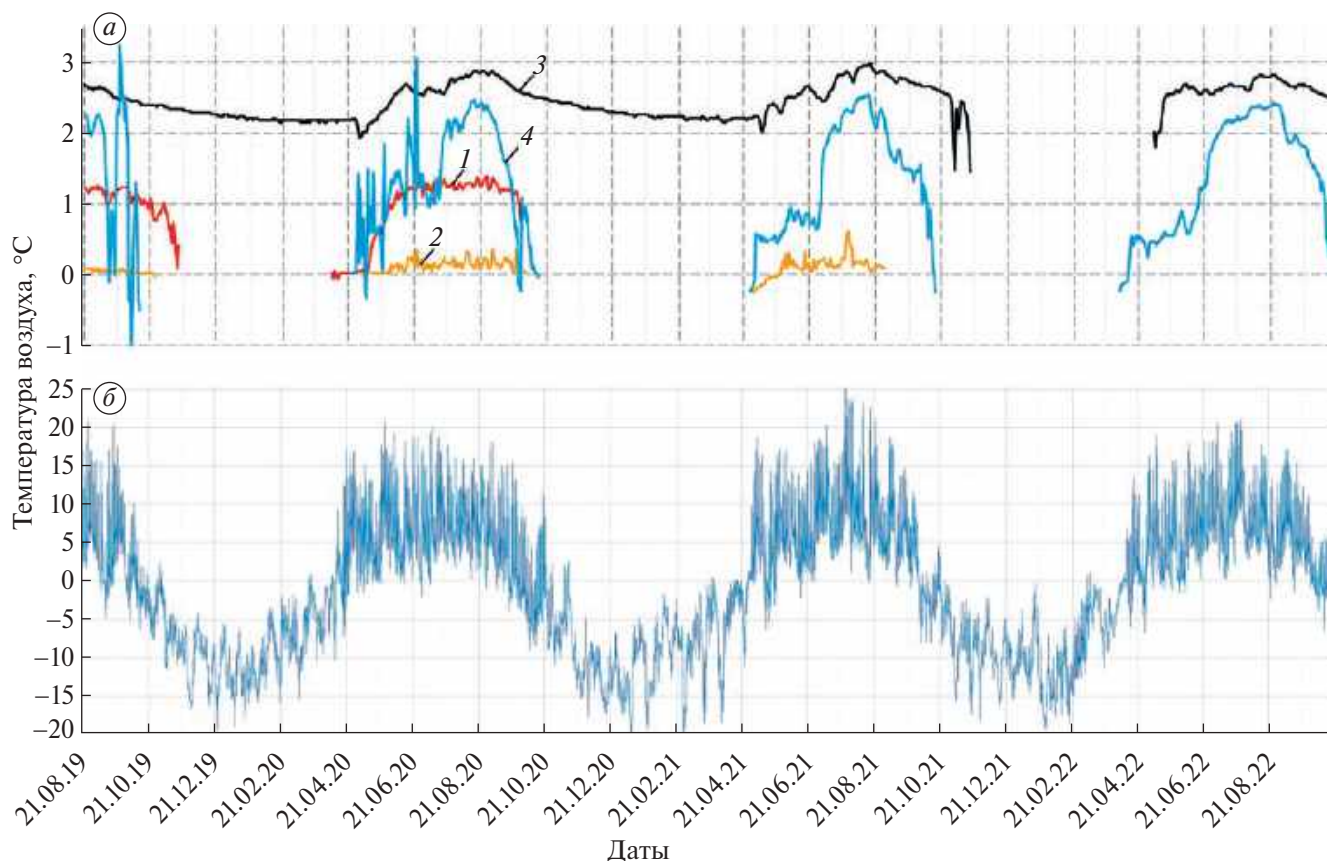


Рис. 4. Температура воды ручьёв, вытекающих из каменных глетчеров (к.г.) (а): 1 — руч. с к.г. Тимофеева, 2 — руч. с к.г. Моренный, 3 — руч. Главный с к.г. Городецкого, 4 — руч. Центральный с к.г. Городецкого; температура воздуха с августа 2019 по октябрь 2022 г. (б).

Fig. 4. Water temperature of streams flowing from rock glaciers (r.g.) (a): 1 — stream from r.g. Tourists, 2 — stream from r.g. Morenny, 3 — stream Main from r.g. Gorodetsky, 4 — stream Central from r.g. Gorodetsky; Air temperature from August 2019 to October 2022 (b).

расход 360 и 440 л/с 25 и 26 июля 2021 г. соответственно. Ручьи из КГ Городецкого, впадающие в р. Кызыл-Сай, имели расход 513 и 586 л/с в эти же даты.

Сток воды с КГ Моренный значительно меньше, чем с КГ Городецкого. Расход ручья составлял 1.7–2.1 л/с 24 и 26 июля 2021 г.

Расходы ручьёв, формирующихся выходами вод из каменных глетчеров, стабильны в течение дня и не имеют выраженной внутрисуточной динамики. Были также измерены расходы ручья, формирующегося без участия каменных глетчеров. Его основным источником питания в июле является таяние ледников в верхней части водосбора. Расход этого ручья составил 4.3 л/с в 9:45 и 45.8 л/с в 16:00 26 июля 2021 г., то есть колебания водности ледниковых ручьёв составляют сотни процентов в течение суток.

Температура воды ручьёв. Температуры воды ручьёв и воздуха показаны на рис. 4. Температурный режим четырёх ручьёв, вытекающих из КГ Городецкого, КГ Моренный и КГ Тимофеева, отличается и имеет свои характерные особенности.

Ручьи, вытекающие из КГ Городецкого, имеют относительно высокую температуру, которая достигает +2...+3 °С. Температурный режим стока КГ Городецкого наблюдался в трёх источниках. Период их стока и ход температуры различается. Температура воды в главном выходе изменялась от +2...+3 °С с августа 2019 по октябрь 2021 г. с максимальными значениями в августе, минимальными — в марте и апреле. Плавное снижение температуры воды с сентября по апрель примерно на градус свидетельствует о том, что этот выход функционировал круглогодично в 2019–2021 гг. Это единственный из наблюдаемых водотоков, который не перемерзал в эти зимы. В ноябре 2021 г. записанная логгером температура понизилась до отрицательных значений, что говорит о перемерзании источника в месте установки логгера. Сток возобновился в конце апреля 2022 г. Период перемерзания продолжался 138 дней, что на 50 дней меньше, чем период отрицательных среднесуточных температур воздуха. Центральный выход из КГ Городецкого перемерзает ежегодно и имеет температуру воды +0.5...+1 °С

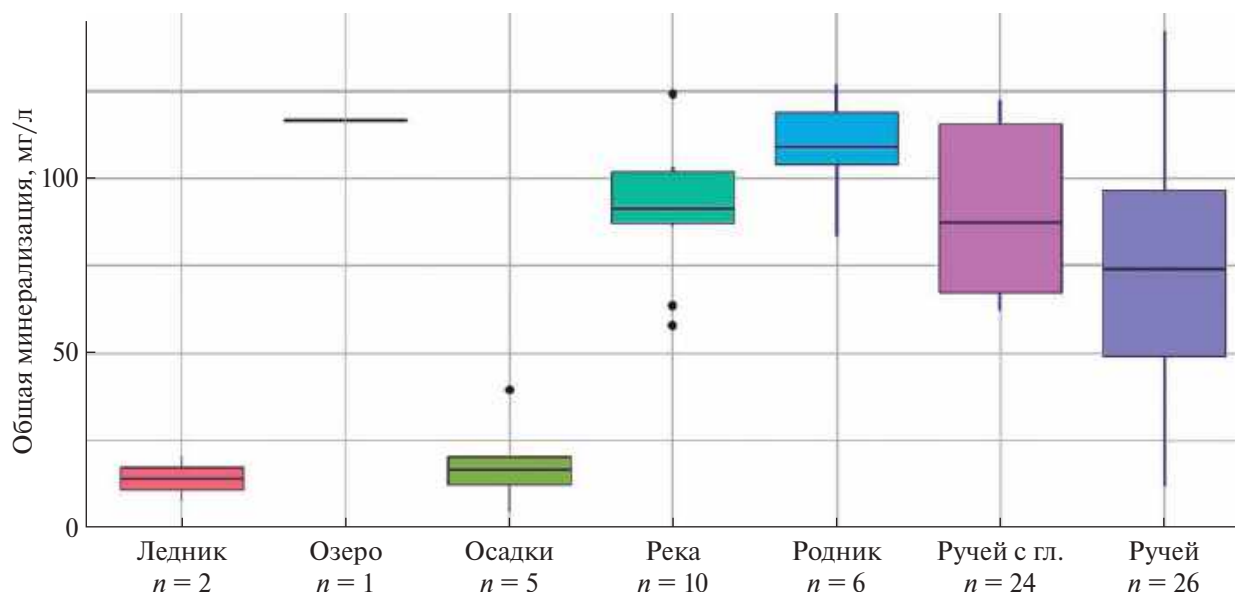


Рис. 5. Диаграммы размаха значений общей минерализации воды, мг/л.

Fig. 5. Diagrams of range of values of water TDS, mg/l.

с начала стока по конец июня и прогревается до +2...+2.5 °С в июле и августе. Достаточно резкий подъём температуры воды на 1–2 °С за 10–15 дней в начале июля предположительно связан с вытаиванием сезонных льдов в каменном глетчере. Продолжительность стока центрального выхода составляла 172 и 167 дней в 2020 и 2021 гг. соответственно, что на 5 и 9 дней больше, чем период положительных среднесуточных температур воздуха.

Ручей из КГ Моренный имеет околонулевую температуру воды в течение всего сезона стока, которая не превышает +0.5 °С. Продолжительность стока в 2020 г. составила 126 дней, что на 41 день меньше, чем продолжительность периода с положительными среднесуточными температурами воздуха.

Ручей с КГ Тимофеева характеризуется температурой воды около +1 °С. Логгер установлен на расстоянии нескольких десятков метров от фронтального уступа, что позволяет воде нагреться. Температура воды у её выхода из тела каменного глетчера составляет 0 °С.

Химический состав воды ручьёв. В августе 2019 г. было отобрано 19 проб воды, в июле 2021 г. — 55 проб воды атмосферных осадков, ручьёв, стекающих с каменных глетчеров, выходов подземных вод, снега, льда ледника и двух рек в бассейне р. Озёрная. Все воды относятся к ультрапресным с минерализацией от 4.7 до 142 мг/л (рис. 5). К наиболее минерализованным относятся воды некоторых ручьёв (> 124 мг/л), а также ручья, вытекающего из КГ Моренный (108–121 мг/л), воды озера (116 мг/л) и родники (84–126 мг/л). Самыми разбавленными являются воды ручьёв с ледниковым питанием (12–57 мг/л), жидких

осадков (20–40 мг/л), снега (4.7–17 мг/л) и льда ледника (7.7–20.7 мг/л). Воды ручьёв, стекающих с разных каменных глетчеров, отличаются характерными значениями общей минерализации: 62.7–71.4 мг/л для КГ Городецкого, 108–122 мг/л для КГ Моренного и 103–112 мг/л для КГ Тимофеева. Доля ионов магния относительно понижена в ручьях с КГ Моренный (5–16%), повышена в ручьях с КГ Тимофеева (14–37%) и имеет средние значения в ручьях с КГ Городецкого (11–31%). Доля сульфат-ионов в ручьях с КГ Городецкого выше (5–8%), чем в ручьях с КГ Моренного (2–4%).

Все опробованные воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевым (по классификации О. А. Алекина), кроме одной пробы осадков и двух проб снега, которые относятся к гидрокарбонатно-натриевым водам.

ДИСКУССИЯ

Основными факторами, определяющими скорость движения каменных глетчеров, являются льдистость, температура пород, крутизна склона или днища долины и особенности морфологии каменного глетчера (Горбунов, Северский, 2010). Скорости движения обычно имеют пульсационный характер: они меняются по сезонам и от года к году. Оба исследованных каменных глетчера формируют три основные зоны движения в передней части, которые растекаются под разными углами от оси основного направления движения. Для КГ Городецкого это направления от юго-западного до северо-западного, для КГ Моренного — от северо-западного до северо-восточного. Максимальная скорость смещения поверхности

КГ Моренного с 2019 по 2021 г. — 2 м/год, КГ Городецкого — 1.8 м/год. С 2021 по 2022 г. поверхность КГ Моренного смещалась быстрее — с максимальной скоростью 3 м/год, а КГ Городецкого осталась неизменной — около 1.8 м/год. В среднем скорость смещения поверхности КГ Моренный выше, чем КГ Городецкого.

Существующие исследования каменных глетчеров КГ Городецкого и КГ Моренный также указывают на значительные различия в их строении, льдистости и особенностях движения. Выяснено (Kaab и др., 2021), что с 2012 по 2016 г. продвижение фронтального уступа наиболее активных южных частей КГ Городецкого составляло в среднем 0.8 м/год, а поверхностные скорости движения — 1.2 м/год. Наиболее динамичная западная часть КГ Моренный двигалась с поверхностной скоростью до 2 м/год, при этом продвижения фронтального уступа практически не происходило. Результаты нашего исследования указывают на увеличение скоростей смещения поверхности обоих глетчеров в 2021/22 г. по сравнению с предшествующими годами, что согласуется с широко обсуждаемой идеей об активизации движения каменных глетчеров при современных изменениях климата и отступании ледников. Различия в скоростях движения двух рассматриваемых глетчеров связаны с их внутренним строением. По-видимому, маломощный подвижный слой КГ Моренный сползает по относительно стабильному нижнему слою, вероятно высокольдистому, тогда как КГ Городецкого продвигается основной частью своей толщи (Kaab и др., 2021). Это согласуется с выводами (Галанин и др., 2017), что наиболее активная нижняя генерация КГ Городецкого находится в талом и высокообводненном состоянии и практически не содержит грунтовых льдов. Для однозначного описания внутреннего строения каменных глетчеров необходимы дополнительные исследования.

О значительных различиях в льдистости КГ Городецкого, КГ Моренный и КГ Тимофеева и в распространении многолетнемёрзлых пород свидетельствуют проведённые наблюдения за температурным режимом воды ручьёв. Исследования в Австрийских Альпах показали, что существует прямая связь между температурой стока воды каменных глетчеров и его льдистостью.

Температура воды ручья, вытекающего из активного высокольдистого каменного глетчера, не превышала 1 °С, в то время как у неактивных, в которых лёд практически вытаял, она была выше 1.7 °С (Krainer, 2002; Krainer et al., 2007). Стабильно повышенные температуры ручьёв КГ Городецкого также свидетельствуют об отсутствии многолетнемёрзлых пород и существенных объёмов многолетних подземных льдов в его краевых генерациях, что согласуется с описанными выше результатами исследований (Галанин и др., 2017; Kaab et al., 2021).

Кроме этого, одним из косвенных показателей талого ложа краевой части служит наличие хорошей дренажной сети в теле каменного глетчера, которая проявляется наличием у фронтального откоса нескольких источников с большим расходом воды, один из которых не перемерзает в отдельные зимы. Это свидетельствует о значительных запасах подземных вод в теле каменного глетчера. Аккумуляция воды в теле каменных глетчеров при выпадении аномальных осадков может привести к последующему сбросу накопленной воды вместе с обломочным материалом в виде селевых потоков (Wagner et al., 2020). Так, в 2015 и 2019 гг. в верховьях р. Каргалы сформировались селевые потоки вследствие блокировки подземных каналов стока с оз. Безымянное в тыловой котловине каменного глетчера и последующего прорыва, что привело к подтоплению улиц, домов и автотранспорта г. Алматы (Докукин и др., 2020).

Малые расходы ручья КГ Моренный и его стабильно низкие температуры воды, наличие одного источника на всём протяжении фронтального уступа предполагают ограниченные запасы подземных вод в нём, наличие крупных блоков внутриглетчерных льдов и многолетнемёрзлых пород в отличие от КГ Городецкого. Кроме этого, проведённые в 2020 г. геофизические исследования (Желтенкова и др., 2020) методами ВЭЗ и ЗСБ в средней части КГ Моренный показали наличие высокоомных и высокополяризуемых пород с мощностью от 7 до 18 м, что свидетельствует о высокой льдистости этих горизонтов.

Различное соотношение основных ионов в химическом составе воды ручьёв, стекающих с каменных глетчеров, говорит о различных источниках их питания, различиях в химическом составе вмещающих пород и времени взаимодействия воды с породами, что также связано с отличительными особенностями строения, льдистости и динамики.

Отобранные пробы природных вод в бассейне р. Озёрная не позволяют однозначно судить о вкладе вытаявающих подземных льдов каменных глетчеров в сток воды, однако характерный химический состав ручьёв, стекающих с каждого каменного глетчера, их уровенный и температурный режим позволяют сделать вывод о трансформации стока за счёт влияния каменного глетчера. Трансформация стока выражается в отсутствии суточных колебаний уровня и температуры воды, а также в повышенной общей минерализации воды по сравнению с ручьями, где преобладает ледниковое питание. Обладая более или менее значительными запасами подземных вод, каменные глетчеры могут играть важную роль в поддержании речного стока в периоды пониженной водности рек.

ВЫВОДЫ

Максимальная скорость смещения поверхности КГ Моренный — 2–3 м/год, КГ Городецкого — 1.8 м/год. В среднем скорость смещения поверхности КГ Моренный выше, чем КГ Городецкого, что может быть связано с его повышенной льдистостью. Выявленное увеличение скоростей смещения поверхности обоих каменных глетчеров в 2021/22 г. по сравнению с предшествующими годами согласуется с широко обсуждаемой идеей об ускорении движения каменных глетчеров при современных изменениях климата и отступании ледников.

Каменные глетчеры оказывают существенное влияние на водный режим, температуру и химический состав водотоков, формирующихся выходами воды из них. Они отличаются практически полным отсутствием внутрисуточных колебаний уровня, температуры и удельной электропроводности воды, которые ярко выражены в летний период у рек и ручьёв с ледниковым питанием. Некоторые выходы воды из КГ Городецкого не перемерзают зимой, что говорит о значительных запасах подземных вод в его теле. Воды каждого из трёх изученных каменных глетчеров отличаются характерной минерализацией, температурой и соотношением основных ионов. Стабильный сток с каменных глетчеров может играть важную роль в поддержании речного стока в периоды пониженной водности рек.

Благодарности. Работа выполнялась за счёт проекта НИОКТР 122012400106-7 “Подземные воды криолитозоны: закономерности формирования и режима, особенности взаимодействия с поверхностными водами и мерзлыми породами, перспективы использования”, проекта НИОКТР 122011800064-9 “Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене” и при поддержке Комитета науки Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан в рамках гранта ИРН BR18574176 “Ледниковые системы трансграничных бассейнов Центральной Азии: состояние, современные и прогнозные изменения, роль в обеспечении водной безопасности стран региона”.

Acknowledgments. The work was funded by the project NIOKTR122012400106-7 “Groundwater of the permafrost zone: patterns of formation and regime, features of interaction with surface water and frozen rocks, prospects for use”, project NIOKTR122011800064-9 “Structure and key stages in the evolution of the continental permafrost zone in the Neopleistocene and Holocene” and Science Committee of the Ministry of Science and Higher Education of the Republic of Kazakhstan (Grant No. BR18574176) “Glacier systems of transboundary basins of Central Asia: state, current and forecast changes, role in ensuring water security of the countries of the region”.

ЛИТЕРАТУРА

- Вилесов Е. Н., Горбунов А. П., Морозова В. Н., Северский Э. В. Деградация оледенения и криогенез на современных моренах Северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 69–73.
- Галанин А. А. Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 49–61.
- Галанин А. А., Оленченко В. В., Христофоров И. И., Северский Э. В., Галанина А. А. Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 4. С. 58–74. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(58-74\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74))
- Горбунов А. П., Горбунова И. А. География каменных глетчеров мира. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. 131 с.
- Горбунов А. П., Железняк М. Н., Северский Э. В. Оценка объемов подземных льдов в горной системе Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 6. С. 35–44.
- Горбунов А. П., Северский Э. В. Скорости движения и деформации каменных глетчеров // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 69–75.
- Горбунов А. П. Каменные глетчеры азиатской России // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 22–28.
- Докукин М. Д., Беккиев М. Ю., Калов Р. Х., Севернюк Е. А., Черноморец С. С. Каменные глетчеры — очаги формирования катастрофических селей // ГеоРиск. 2020. Т. XIV. № 2. С. 52–65.
- Желтенкова Н. В., Гагарин В. Е., Кошурников А. В., Набиев И. А. Режимные геокриологические наблюдения на высокогорных перевалах Тянь-Шаня // Арктика и Антарктика. 2020. № 3. С. 25–43.
- Марченко С. С. Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее. Якутск: ИМЗ СО РАН. 2003. 106 с.
- Медеу А. Р., Пиманкин А. В., Гонтарь М. И., Пиманкина Н. В. Предварительные результаты геофизического исследования каменного глетчера Моренный // География и водные ресурсы. 2021. № 4. С. 5–9.
- Пальгов Н. Н. Наблюдения над движением одного из каменных глетчеров хребта Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Серия геологическая. 1957. № 2. С. 195–207.
- Bolch T., Marchenko S. Significance of Glaciers, Rockglaciers, and Ice-Rich Permafrost in the Northern Tien Shan as Water Towers under Climate Change Conditions // Proceedings of Workshop ‘Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia, Almaty, Kazakhstan, 28–30 November 2006, IHP-HWRP: Koblenz, Germany, 2009. P. 199–211.
- Brighenti S., Tolotti M., Bruno M. C., Wharton G., Pusch M. T., Bertoldi W. Ecosystem shifts in Alpine streams under

- glacier retreat and rock glacier thaw: A review // *Sci. Total Environ.* 2019. № 675. P. 542–559.
- Corte A. Rock glaciers // *Biuletin Periglacjalny.* 1976. № 26. P. 125–127
- Jones D., Harrison S., Anderson K., Shannon S., Betts R. Rock glaciers represent hidden water stores in the Himalaya // *Sci. Total Environ.* 2021. № 793. 145368.
- Jones D. B., Harrison S., Anderson K., Whalley W. B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review // *Earth-Science Rev.* 2019. № 193. P. 66–90.
- Gorbunov, A.P., Titkov, S.N., Polyakov, V. G. Dynamics of rock glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. *Permafrost Periglac.* 1992. № 3. P. 29–39.
- Kääb A., Strozzi T., Bolch T., Caduff R., Trefall H., Stoffel M., Kokarev A. Inventory and changes of rock glacier creep speeds in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s // *The Cryosphere.* 2021. № 15. P. 927–949.
- Kenner R., Pruessner L., Beutel J., Limpach P., Phillips M. How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps // *Permafrost and Periglac Process.* 2020. № 31. P. 3–14.
- Krainer K. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps // *Arctic, Antarctic and Alpine Research.* 2002. № 34 (2). P. 142–149.
- Krainer K., Mostler W., Spötl C. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach // *Austrian Journ. of Earth Sciences.* 2007. № 100. P. 102–112.
- Schaffer N., MacDonell S., Réveillet M. Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes // *Reg Environ Change.* 2019. № 19. P. 1263–1279.
- Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z., Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N., Zhumabayev D. Emptying water towers? Impacts of future climate and glacier change on river discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia // *Water.* 2020. № 12 (3). P. 627.
- Wagner T., Brodacz A., Krainer K., Winkler G. Active rock glaciers as shallow groundwater reservoirs, Austrian Alps // *Grundwasser.* 2020. № 25. P. 215–230.

Citation: Lebedeva L. S., Kapitsa V. P., Takibaev Z. D., Goncharenko V. V., Lytkin V. M. Water flow and dynamics of rock glaciers in the Northern Tien Shan, Republic of Kazakhstan. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2024, 64 (1): 054–065. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010041

On the influence of rock glacier dynamics on the runoff in basin of the Ulken Almaty (Bolshaya Almatinka) River, Northern Tien Shan

L. S. Lebedeva^{a, b#}, V. P. Kapitsa^b, Z. D. Takibaev^b, V. V. Goncharenko^{a, b},
V. M. Lytkin^a, A. N. Kamalbekova^{c, d}

^aMelnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of RAS, Yakutsk, Russia

^bCentral Asian Regional Glaciological Center category 2 under the auspices of UNESCO, Almaty, Kazakhstan

^cInstitute of Geography and Water Security, Almaty, Kazakhstan

^dAl-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan

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

Received August 19, 2023; revised November 9, 2023; accepted March 31, 2024

The purpose of the work was to study the dynamics of mountain stone glaciers and streams flowing down from them for an understanding their hydrological significance. Two glaciers: Morenny and Gorodetsky, were analyzed, both located in the river Ulken Almaty (Big Almatinka) basin, Northern Tien Shan. On the average, the rate of surface displacement of the Morennoye glacier is higher than that of the Gorodetsky, which is associated with increased ice content of the last one. The increase in rates of surface displacement of both stone glaciers revealed in 2021–2022 when compared to previous years turned out to be consistent with the widely discussed idea of intensification of such glaciers dynamics under the present-day climate changes and glacier retreats. It was found that the stone glaciers have a pronounced influence on the water regime, temperature and chemical composition of watercourses formed by water running out from them. They are distinguished by the almost complete absence of intraday fluctuations

in the level, temperature, and specific electrical conductivity of water, which are more pronounced in rivers and streams with glacial alimentation during the summer time. Some waterflows from the Gorodetsky glacier do not freeze in winter, which is indicative of significant groundwater reserves in its body. The waters of each of the above stone glaciers differ in their characteristic mineralization, temperature, and the ratio of the major ions. The stable water flow from such glaciers can play an important role in maintaining a river runoff during periods of the low stream discharge.

Keywords: rock glacier, displacements rate, water flow, Northern Tien Shan, water source, hydrochemical tracer

REFERENCES

- Vilesov E. N., Gorbunov A. P., Morozova V. N., Sever-sky E. V. Degradation of glaciation and cryoceneses of modern moraines in the northern Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2006, 10 (1): 69–73 [In Russian].
- Galanin A. A. Rock glaciers of the North-Eastern Asia: mapping and geographical analysis. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2009, 13 (4): 49–61. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4\(58-74\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74)) [In Russian].
- Galanin A. A., Olenchenko V. V., Khristoforov I. I., Sever-sky E. V., Galanina A. A. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2017, 21 (4): 58–74 [In Russian].
- Gorbunov A. P., Gorbunova I. A. *Geografiia kamennykh gletcherov mira*. Geography of rock glaciers of the world. Moscow: Association of Scientific Publications KMK, 2010: 131 p. [In Russian].
- Gorbunov A. P., Zheleznyak M. N., Seversky E. V. Estimate of the volume of ground ice in the Tien Shan mountains. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2018, 22 (6): 35–44 [In Russian].
- Gorbunov A. P., Seversky E. V. Rates of movements and deformations of rock glaciers. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2010, 14 (1): 69–75 [In Russian].
- Gorbunov A. P. Rock glaciers of the Asian Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth's cryosphere. 2006, 10 (1): 22–28 [In Russian].
- Dokukin M. D., Bekkiev M. Yu., Kalov R. Kh., Saver-nyuk E. A., Chernomorets S. S. Rock glaciers as origination sites of the catastrophic debris flows. *GeoRisk World*. 2020, 14 (2): 52–65 [In Russian].
- Zheltenkova N. V., Gagarin V. E., Koshurnikov A. V., Na-biev I. A. Regime geocryological observations of the high altitude mountain passes of Tien Shan. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2020, 3: 25–43 [In Russian].
- Marchenko S. S. *Kriolitozona severnogo Tyan-Shania: proshloe, nastoyashee i budushee*. Cryolithozone of the Northern Tien Shan: past, present and future. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute SB RAS. 2003: 106 p. [In Russian].
- Medeu A. R., Pimankin A. V., Gontar M. I., Piman-kina N. V. Preliminary results of a geophysical study of the Morenny rock glacier. *Geographya i vodnye resursy*. Geography and water resources. 2021, 4: 5–9 [In Russian].
- Palgov N. N. Observations on the movement of one of the rock glaciers of the Dzhungar Alatau ridge. *Izvestiya Akademii nauk Respubliki Kazahstan. Seriya geologicheskaya*. Proceedings of the Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Geological series. 1957, 2: 195–207 [In Russian].
- Bolch T., Marchenko S. Significance of Glaciers, Rockglaciers, and Ice-Rich Permafrost in the Northern Tien Shan as Water Towers under Climate Change Conditions. Proceedings of Workshop 'Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia, Almaty, Kazakhstan, 28–30 November 2006, IHP-HWRP: Koblenz, Germany, 2009: 199–211.
- Brighenti S., Tolotti M., Bruno M. C., Wharton G., Pusch M. T., Bertoldi W. Ecosystem shifts in Alpine streams under glacier retreat and rock glacier thaw: A review. *Sci. Total Environ*. 2019, 675: 542–559.
- Corte A. Rock glaciers. *Biuletin Periglacialny*. 1976, 26: 125–127.
- Jones D., Harrison S., Anderson K., Shannon S., Betts R. Rock glaciers represent hidden water stores in the Himalaya. *Sci. Total Environ*. 2021, 793: 145368.
- Jones D. B., Harrison S., Anderson K., Whalley W. B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Rev*. 2019, 193: 66–90.
- Gorbunov A. P., Titkov S. N., Polyakov V. G. Dynamics of rock glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. *Permafrost Periglac*. 1992, 3: 29–39.
- Käab A., Strozzi T., Bolch T., Caduff R., Trefall H., Stoffel M., Kokarev A. Inventory and changes of rock glacier creep speeds in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s. *The Cryosphere*. 2021, 15: 927–949.
- Kenner R., Pruessner L., Beutel J., Limpach P., Phillips M. How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglac Process*. 2020, 31: 3–14.

- Krainer K.* Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2002, 34 (2): 142–149.
- Krainer K., Mostler W., Spötl C.* Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2007, 100: 102–112.
- Schaffer N., MacDonell S., Réveillet M.* Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes. *Reg Environ Change*. 2019, 19: 1263–1279.
- Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z., Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N., Zhumabayev D.* Emptying water towers? Impacts of future climate and glacier change on river discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia. *Water*. 2020, 12 (3): 627.
- Wagner T., Brodacz A., Krainer K., Winkler G.* Active rock glaciers as shallow groundwater reservoirs, Austrian Alps. *Grundwasser* 2020, 25: 215–230.

УДК 551.21+551.32

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГОРИЗОНТОВ ТЕФРЫ В ЛЕДНИКЕ НА ВЕРШИНЕ ВУЛКАНА УШКОВСКИЙ (КАМЧАТКА)

© 2024 г. Н. В. Горбач^{1,2*}, Т. М. Философова¹, В. Н. Михаленко²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

* e-mail: n_gorbach@mail.ru

Для определения источников тефры в ледовом керне, полученном в 2022 г. при бурении ледника в кратере вулкана Ушковский на Камчатке, использован анализ химического состава вулканического стекла в пепловых частицах. Сравнение полученных данных с опубликованными данными по составу стёкол тефры современных извержений вулканов Камчатки позволило определить принадлежность каждого горизонта тефры к конкретному вулкану-источнику.

Поступила в редакцию 09.11.2023 г.

После доработки 26.11.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Ключевые слова: тефра, вулканическое стекло, ледовый керн, энергодисперсионный анализ; вулкан Ушковский, Камчатка

DOI: 10.31857/S2076673424010053

ВВЕДЕНИЕ

Ледники и ледниковые покровы, существующие на протяжении сотен и тысяч лет, служат надёжным архивом летописи эксплозивных извержений. Расшифровка таких архивов и их датирование позволяют не только уточнить хронологию и параметры извержений, но и получить информацию для смежных научных областей — реконструкций

палеоклиматических флуктуаций, процессов загрязнения атмосферы и пр. (Lowe et al., 2012; Lane et al., 2013; Cook et al., 2022). В настоящее время существует целый ряд сводок палеовулканической активности, составленных по данным анализа кернов льда, которые постоянно уточняются с появлением новых данных (Cole-Dai et al., 2000; Lin et al., 2022; Plunkett et al., 2023). Ранее они были основаны прежде всего на измерении общей



Рис. 1. Вулкан Ушковский в окружении крупнейших вулканов Ключевской группы, вид с юго-востока в августе 2023 г. Фото В. И. Фролова. На врезке показана региональная позиция вулкана.

Fig. 1. Ushkovsky volcano surrounded by the largest volcanoes of the Klyuchevskoi group, view from the southeast in August, 2023. Photo by V. I. Frolov. The inset shows the regional position of the volcano.

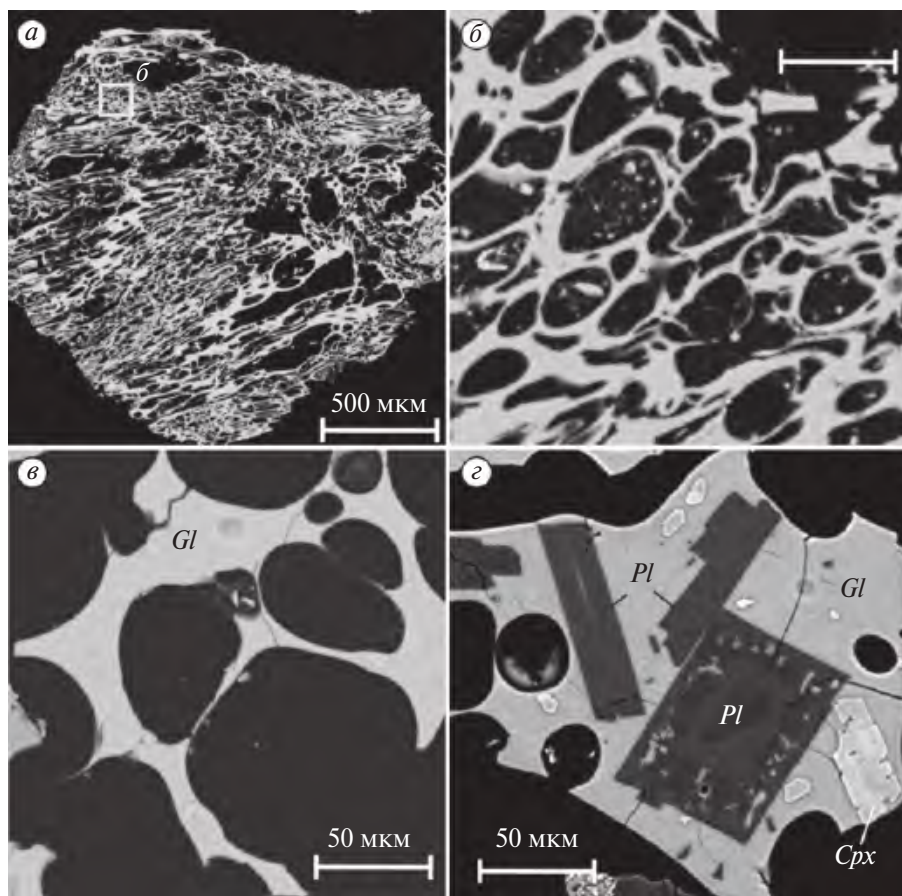


Рис. 2. Примеры облика пепловых частиц, полностью (*a–в*) или частично (*z*) сложенных вулканическим стеклом: *a* — частица пемзы из почвенно-пирокластического чехла в районе вулкана Жупановский, Камчатка; *б* — увеличенный фрагмент пемзы; *в* — оскольчатая частица стекла продуктов извержения вулкана Ключевской; *z* — стекловатая частица с микролитами пироксенов и плагиоклаза, вулкан Ключевской. Изображения приведены в режиме отраженных электронов: *Cpx* — клинопироксен; *Pl* — плагиоклаз; *Gl* — стекло.

Fig. 2. Examples of ash particles completely (*a–v*) or partially (*z*) composed of volcanic glass: *a* — pumice particle from the soil profile in the area of Zhupanovsky volcano, Kamchatka; *б* — enlarged fragment of pumice; *в* — glass shard from the tephra from Kliuchevskoi volcano; *z* — glassy particle with microclites of pyroxenes and plagioclase, Kliuchevskoi volcano. Images are shown in the back-scattered electron mode: *Cpx* — clinopyroxene; *Pl* — plagioclase; *Gl* — glass.

электропроводности и диэлектрической проницаемости льда либо на измерениях концентрации сульфатов. Однако в последние годы было показано, что пики повышенной концентрации сульфатов в керне далеко не всегда сопровождаются ростом электропроводности льда, что приводит к большим сложностям при идентификации отдельных извержений (Mikhailenko et al., 2023). Поэтому наиболее надёжными маркерами вулканических извержений в ледниках служат не пики концентрации сульфатов, при анализе которых трудно отделить вулканогенную составляющую от невулканической, а находки самих частиц тефры (Abbot, Davies, 2012; Cook et al., 2018). Идентификация источников тефры и её временная привязка к известным или датированным эруптивным событиям позволяет получить хроностратиграфические маркеры, на основе которых может быть разработана

возрастная шкала при датировании ледниковых толщ. Например, геохимические исследования частиц вулканического стекла позволили идентифицировать в гренландских ледовых кернах тефру трещинного извержения Лаки (Исландия) в 1783/84 г. и использовать эту дату для разработки ледовой хронологической шкалы GICC21 с разрешением один год для последних 3800 лет (Fiacco et al., 1994; Sinnl et al., 2022).

Ледник, залегающий на высоте 3900 м в кратере Горшкова вулкана Ушковский на Камчатке, является идеальным местом для подобных исследований (Shiraiwa et al., 2001; Муравьев и др., 2007). Вулкан Ушковский (или сопка Плоская Дальняя, рис. 1) входит в состав крупнейшей на полуострове Ключевской группы вулканов и соседствует с наиболее активными вулканами — Ключевским,

Безыманным, Толбачиком. Мощность ледника составляет около 250 м (Shiraiwa et al., 2001). Ранее в ледовом керне, полученном российско-японской экспедицией в 1996–1998 гг., было выделено 354 горизонта захороненной тефры (Муравьев и др., 2007). На основе анализа валового химического состава образцов пеплов и микроскопического описания лишь девять из выделенных горизонтов удалось предположительно привязать к вулканам-источникам.

В данной работе исследованы видимые горизонты тефры и интервалы льда с рассеянными пепловыми частицами, обнаруженные в четырнадцати метрах ледового керна, полученного при бурении ледника вулкана Ушковский в сентябре 2022 г. Для идентификации источников пеплов был использован анализ химического состава вулканического стекла в отдельных пепловых частицах. Такой анализ является эффективным инструментом тефрохронологических исследований (Lowe et al., 2017; Ponomareva et al., 2017; Portnyagin et al., 2020; Cook et al., 2022). Вулканическое стекло (см. рис. 2, а–з) сохраняет геохимические характеристики своего магматического источника, а современные методы локального анализа вещества позволяют выполнить точные определения этих характеристик в отдельных частицах тефры (Kuehn et al., 2011; Lowe et al., 2017; Portnyagin et al., 2020). За последнее десятилетие на Камчатке были геохимически охарактеризованы составы вулканических стёкол современных и исторических извержений, датированных продуктов извержений активных голоценовых вулканов, а также ряда крупнейших эксплозивных извержений плейстоцена (Пономарева и др., 2012; Горбач и др., 2018; Portnyagin et al., 2020; Ponomareva et al., 2015; 2017; 2021). Использование этих данных для сравнения и корреляций при изучении новых разрезов тефры, в том числе и захороненных в ледниках, предоставляет возможность уверенно идентифицировать конкретные вулканы-источники. В том случае, когда удаётся точно идентифицировать источник и сопоставить последовательность слоёв нового разреза с уже датированными слоями в других разрезах или с уже известными и хорошо задокументированными современными эруптивными событиями, открывается возможность определить возраст слоя, а соответственно, и вмещающих его отложений.

Массовый анализ химического состава вулканических стёкол в новых разрезах требует корректного сопоставления с уже проанализированными и опубликованными составами. В нашей работе составы вулканических стёкол из горизонтов тефры, захороненной в ледовом керне, были получены при помощи энергодисперсионного анализа на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Точность анализа была тестирована на

основе анализа 11 международных аттестованных стандартных образцов вулканических и синтетических стёкол. Результаты анализа вулканических стёкол обработаны с учётом рекомендаций из работ (Kuehn et al., 2011; Portnyagin et al., 2020). Сопоставление полученных нами данных с опубликованными составами вулканических стёкол тефры современных извержений вулканов Камчатки совместно с анализом информации о распространении пепловых шлейфов в ходе этих извержений позволило уверенно определить источники каждого из пепловых горизонтов, захороненных в леднике в кратере вулкана Ушковский.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ

14-метровый керн льда, вмещающий пеплы, был получен сотрудниками Института географии РАН (ИГ РАН) в сентябре 2022 г. при бурении ледника, залегающего на высоте 3900 м в кратере Горшкова на вулкане Ушковский. Этот керн в замороженном состоянии доставлен в холодную лабораторию ИГ РАН, где из него отобрано три образца из наиболее мощных пепловых горизонтов. Образцы тефры из ещё четырёх маломощных слоёв и трёх интервалов льда с рассеянными пепловыми частицами с глубин от 89–94 до 926–933 см были собраны на фильтры после таяния льда. Номера образцов соответствуют глубине их залегания в ледовом керне в сантиметрах. В ходе пробоподготовки образцы пеплов, извлечённых из ледового керна, помещались в формы из оргстекла и заливались эпоксидной смолой. После отвердевания препараты были отполированы на алмазных пастиках и покрыты углеродным напылением.

Определение содержаний главных компонентов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и P) в вулканических стёклах было выполнено в ИВиС ДВО РАН при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max80mm² и программным обеспечением AZtec. В качестве первичных стандартов были использованы природные и синтетические силикаты и оксиды: санидин для Si, Na, Al, K; диопсид для Ca; периклаз для Mg; пирит для Fe; рутил для Ti и родонит для Mn. Условия анализа составили: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на эталоне никеля ~0.7–0.75 нА, время накопления спектров 10 с и диаметр электронного пучка 5 мкм. Для контроля качества анализов были использованы образцы вулканических и синтетических стёкол, составы которых опубликованы в работах (Jarosewich, 1980; Jochum et al., 2005; 2006) и применяются в качестве международных стандартов для сопоставления данных, полученных в разных лабораториях. Для каждого стандартного образца вулканического или синтетического стекла было получено от 9 до 15 анализов (всего 128 анализов). Результаты анализа стандартных образцов приведены

в таблице S1 (дополнительные материалы: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>).

Анализ вулканических стёкол в частицах пеплов из ледникового керна проводился совместно со стандартными образцами андезибазальта BCR-2G (Jochum et al., 2006) и риолита АТНО-2G (Jochum et al., 2005). Стандартные образцы анализировались в начале работы, через каждые 40–50 анализов и при завершении аналитической сессии (таблица S2 дополнительных материалов: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>). Всего было получено около 470 анализов (таблица S3 дополнительных материалов: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>).

Обработка полученных данных выполнена по методике, которая применяется при массовом анализе состава вулканических стёкол тефры Камчатки (Portnyagin et al., 2020; Popomareva et al., 2021) и положена в основу тефростратиграфических корреляций. В первую очередь на основе сравнения измеренных составов стандартных образцов с референсными значениями из работ (Jochum et al., 2005, 2006) рассчитывались поправочные коэффициенты, учитывающие возможность сдвига калибровки за время анализа. После применения поправочных коэффициентов из рассмотрения исключались анализы с низкой суммой оксидов (менее 95 мас.%), а также анализы, сделанные с захватом минеральных фаз (плагиоклаза, пироксенов и магнетита), что определялось по избыточным содержаниям Al_2O_3 , CaO или $FeO^{общ}$ по сравнению с преобладающим составом стёкол в образце. Для построения графиков и сопоставления с опубликованными ранее составами все анализы стёкол приводились к сумме оксидов 100%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности минерального состава пеплов из ледового керна. Пеплы, извлечённые из ледового керна (рис. 3, *a–b*), в сухом состоянии имели различный цвет — от чёрного до светло-серого. Под бинокулярным микроскопом пеплы обнаружили различия по минеральному составу, крупности обломков, а также по соотношению грубой и пылевой фракций. Большинство образцов было сложено остроугольными частицами чёрного пористого вулканического стекла и/или угловатыми буроватыми стекловатыми частицами с микролитами плагиоклаза, пироксенов и округлыми зёрнами оливина. Преобладающий размер таких частиц — 200–300 мкм (см. рис. 3, *в–e*). В тонкой фракции (> 100 мкм) таких образцов, кроме фрагментов стекловатых частиц отмечалось существенное количество мельчайших зёрен магнетита. Несколько образцов состояло из обломков плагиоклаза и пироксенов и частиц с зеленоватым оттенком стекла. Один из образцов (Ush 762–777) содержал

смешанную популяцию, в которой отмечены чёрные оскольчатые частицы, стекловатые частицы зеленоватого оттенка и частицы с прозрачным бесцветным стеклом, микролитами плагиоклаза и редкими выделениями амфибола.

Тестирование точности анализа состава вулканических стёкол. Для тестирования точности анализа на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan было выполнено измерение составов международных стандартных образцов вулканических и синтетических стёкол с диапазоном составов от базальтов до риолитов. На рис. SA дополнительных материалов (<https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>) показано сопоставление полученных нами составов и референсных составов этих же образцов, опубликованных в работах (Jarosewich, 1980; Jochum et al., 2005; 2006). Наибольшую сходимость измеренных и референсных значений показывают концентрации титана, железа, магния и кальция. Измеренные содержания SiO_2 чуть завышены, а Al_2O_3 несколько занижены по отношению к аттестованным значениям. Как показано в работе (Kuehn et al., 2011), такая особенность типична для энергодисперсионного анализа. Однако следует отметить, что величина стандартных отклонений при анализе содержаний SiO_2 (0.15–0.62 мас.%) и Al_2O_3 (0.08–0.33 мас.%) (см. табл. S1 дополнительных материалов: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>) не превышает аналогичные данные, полученные при межлабораторном сравнении результатов измерений состава вулканического стекла (табл. 1 и 3 из работы Kuehn et al., 2011).

Содержания калия и натрия систематически завышены на ~10% относительно референсных значений, что требует использования поправочного коэффициента.

Результаты анализа химического состава вулканических стёкол пеплов из ледового керна. Для каждого из образцов пеплов из ледового керна было получено от 27 до 45 анализов вулканического стекла в индивидуальных пепловых частицах (см. табл. S3 дополнительных материалов: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24481843.v2>). Полученные данные показывают значительные вариации содержаний оксидов (в мас.%): SiO_2 от 54.44 до 80.59, TiO_2 от 0.18 до 2.61, Al_2O_3 от 10.68 до 15.55, $FeO^{общ}$ от 1.11 до 13.98, MgO от 0.06 до 4.40, CaO от 0.46 до 7.85, Na_2O от 2.58 до 4.80, K_2O от 0.89 до 4.13. На классификационной диаграмме $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (Le Bas et al., 1986) точки составов вулканических стёкол покрывают диапазон от андезибазальтов до риолитов и формируют три отчетливо выраженные группы (рис. 4, *a*). Первая группа андезибазальтовых-андезитовых (SiO_2 от 54.44 до 60.81 мас.%) составов наиболее представительна и формирует компактное поле точек; вторая группа преимущественно дацитового

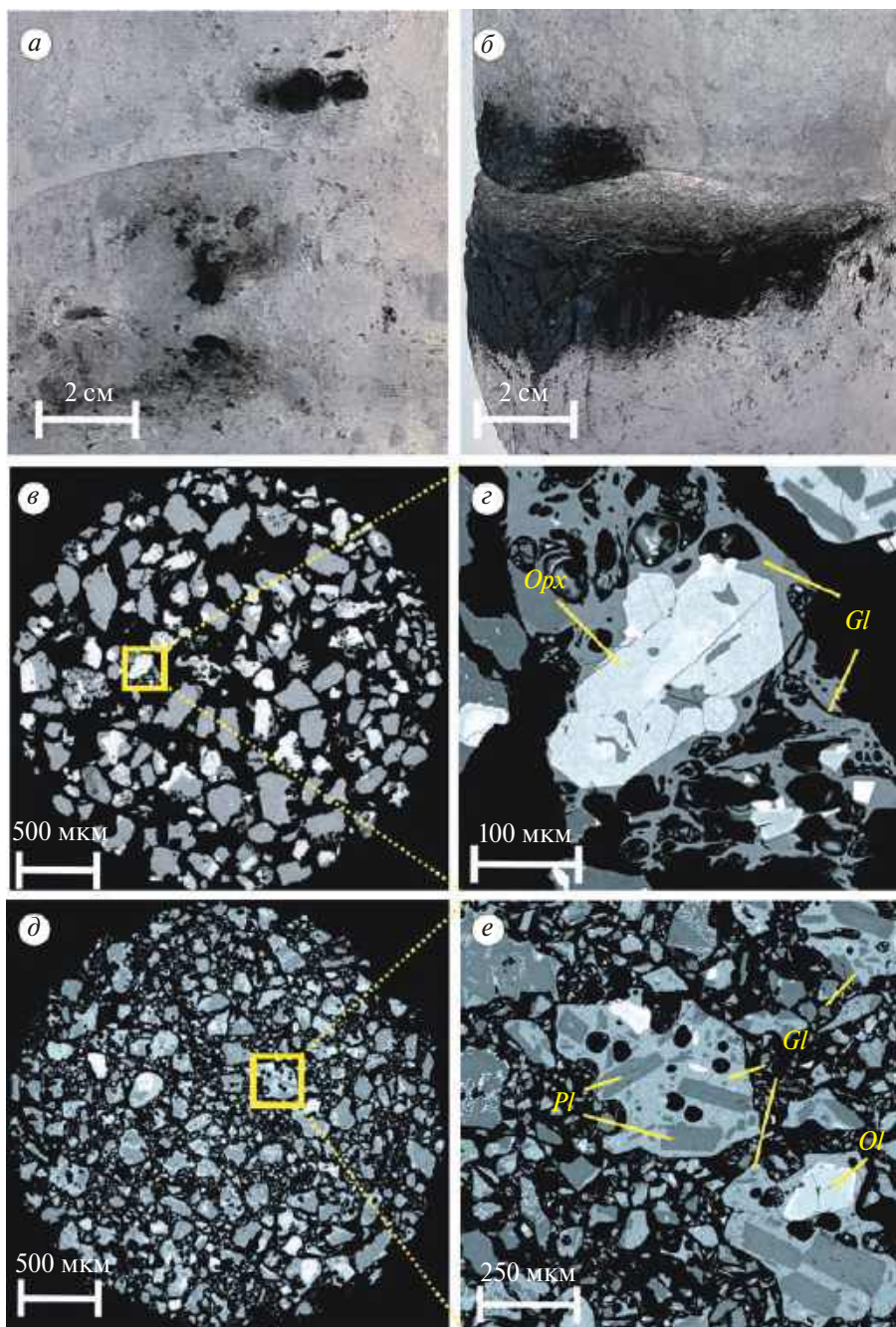


Рис. 3. Примеры образцов пеплов, захороненных в леднике вулкана Ушковский: *a* — фрагмент ледового ядра, вмещающего тефру на глубине 762–777 см (образец Ush 762–777); *b* — фрагмент ледового ядра, вмещающего тефру на глубине 828–834 см (образец Ush 828–834); *v* — облик пепловых частиц из образца Ush 762–777; *z* — стекловатая сильно пористая пепловая частица образца Ush 762–777 с вкраплением ортопироксена (*Opx*), состав стекла (*Gl*) отвечает продуктам извержений вулкана Безымянный; *d* — облик пепловых частиц из образца Ush 828–834; *e* — стекловатые частицы пепла образца Ush 828–834 с микролитами пироксенов, плагиоклаза и оливина, вулкан Ключевской.

Fig. 3. Examples of ash layers buried in the Ushkovsky Glacier: *a* — fragment of ice core containing tephra at the depth 762–777 cm (sample Ush 762–777); *b* — fragment of ice core containing tephra at the depth 828–834 cm (sample Ush 828–834); *v* — ash particles from the Ush 762–777 sample; *z* — glassy, highly porous ash particle from the Ush 762–777 sample with a phenocryst of orthopyroxene (*Opx*), glass composition (*Gl*) corresponds to the products of eruptions of the Bezmyannyi volcano; *d* — ash particles from the Ush 828–834 sample; *e* — glassy ash particles from the Ush 828–834 sample with microlites of pyroxenes, plagioclase and olivine, Kliuchevskoi volcano.

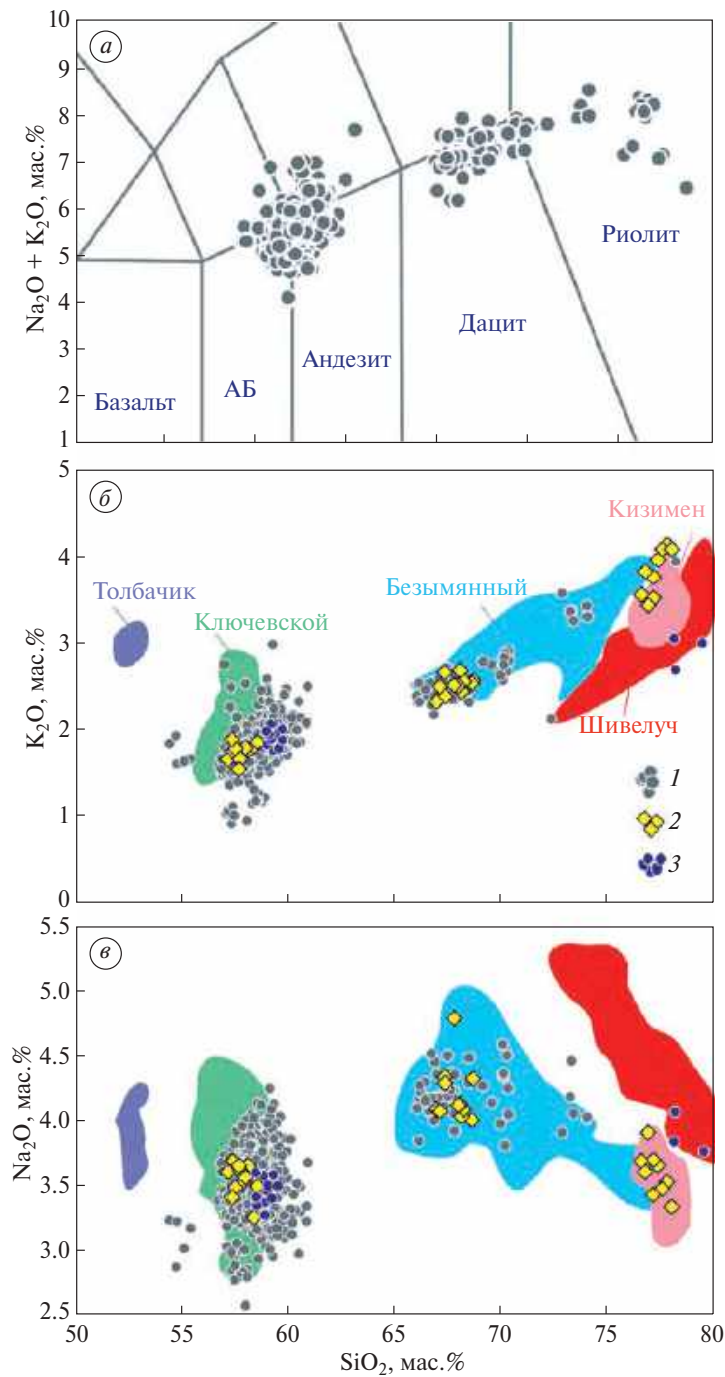


Рис. 4. Составы вулканических стёкол пеплов из ледового ядра на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986) (a) и на графиках вариаций содержания оксидов натрия (б) и калия (в) относительно содержания кремнекислоты: 1 — точки составов стёкол всех изученных образцов; 2 — точки составов стёкол из образца Ush 762–777 со смешанной популяцией частиц продуктов извержений вулканов Кизимен, Ключевской и Безымянный; 3 — точки составов стёкол из образца Ush 348–354 со смешанной популяцией частиц пеплов вулканов Ключевской и Шивелуч. Поля составов стёкол продуктов современных извержений вулканов Камчатки показаны различными цветами на основе данных из работ (Пономарева и др., 2012; Горбач и др., 2016, 2022; Portnyagin et al., 2020; Davydova et al., 2022).

Fig. 4. Volcanic glass compositions from the ice core tephra on the $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ classification diagram (Le Bas et al., 1986) (a) and on the diagrams of variations of sodium (b) and potassium (v) oxide contents in relation to the silica content: 1 — points of glass compositions of all studied samples; 2 — points of glass compositions from sample Ush 762–777 with mixed population of particles from eruptions of Kizimen, Kliuchevskoi and Bezimyannyi volcanoes; 3 — points of glass compositions from sample Ush 348–354 with mixed population of particles of ash from Kliuchevskoi and Shiveluch volcanoes. The fields of glass compositions of products of modern volcanic eruptions in Kamchatka are shown in different colours based on data from (Ponomareva et al., 2012; Gorbach et al., 2016; 2022; Portnyagin et al., 2020; Davydova et al., 2022).

состава (до низко-Si риолитов, SiO_2 от 65.97 до 73.97 мас.%) образует протяжённый тренд. Третья, самая малочисленная группа составов отвечает высоко-Si риолитам ($\text{SiO}_2 \geq 75$ мас.%).

Большая часть образцов гомогенны по составу стёкол, однако в двух образцах были обнаружены смешанные популяции. Так, в образце Ush 348–354 наряду с преобладающими частицами, состав стёкол которых отвечает андезибазальтам, присутствуют единичные частицы с риолитовым составом стёкол, а образец Ush 762–777 содержит три группы стёкол, дискретные по составу (см. рис. 4, б–в).

Идентификация источников пеплов в ледовом керне на основе состава вулканического стекла. Для определения вулканов-источников полочные составы стёкол пепловых частиц были сопоставлены с опубликованными данными по составу стёкол современных извержений вулканов Камчатки (Пономарева и др., 2012; Горбач и др., 2016; 2022; Portnyagin et al., 2020; Davydova et al., 2022). Основываясь на оценке скорости аккумуляции льда в кратере вулкана Ушковский ~ 0.6 м/год (Shiraiwa et al., 2001; Муравьев и др., 2007), формирование 14 м льда могло происходить около 20 лет. Исходя из этого предположения, для сопоставления были выбраны составы стёкол тех вулканов, которые проявляли эксплозивную активность с начала текущего столетия, а их эруптивные облака распространялись в сторону ледника вулкана Ушковский (Гирина и др., 2018; Озеров и др., 2020).

В число потенциальных источников пеплов вошли вулканы Ключевской и Безымянный — наиболее активные среди камчатских вулканов и ближайшие к кратерному леднику, а также вулкан Шивелуч, для которого были типичны пароксизмальные эксплозивные извержения, и вулкан Кизимен, извержение которого в 2010 г. началось с мощных эксплозий. Кроме того, для сравнения были использованы составы стёкол тефры раннего этапа трещинного Толбачинского извержения в 2012–2013 гг. (Melnikov, Volynets, 2015).

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (см. рис. 4, б) видно, что группа стёкол андезибазальтового и андезитового составов попадает в поле стёкол извержений Ключевского вулкана, приведённых в работах (Пономарева и др., 2012; Portnyagin et al., 2020; Горбач и др., 2022). Принадлежность этой группы стёкол к продуктам извержения Ключевского вулкана подтверждается и особенностями минерального состава пеплов с типичной для базальтов-андезиобазальтов этого вулкана оливин-пироксен-плагиоклазовой ассоциацией субквартенников и микролитов (Озеров, 2019; Горбач и др., 2022). К этой группе отнесены вулканические стёкла 9 изученных образцов.

Группа стёкол, формирующая протяжённый тренд в интервале содержаний SiO_2 от ~ 65 до ~ 75 мас.%, совпадает с полем составов стёкол

вулкана Безымянный по данным работ (Portnyagin et al., 2020; Davydova et al., 2022). Составы стёкол двух образцов пеплов попадают в поле указанных составов. Это образец Ush 89–94 — самый верхний из слоёв пеплов, захороненных в ледовом керне, и одна из популяций частиц в образце Ush 762–777 (см. рис. 4, б–в).

Пепловые частицы, состав вулканического стекла которых отвечает высоко-Si риолитам, попадают в поля составов стёкол современных извержений вулканов Шивелуч и Кизимен (Ponomareva et al., 2015; Горбач и др., 2016; Auer et al., 2018; Portnyagin et al., 2020). Несмотря на то что при близком содержании SiO_2 стёкла вулкана Кизимен чуть более обогащены калием относительно стёкол вулкана Шивелуч, на диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ поля составов стёкол этих двух вулканов частично пересекаются (см. рис. 4, б). Минеральный состав продуктов современных извержений обоих вулканов также близок и представлен амфибол-плагиоклазовой ассоциацией (Auer et al., 2018; Gorbach et al., 2020). Различить вулканические стёкла этих двух объектов возможно по содержанию Na_2O — стёкла вулкана Шивелуч в большей степени обогащены натрием относительно стёкол вулкана Кизимен (см. рис. 4, в). Основываясь на этом критерии, пепловые частицы, присутствующие в образце Ush 762–777, отнесены к продуктам извержения вулкана Кизимен. На диаграммах $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$ (см. рис. 4, б–в) в поле составов стёкол вулкана Шивелуч попадает только четыре частицы (образец Ush 348–354) из 470 проанализированных частиц.

Распределение пеплов в ледовом керне и временная привязка отдельных горизонтов. На рис. 5 показано положение горизонтов пеплов в разрезе ледового керна. Видно, что практически во всех горизонтах пеплов (за исключением верхнего) доминируют пеплы вулкана Ключевской. Такое распределение закономерно — Ключевской является наиболее продуктивным среди активных вулканов Камчатки, а расстояние от его вершинного кратера до ледника не превышает 10 км. Так, только с начала текущего столетия на Ключевском было зафиксировано не менее 15 эруптивных событий, а с 1697 г. — начала исторической летописи по (Влодавец, Пийп, 1957; Гушенко, 1979) — число извержений приближается к семидесяти. Доступные данные по составам вулканических стёкол современных эруптивных событий (Пономарева и др., 2012; Portnyagin et al., 2020; Горбач и др., 2022) не показывают значимых вариаций от извержения к извержению, что не позволяет привязать отдельные горизонты к конкретному событию и тем самым получить временную привязку горизонтов ледового керна.

Вулкан Безымянный также занимает близкую позицию к кратерному леднику — его вершина расположена в 15 км к юго-востоку (рис. 5, врезка). Вулкан отличается высокой частотой эксплозивных извержений (например, Girina et al., 2013).

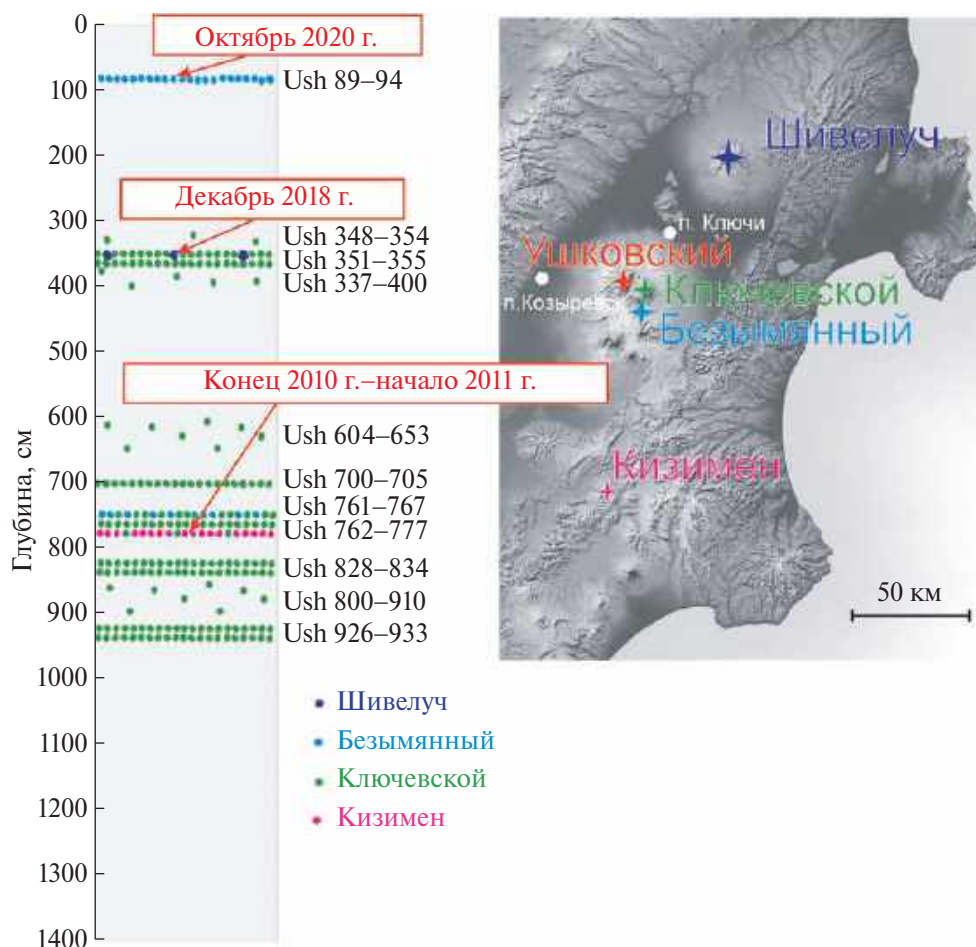


Рис. 5. Распределение отдельных горизонтов тephры в разрезе ледового ядра. Пепловые частицы, принадлежащие различным вулканам-источникам, выделены различным цветом. Обоснование времени отложения пеплов приводится в тексте. На врезке показаны вулканы-источники тephры, захороненной в верхних горизонтах ледника вулкана Ушковский.

Fig. 5. Distribution of individual tephra horizons in the ice core section. Ash particles from different volcanoes are shown in different colours. The time of ash deposition is explained in the text. The inset shows the volcanoes whose tephtras buried in the upper horizons of Ushkovsky Glacier.

Пепловые шлейфы от извержений чаще всего распространяются на восток и только изредка — на запад и северо-запад в сторону кратерного ледника вулкана Ушковский. К примеру, среди извержений 2000-х годов, для которых при помощи спутникового мониторинга и систем видеонаблюдения были зафиксированы направления, протяжённость и площадь распространения пепловых шлейфов (Гирина и др., 2018; Озеров и др., 2020), таких извержений всего шесть из тридцати (в 2000, 2009, 2011, 2017, 2019 и 2020 гг.). Учитывая глубину залегания 89–94 см и среднюю скорость аккумуляции льда 0.6 м/год, можно предположить, что горизонт пеплов Ush 89–94 мог быть сформирован при извержении в октябре 2020 г., когда эруптивные облака могли распространяться в сторону кратерного ледника (Гирина и др., 2021).

Вулкан Кизимен, пепловые частицы которого были обнаружены в составе смешанной популяции пеплов образца Ush 762–777, расположен в ~100 км к юго-западу от кратерного ледника вулкана Ушковский (см. рис. 5, врезка). С 2010 по 2013 г. на вулкане происходило масштабное эксплозивно-эффузивное извержение (Мельников и др., 2011; Малик и др., 2012; Гирина и др., 2014, 2018). Согласно работе (Мельников и др., 2011) кульминация эксплозивной активности пришлась на конец 2010 — начало 2011 г., когда протяжённые (≥ 500 км) эруптивные облака распространялись в том числе и в северо-западном направлении. В середине декабря в пос. Козыревск (примерно 110 км к ССЗ от вулкана Кизимен и в 35 км к ЮЗ от вершины вулкана Ушковский) было отмечено выпадение светло-серого пепла алевритовой размерности (Мельников и др., 2011). Пепел, выпавший

в декабре в районе пос. Козыревск, был проанализирован и охарактеризован в работе (Пономарева и др., 2012). Было подтверждено, что состав стёкол пепловых частиц отвечает продуктам извержения вулкана Кизимен, а кроме того, было обнаружено, что образец пепла, отобранный со снега, содержит примесь частиц вулкана Ключевской. В смешанной популяции частиц образца из ледового керна Ush 762–777 также присутствуют частицы пеплов вулканов Кизимен и Ключевской (см. рис. 4, в), поэтому конец 2010 — начало 2011 г. можно считать наиболее вероятным временем выпадения этого пепла на лёд. Не противоречит этому выводу и присутствие в составе смешанной популяции образца Ush 762–777 частиц пеплов вулкана Безымянный. Более того, в образце Ush 761–767, который частично дублирует образец Ush 762–777 и отвечает его верхней части, обнаружены пепловые частицы только вулканов Ключевской и Безымянный. Это означает, что пепел Кизимена был отложен ранее, а впоследствии перекрыт пеплами извержений Ключевского и Безымянного. По данным (Гирина и др., 2018; Озеров и др., 2020), извержение вулкана Ключевской происходило субсинхронно извержению вулкана Кизимен в декабре 2010 г., а извержение вулкана Безымянный с распространением пепловых шлейфов к СЗ, в сторону кратерного ледника, произошло несколькими месяцами позже — в апреле 2011 г.

Вулкан Шивелуч, единичные пепловые частицы которого были идентифицированы в образце Ush 348–354, удалён на 80 км к северу от кратерного ледника (см. рис. 5, врезка). В силу высокой частоты извержений данный объект по праву считается наиболее активным эксплозивным вулканом Камчатки (например, Ponomareva et al., 2015). Только с начала текущего столетия на вулкане произошло около 10 пароксизмальных извержений с разном пепла на расстоянии от 500 до 1000 и более километров (Озеров и др., 2020). В большинстве случаев пепловые шлейфы Шивелуча распространялись на восток, северо-восток (Гирина и др., 2018), и только для отдельных событий было зафиксировано их распространение к югу и юго-западу, в сторону вулкана Ушковский. Так, распространение пепловых шлейфов в южном направлении с выпадением пепла в посёлках Ключи и Козыревск было отмечено в июне 2013 г. и в декабре 2018 г. (Гирина и др., 2014; Маневич и др., 2019). Учитывая предполагаемый возраст слоя Ush 89–94 (октябрь 2020 г.), частицы образца Ush 348–354 могут принадлежать к извержению вулкана Шивелуч в декабре 2018 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа химического состава вулканических стёкол на сканирующем электронном

микроскопе Vega 3 Tescan позволили определить принадлежность пеплов, захороненных в кратерном леднике вулкана Ушковский, к конкретным вулканам-источникам. Основным источником является вулкан Ключевской — самый близкий к леднику и наиболее продуктивный среди вулканов Камчатки. В двух горизонтах определены пепловые частицы, принадлежащие продуктам извержений вулкана Безымянный. В одном из горизонтов была обнаружена смешанная популяция частиц, в числе которых определены частицы пеплов вулканов Кизимен, Ключевской и Безымянный. Анализ опубликованных данных по хронологии и распространению пепловых шлейфов современных извержений вулканов Камчатки позволил уверенно соотнести горизонт Ush 762–777 с начальной фазой извержения вулкана Кизимен в конце 2010 — начале 2011 г. Пепел образца Ush 89–94, слагающий самый верхний из слоёв, захороненных в леднике, принадлежит извержению вулкана Безымянный, которое, наиболее вероятно, произошло в октябре 2020 г. Единичные частицы с риолитовым составом стекла в образце Ush 348–354 могут принадлежать извержению вулкана Шивелуч в декабре 2018 г.

Результаты нашей работы могут быть использованы для дальнейшей разработки хронологической шкалы ледниковых толщ в кратере вулкана Ушковский, а методический опыт данной работы может быть использован при идентификации источников тефры неустановленных источников в разрезах четвертичных отложений.

Благодарности. Авторы признательны М. В. Портнягину (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research) и В. Д. Щербакову (МГУ им. М. В. Ломоносова) за предоставление международных аттестованных образцов вулканических и синтетических стёкол, позволивших оценить возможности анализа на приборе Vega 3 Tescan.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 22-17-00159 “Реконструкция условий окружающей среды на Камчатке за последнее тысячелетие на основе исследований ледникового керна и других косвенных данных”; аналитические исследования проведены в рамках темы НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Acknowledgments. We are grateful to M. V. Portnyagin (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research), and V. D. Shcherbakov (Lomonosov Moscow State University) for providing standard samples of volcanic and synthetic glass that allowed us to evaluate the capabilities of analysis on the Vega 3 Tescan instrument.

The work was supported by RSF grant 22-17-00159 “Reconstruction of environmental conditions in Kamchatka over the last millennium based on studies of glacial cores and other indirect data”; analytical studies were carried out within the framework of the

research project No. 0282-2019-0004 of the Institute of Volcanology and Seismology of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И., Пийт Б. И.* Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. М.: АН СССР, 1957. № 25. С. 5–95.
- Гирина О. А., Лупян Е. А., Сорокин А. А., Мельников Д. В., Романова И. М., Кашицкий А. В., Уваров И. А., Мальковский С. И., Королев С. П., Маневич А. Г., Крамарева Л. С.* Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О. А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
- Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нурдаев А. А., Демянчук Ю. В.* Активность вулканов Камчатки в 2013 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящ. Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 38–45.
- Гирина О. А., Горбач Н. В., Давыдова В. О., Мельников Д. В., Маневич Т. М., Маневич А. Г., Демянчук Ю. В.* Эксплозивное извержение вулкана Безымянный 15 марта 2019 г. и его продукты // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 50–66. <https://doi.org/10.31857/S0203030620060139>
- Гирина О. А., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Нурдаев А. А., Романова И. М., Лупян Е. А., Кашицкий А. В., Сорокин А. А., Крамарева Л. С.* Эксплозивное извержение вулкана Безымянный 21 октября 2020 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV ежегодной науч. конф., посвящ. Дню вулканолога, 29–30 марта 2021 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 29–31.
- Горбач Н. В., Портнягин М. В., Филоsofoва Т. М.* Динамика роста экструзивного купола и вариации химического и минералогического составов андезитов вулкана Молодой Шивелуч в 2001–2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 37–61. <https://doi.org/10.7868/S0203030616060031>
- Горбач Н. В., Плечова А. А., Маневич Т. М., Портнягин М. В., Филоsofoва Т. М., Самойленко С. Б.* Состав вулканических пеплов и динамика извержения вулкана Жупановский в 2013–2016 гг. // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 3–20. <https://doi.org/10.7868/S020303061803001X>
- Горбач Н. В., Филоsofoва Т. М., Мельников Д. В., Маневич Т. М.* Состав вулканических стёкол в продуктах вершинного извержения и побочного прорыва им. Г. С. Горшкова на вулкане Ключевской в 2020–2021 гг.: сравнительный анализ и интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 28–37. <https://doi.org/10.31857/S0203030622010035>
- Гущенко И. И.* Извержения вулканов мира. Каталог / Отв. ред. К. Н. Рудич. М.: Наука, 1979. 476 с.
- Малик Н. А., Максимов А. П., Ананьев В. В.* Извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. и его продукты // Материалы региональной конф. “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвящ. Дню вулканолога, 29–30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 64–70.
- Маневич А. Г., Гирина О. А., Мельников Д. В., Нурдаев А. А., Демянчук Ю. В., Котенко Т. А.* Активность вулканов Камчатки и Курил в 2018 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всеросс. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 28–31.
- Мельников Д. В., Двигало В. Н., Мелекесцев И. В.* Извержение 2010–2011 гг. камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вест. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2011. № 2. С. 87–101.
- Муравьев Я. Д., Овсянников А. А., Ширавва Т.* Деятельность вулканов Северной группы по данным бурения в кратерном леднике (Вулкан Ушковский, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 47–57.
- Озеров А. Ю., Гирина О. А., Жаринов Н. А., Белоусов А. Б., Демянчук Ю. В.* Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0203030620010058>
- Озеров А. Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
- Пономарева В. В., Портнягин М. В., Мельников Д. В.* Состав тефры современных (2009–2011 гг.) извержений вулканов Камчатки и Курильских островов // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. № 49. С. 5–9.
- Abbot P. M., Davies S. M.* Volcanism and the Greenland ice-cores: the tephra record // Earth-Science Reviews. 2012. V. 115. № 3. P. 1730191. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.001>
- Auer A., Belousov A., Belousova M.* Deposits, petrology and mechanism of the 2010–2013 eruption of Kizimen volcano in Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology. 2018. V. 80. № 33. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1199-z>
- Cole-Dai J., Mosley-Thompson E., Wight S. P., Thompson L. G.* A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core // Journ. of Geophys. Research. 2000. V. 105. P. 24431–24441. <https://doi.org/10.1029/2000JD900254>

- Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V., Bazanova L., Anders S., Garbe-Schönberg D. First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 181. P. 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- Cook E., Abbott P. M., Pearce N. Mojtabavi S., Svensson A., Bourne A. J., Rasmussen S. O., Seierstad I. K., Vinther B. M., Harrison J., Street E., Steffensen J. P., Wilhelms F., Davies S. M. Volcanism and the Greenland ice cores: A new tephrochronological framework for the last glacial-interglacial transition (LGIT) based on cryptotephra deposits in three ice cores // *Quaternary Science Reviews*. 2022. V. 292. P. 107596. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107596>
- Davydova V. O., Shcherbakov V. D., Plechov P. Y., Koulakov I. Y. Petrological evidence of rapid evolution of the magma plumbing system of Bezymianny volcano in Kamchatka before the December 20th, 2017 eruption // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2022. V. 421. P. 107422. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107422>
- Fiacco Jr., Thordarson R. J. T., Germani M. S., Self S., Palais J. M., Whitlow S., Grootes P. M. Atmospheric aerosol loading and transport due to the 1783–84 Laki eruption in Iceland, interpreted from ash particles and acidity in the GISP2 ice core // *Quaternary Research*. 1994. V. 42 (3). P. 231–240.
- Girina O. A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010 // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. V. 263. P. 22–41. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.002>
- Gorbach N. V., Filosofova T. M., Portnyagin M. V. Amphibole record of 1964 plinian and following dome-forming eruptions of Shiveluch volcano, Kamchatka // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2020. V. 407. P. 107108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107108>
- Jarosewich E., Nelen J. A., Norberg J. A. Reference Samples for Electron Microprobe Analysis // *Geostand. Newsletters*. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Jochum K. P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A. W., Amini M., Aarburg S., Abouchami W., Hellebrand E., Mocek B., Raczek I., Stracke A., Alard O., Bouman C., Becker S., Dücking M., Brätz H., Klemd R., de Bruin D., Canil D., Cornell D., de Hoog C.-J., Dalpé C., Danyushevsky L., Eisenhauer A., Gao Y., Snow J. E., Groschopf N., Günther D., Latkoczy Ch., Guillong M., Hauri E. H., Höfer H. E., Lahaye Y., Horz K., Jacob D. E., Kasemann S. A., Kent A. J. R., Ludwig T., Zack T., Mason P. R. D., Meixner A., Rosner M., Misawa K., Nash B. P., Pfänder J., Premo W. R., Sun W. D., Tiepolo M., Vannucci R., Venne-mann T., Wayne D., Woodhead J. D. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis. New reference values for element concentrations and isotope ratios // *Geochem Geophys Geosystem*. 2006. V. 7. № 2. P. Q02008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
- Jochum K. P., Willbold M., Raczek I., Stoll B., Herwig K. Chemical characterisation of the USGS reference glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICPMS and LA-ICPMS // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2005. V. 29. № 3. P. 285–302. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00901.x>
- Kuehn S. C., Froese D. G., Shane P. A. The INTAV inter-comparison of electron-beam microanalysis of glass by tephrochronology laboratories: results and recommendations // *Quaternary International*. 2011. V. 246. № 1–2. P. 19–47. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.022>
- Lane C. S., Brauer A., Blockley S. P. E., Dulskim P. Volcanic ash reveals time-transgressive climate change during the Younger Dryas // *Geology*. 2013. V. 41. № 12. P. 1251–1254. <https://doi.org/10.1130/G34867.1>
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journ. of Petrology*. 1986. V. 27. P. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lin J., Svensson A., Hvidberg C. S., Lohmann J., Kristiansen S., Dahl-Jensen D., Steffensen J. P., Rasmussen S. O., Cook E., Kjær H. A., Vinther B. M. Magnitude, frequency and climate forcing of global volcanism during the last glacial period as seen in Greenland and Antarctic ice cores (60–9 ka) // *Climate of the Past*. 2022. V. 18. № 3. P. 485–506.
- Lowe D. J., Pearce N. J., Jorgensen M. A., Kuehn S. C., Tryon C. A., Hayward C. L. Correlating tephras and cryptotephras using glass compositional analyses and numerical and statistical methods: review and evaluation // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 175. P. 1–44.
- Lowe J., Barton N., Blockley S., Ramsey Ch. B., Cullen V. L., Davies W., Gamble C., Grant K., Hardiman M., Housley R., Lane Ch. S., Lee Sh., Lewis M., MacLeod A., Menzies M., Müller W., Pollard M., Price C., Roberts A. P., Rohling E. J., Satow C., Smith V. C., Stringer C. B., Tomlinson E. L., White D., Albert P., Arienzo I., Barker G., Borić D., Carandente A., Civetta L., Ferrier C., Guadelli J.-L., Karkanias P., Koumouzelis M., Müller U. C., Orsi G., Pross J., Rosi M., Shalamanov-Korobar L., Sirakov N., Tzedakis P. C. Volcanic ash layers illuminate the resilience of Neanderthals and early modern humans to natural hazards // *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2012. V. 109. № 34. P. 13532–13537.
- Melnikov D., Volynets A. O. Remote sensing and petrological observations on the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka: Implications for reconstruction of the eruption chronology // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*.

2015. V. 307. P. 89–97. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.025>
- Mikhaleiko V. N., Kutuzov S. S., Toropov P. A., Legrand M., Sokratov S. A., Chernyakov G. A., Lavrentiev I. I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M. A., Khairedinova A. G., Lipenkov V. Ya. Accumulation rates over the past 260 years archived in Elbrus ice core, Caucasus // *Climate of the Past. Discussions*. 2023. <https://doi.org/10.5194/cp-2023-46>
- Plunkett G., Sigl M., McConnell J.R., Pilcher J. R., Chellman N. J. The significance of volcanic ash in Greenland ice cores during the Common Era // *Quaternary science reviews*. 2023. V. 301. P. 107936. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107936>
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *Intern. Journ. of Earth Sciences*. 2015. V. 104. № 5. P. 1459–1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
- Ponomareva V., Pendea I. F., Zelenin E., Portnyagin M., Gorbach N., Pevzner M., Plechova A., Derkachev A., Rogozin A., Garbe-Schönberg D. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // *Quaternary Science Reviews*. 2021. V. 257. P. 106838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106838>
- Portnyagin M. V., Ponomareva V. V., Zelenin E. A., Bazanova L. I., Pevzner M. M., Plechova A. A., Rogozin A. N., Garbe-Schönberg D. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 1. P. 469–486. <https://doi.org/10.5194/essd-12-469-2020>
- Shiraiwa T., Murav'yev Y.D., Kameda T., Nishio F., Toyama Y., Takahashi A., Ovsyannikov A. A., Salamatin A. N., Yamagata K. Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry // *Journ. of*

Citation: Gorbach N. V., Filosofova T. M., Mikhaleiko 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): 066–080. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010053

Identification of tephra horizons in a glacier on the Ushkovsky volcano (Kamchatka)

N. V. Gorbach^{a, b#}, T. M. Filosofova^a, V. N. Mikhaleiko^b

^a*Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

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

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

Received November 9, 2023; revised November 26, 2023; accepted March 31, 2024

Identification of tephra and its allocation (association) with known eruptive events allows obtaining chronostratigraphic markers, on the basis of which an age scale for dating glacial strata can be developed. To determine the sources of ash in the ice core obtained in 2022 during drilling of glacier in the crater of the Ushkovsky volcano in Kamchatka, the chemical composition of volcanic glass in individual ash particles was analyzed. The accuracy of determination of the volcanic glass composition was verified by analyzing of international standard samples of volcanic and synthetic glass. Based on a comparison of the data we obtained with published data on the composition of tephra glasses from the present-day eruptions in Kamchatka, we determined affiliation of each tephra horizon to specific volcano-source. We have found that the main source of tephra in the ice core of the Ushkovsky Glacier is the Kliuchevskoi volcano, which is the closest and the most productive one among the Kamchatka volcanoes. Ash particles from Bezmyanni volcano were identified in two horizons. A mixed population of particles was found in one of the horizons, including the ash particles from volcanoes Kizimen, Kliuchevskoi and Bezmyanni. Analysis of published data on the chronology and distribution of ash plumes from known eruptive events made it possible to confidently correlate the tephra horizon at a depth of 762–777 cm with the initial phase of the eruption of the Kizimen volcano in late 2010–early 2011. Ash from the

uppermost tephra buried in the glacier at depths of 89–94 cm belongs to the Bezymyannyi volcano eruption, which the most likely occurred in October 2020. Single particles with rhyolitic composition of glass in the sample from the depth of 348–354 cm may belong to the eruption of the Shiveluch volcano in December 2018. The results of our work can be used on further studying of the ice core from the Ushkovsky volcano, in particular for comparison and correlation with the chronostratigraphic data obtained by glacio-chemical and isotope methods.

Keywords: tephra, volcanic glass, ice core, energy dispersive analysis; Ushkovsky volcano, Kamchatka

- Glaciology. 2001. V. 47. № 158. P. 423–432. <https://doi.org/10.3189/172756501781832061>
- Sinnl G., Winstrup M., Erhardt T., Cook E., Jensen C. M., Svensson A., Vinther B. M., Muscheler R., Rasmussen S. O. A multi-ice-core, annual-layer-counted Greenland ice-core chronology for the last 3800 years: GICC21 // *Climate of the Past*. 2022. V. 18. № 5. P. 1125–1150. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1125-2022>
- ### REFERENCES
- Vlodavets V. I., Piip B. I. Catalogue of active volcanoes of Kamchatka. *Bulleten vulkanologicheskich stantsiy*. Bulletin of volcanological stations. Moscow: USSR Academy of Sciences. 1957, 25: 5–95 [In Russian].
- Girina O. A., Lupyay E. A., Sorokin A. A., Melnikov D. V., Romanova I. M., Kashnitsky A. V., Uvarov I. A., Malkovskiy S. I., Korolev S. P., Manevich A. G., Kramareva L. S. *Kompleksny monitoring explosivnykh izverzheniy vulkanov Kamchatki*. Integrated Monitoring of Explosive Eruptions of Kamchatka Volcanoes. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2018: 192 p. [In Russian].
- Girina O. A., Manevich A. G., Melnikov D. V., Nuzdaev A. A., Demyanchuk Y. V. Activity of Kamchatka volcanoes in 2013. *Vulkanizm i svyazannye c nim procesy*. Proc. of the regional conference Volcanism and related processes dedicated to the Day of Volcanologist, 27–28 March 2014. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2014: 38–45 [In Russian].
- Girina O. A., Gorbach N. V., Davydova V. O., Melnikov D. V., Manevich T. M., Manevich A. G., Demyanchuk Yu. V. The 15 March 2019 Bezymyanny Volcano Explosive Eruption and Its Products. *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and seismology. 2020, 14: 394–409. <https://doi.org/10.1134/S0742046320060032> [In Russian].
- Girina O. A., Melnikov D. V., Manevich A. G., Nuzdaev A. A., Romanova I. M., Lupyay E. A., Kashnitsky A. V., Sorokin A. A., Kramareva L. S. Explosive eruption of Bezymyannyi volcano on 21 October 2020. *Vulkanizm i svyazannye c nim procesy*. Volcanism and related processes. Proceedings of the XXIV Annual Scientific Conference dedicated to the Day of Volcanologist, 29–30 March 2021. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2021: 29–31 [In Russian].
- Gorbach N. V., Portnyagin M. V., Filosofova T. M. Dynamics of extrusive dome growth and variations in chemical and mineralogical composition of Young Shiveluch andesites in 2001–2013. *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and seismology. 2016, 6: 37–61. <https://doi.org/10.7868/S0203030616060031> [In Russian].
- Gorbach N. V., Plechova A. A., Manevich T. M., Portnyagin M. V., Filosofova T. M., Samoylenko S. B. The Composition of Volcanic Ash and the Dynamics of the 2013–2016 Zhupanovsky Volcano Eruption. *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and seismology. 2018, 3: 3–20. <https://doi.org/10.7868/S020303061803001X> [In Russian].
- Gorbach N. V., Filosofova T. M., Melnikov D. V., Manevich T. M. The Composition of Volcanic Glasses in the 2020–2021 Ejecta of the Summit Eruption and the Gorshkov Flank Vent at Klyuchevskoi Volcano: A Comparative Analysis and Interpretation. *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and seismology. 2022, 2: 28–37. <https://doi.org/10.31857/S0203030622010035> [In Russian].
- Gushchenko I. I. *Izverzheniya vulkanov mira. Katalog*. Volcanic eruptions of the world. Catalogue. Moscow: Nauka, 1979: 476 p. [In Russian].
- Malik N. A., Maksimov A. P., Ananiev V. V. Eruption of Kizimen volcano in 2010–2012 and its products. *Vulkanizm i svyazannye c nim procesy*. Volcanism and related processes. Proceedings of the Annual Scientific Conference, dedicated to the Day of Volcanologist, 29–30 March 2012. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2012: 64–70 [In Russian].
- Manevich A. G., Girina O. A., Melnikov D. V., Nuzdaev A. A., Demyanchuk Y. V., Kotenko T. A. Activity of volcanoes of Kamchatka and the Kurils in 2018. *Vulkanizm i svyazannye c nim procesy*. Volcanism and related processes. Proceedings of the XXII All-Russian Scientific Conference dedicated to the Day of Volcanologist, 28–29 March 2019. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2019: 28–31 [In Russian].

- Melnikov D. V., Dvigalo V. N., Melekestsev I. V.* Eruption 2010–2011 of the Kamchatka volcano Kizimen: dynamics of eruptive activity and geological and geomorphological effect (based on remote sensing data). *Vestnik Kamchatskoy regional'noy assotsiatsii "Uchebno-nauchnyy tsentr"*. *Seriya: Nauki o Zemle*. Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences. 2011, 2: 87–101 [In Russian].
- Murav'yev Y. D., Ovsyannikov A. A., Shiraiwa T.* Activity of volcanoes of the Northern Group according to drilling data in the crater glacier (Ushkovsky Volcano, Kamchatka). *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and Seismology. 2007, 1: 47–57 [In Russian].
- Ozerov A. Yu., Girina O. A., Zharinov N. A., Belousov A. B., Demyanchuk Y. V.* Volcanic eruptions of the Northern group of Kamchatka volcanoes in the early XXI century. *Vulkanologiya i seismologiya*. Volcanology and seismology. 2020, 1: 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0203030620010058> [In Russian].
- Ozerov A. Yu.* *Kluchevskoy vulkan: veschestvo, dinamika, model*. Kliuchevskoi volcano: substance, dynamics, model. Moscow: GEOS, 2019: 306 p. [In Russian].
- Ponomareva V. V., Portnyagin M. V., Melnikov D. V.* Tephra composition of modern (2009–2011) volcanic eruptions of Kamchatka and Kuril Islands. *Vestnik Kamchatskoy regional'noy assotsiatsii "Uchebno-nauchnyy tsentr"*. *Seriya: Nauki o Zemle*. Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences. 2012, 2 (49): 5–9 [In Russian].
- Abbot P. M., Davies S. M.* Volcanism and the Greenland ice-cores: the tephra record. *Earth-Science Reviews*. 2012, 115 (3): 1730191. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.001>
- Auer A., Belousov A., Belousova M.* Deposits, petrology and mechanism of the 2010–2013 eruption of Kizimen volcano in Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*. 2018, 80: 33. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1199-z>
- Cole-Dai J., Mosley-Thompson E., Wight S. P., Thompson L. G.* A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core. *Journ. of Geophys. Research*. 2000, 105: 24431–24441. <https://doi.org/10.1029/2000JD900254>
- Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V., Bazanova L., Anders S., Garbe-Schönberg D.* First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest. *Quaternary Science Reviews*. 2018, 181: 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- Cook E., Abbott P. M., Pearce N., Mojtavavi S., Svensson A., Bourne A. J., Rasmussen S. O., Seierstad I. K., Vinther Bo. M., Harrison J., Street E., Steffensen J. P., Wilhelms F., Davies S. M.* Volcanism and the Greenland ice cores: A new tephrochronological framework for the last glacial-interglacial transition (LGIT) based on cryptotephra deposits in three ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2022, 292: 107596. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107596>
- Davydova V. O., Shcherbakov V. D., Plechov P. Y., Koulikov I. Y.* Petrological evidence of rapid evolution of the magma plumbing system of Bezymianny volcano in Kamchatka before the December 20th, 2017 eruption. *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2022, 421: 107422. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107422>
- Fiacco Jr., Thordarson R. J. T., Germani M. S., Self S., Palais J. M., Whitlow S., Grootes P. M.* Atmospheric aerosol loading and transport due to the 1783–84 Laki eruption in Iceland, interpreted from ash particles and acidity in the GISP2 ice core. *Quaternary Research*. 1994, 42 (3): 231–240.
- Girina O. A.* Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010. *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2013, 263: 22–41. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.002>
- Gorbach N. V., Filosofova T. M., Portnyagin M. V.* Amphibole record of 1964 plinian and following dome-forming eruptions of Shiveluch volcano, Kamchatka. *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2020, 407: 107108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107108>
- Jarosewich E., Nelen J. A., Norberg J. A.* Reference Samples for Electron Microprobe Analysis. *Geostand. Newslett.* 1980, 4: 43–47.
- Jochum K. P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A. W., Amini M., Aarburg S., Abouchami W., Hellebrand E., Mocek B., Raczek I., Stracke A., Alard O., Bouman C., Becker S., Dücking M., Brätz H., Klemd R., de Bruin D., Canil D., Cornell D., de Hoog C.-J., Dalpé C., Danyushevsky L., Eisenhauer A., Gao Y., Snow J. E., Groschopf N., Günther D., Latkoczy Ch., Guillong M., Hauri E. H., Höfer H. E., Lahaye Y., Horz K., Jacob D. E., Kasemann S. A., Kent A. J. R., Ludwig T., Zack T., Mason P. R. D., Meixner A., Rosner M., Misawa K., Nash B. P., Pfänder J., Premo W. R., Sun W. D., Tiepolo M., Vannucci R., Vennemann T., Wayne D., Woodhead J. D.* MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis. New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem Geophys Geosyst*. 2006, 7 (2): Q02008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
- Jochum K. P., Willbold M., Raczek I., Stoll B., Herwig K.* Chemical characterisation of the USGS reference glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICPMS and LA-ICPMS. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2005, 29 (3): 285–302. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00901.x>
- Kuehn S. C., Froese D. G., Shane P. A.* The INTAV inter-comparison of electron-beam microanalysis of glass by tephrochronology laboratories: results and recommendations. *Quaternary International*. 2011, 246 (1–2): 19–47. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.022>

- Lane C. S., Brauer A., Blockley S. P.E., Dulskim P. Volcanic ash reveals time-transgressive climate change during the Younger Dryas. *Geology*. 2013, 41 (12): 1251–1254. <https://doi.org/10.1130/G34867.1>
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journ. of Petrology*. 1986, 27: 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lin J., Svensson A., Hvidberg C. S., Lohmann J., Kristiansen S., Dahl-Jensen D., Steffensen J. P., Rasmussen S. O., Cook E., Kjær H. A., Vinther B. M. Magnitude, frequency and climate forcing of global volcanism during the last glacial period as seen in Greenland and Antarctic ice cores (60–9 ka). *Climate of the Past*. 2022, 18 (3): 485–506.
- Lowe D. J., Pearce N. J., Jorgensen M. A., Kuehn S. C., Tryon C. A., Hayward C. L. Correlating tephra and cryptotephra using glass compositional analyses and numerical and statistical methods: review and evaluation. *Quaternary Science Reviews*. 2017, 175: 1–44.
- Lowe J., Barton N., Blockley S., Ramsey Ch.B., Cullen V. L., Davies W., Gamble C., Grant K., Hardiman M., Housley R., Lane Ch.S., Lee Sh., Lewis M., MacLeod A., Menzies M., Müller W., Pollard M., Price C., Roberts A. P., Rohling E. J., Satow C., Smith V. C., Stringer C. B., Tomlinson E. L., White D., Albert P., Arienzo I., Barker G., Borić D., Carandente A., Civetta L., Ferrier C., Guadelli J.—L., Karkanis P., Koumouzelis M., Müller U. C., Orsi G., Pross J., Rosi M., Shalamanov-Korobar L., Sirakov N., Tzedakis P. C. Volcanic ash layers illuminate the resilience of Neanderthals and early modern humans to natural hazards. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2012, 109 (34): 13532–13537.
- Melnikov D., Volynets A. O. Remote sensing and petrological observations on the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka: Implications for reconstruction of the eruption chronology. *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2015, 307: 89–97. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.025>
- Mikhailenko V. N., Kutuzov S. S., Toropov P. A., Legrand M., Sokratov S. A., Chernyakov G. A., Lavrentiev I. I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M. A., Khairedinova A. G., Lipenkov V. Ya. Accumulation rates over the past 260 years archived in Elbrus ice core, Caucasus. *Climate of the Past. Discussions*. 2023. <https://doi.org/10.5194/cp-2023-46>
- Plunkett G., Sigl M., McConnell J.R., Pilcher J. R., Chellman N. J. The significance of volcanic ash in Greenland ice cores during the Common Era. *Quaternary science reviews*. 2023, 301: 107936. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107936>
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass. *International Journ. of Earth Sciences*. 2015, 104 (5): 1459–1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
- Ponomareva V., Pendea I. F., Zelenin E., Portnyagin M., Gorbach N., Pevzner M., Plechova A., Derkachev A., Rogozin A., Garbe-Schönberg D. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications. *Quaternary Science Reviews*. 2021, 257: 106838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106838>
- Portnyagin M. V., Ponomareva V. V., Zelenin E. A., Bazanova L. I., Pevzner M. M., Plechova A. A., Rogozin A. N., Garbe-Schönberg D. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific). *Earth System Science Data*. 2020, 12 (1): 469–486. <https://doi.org/10.5194/essd-12-469-2020>
- Shiraiwa T., Murav'yev Y.D., Kameda T., Nishio F., Toyama Y., Takahashi A., Ovsyannikov A. A., Salamatin A. N., Yamagata K. Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry. *Journ. of Glaciology*. 2001, 47 (158): 423–432. <https://doi.org/10.3189/172756501781832061>
- Sinnl G., Winstrup M., Erhardt T., Cook E., Jensen C. M., Svensson A., Vinther B. M., Muscheler R., Rasmussen S. O. A multi-ice-core, annual-layer-counted Greenland ice-core chronology for the last 3800 years: GICC21. *Climate of the Past*. 2022, 18 (5): 1125–1150. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1125-2022>

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ХВОЙНЫХ ПОРОД В ЛАВИНОСБОРАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ (БАССЕЙН Р. КОРГОН)

© 2024 г. Н. И. Быков^{1*}, Н. В. Рыгалова¹, А. А. Шигимага¹

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*e-mail: nikolai_bykov@mail.ru

Поступила в редакцию 22.08.2023 г.

После доработки 28.09.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Выполнен дендрохронологический анализ схода максимальных снежных лавин в бассейне р. Коргон (Северо-Западный Алтай). На его основе выявлены различные тенденции лавинной активности в разных лавиносборах и частота схода максимальных лавин. Установлено, что наиболее надёжный показатель лавинной активности — это комплексный показатель, интегрирующий различные индикаторы в годичных кольцах деревьев, названный нами дендрохронологическим индексом лавинной активности.

Ключевые слова: Северо-Западный Алтай, Коргон, снежные лавины, древесные растения, годичные кольца, дендрохронологический индекс лавинной активности

DOI: 10.31857/S2076673424010066

ВВЕДЕНИЕ

Снежные лавины — характерное явление для горных территорий, на которых образуется снежный покров (Гляциологический..., 1984). Их сход обеспечивается комплексом причин, среди которых и постоянные факторы лавинообразования (высота, крутизна и экспозиция склонов, их ориентация относительно основного направления переноса воздушных масс), и переменные (интенсивность снегопадов, продолжительность и сила ветра, температура воздуха и снега, наличие в снежном покрове разрыхлённых горизонтов и корок и прочее). Это обуславливает разнообразие лавиносборов по режиму лавинной деятельности (дальность выброса, частота схода в сезонном и многолетнем циклах) даже в пределах одного локального района, что затрудняет наблюдения за режимом снежных лавин в конкретных лавиносборах. Несмотря на то что в настоящее время успешно развивается спутниковый мониторинг снежных лавин, всё равно ощущается дефицит информации о лавинной активности, поскольку период охвата такого мониторинга составляет два — три десятилетия, а максимальные лавины, под которыми мы здесь понимаем лавины, достигающие нижней части зоны транзита и зоны аккумуляции, могут сходиться с периодичностью в несколько десятилетий или даже столетий. Поэтому для реконструкции данных о лавинной активности в конкретных лавиносборах необходимо использовать индикационные методы исследований.

В ряду таких методов особое место занимает дендрохронологический метод датирования времени и частоты схода снежных лавин (Schweingruber, 1993). С его помощью исследования проведены во многих регионах мира — Аргентине (Mundo et al., 2007), Турции (Köse et al., 2010), Чехии (Tumajer, Treml, 2015), США (Martin, Germain, 2016), Канаде (Germain et al., 2016), Румынии (Pop et al., 2017), Норвегии (Laute, Beylich, 2018), Казахстане (Zubairov et al., 2019) и других. В качестве индикаторов схода снежных лавин используются возраст древостоев и вертикальных побегов наклоненных деревьев, значения коэффициентов крени (соотношение между креновой и тяговой древесиной в годичных кольцах ксилемы), наличие реактивной (компрессионной) древесины, прекращение роста у деревьев (датировка погибших деревьев, их остатков и механических повреждений), наличие эффектов осветления (резкое увеличение прироста в результате ликвидации деревьев-конкурентов) (рис. 1; Kaennel, Schweingruber, 1995), нарушение анатомической структуры годичного кольца (травматические смоляные ходы) (Кравцова, 1971; Perov et al., 1977; Турманина, 1979).

Под реактивной древесиной понимается ксилема аномального строения, состоящая из клеток с высокой оптической плотностью. В лиственных деревьях она образуется с тяговой стороны ствола, а в хвойных всегда с креновой стороны (Kaennel, Schweingruber, 1995). Под креновой стороной понимается та часть

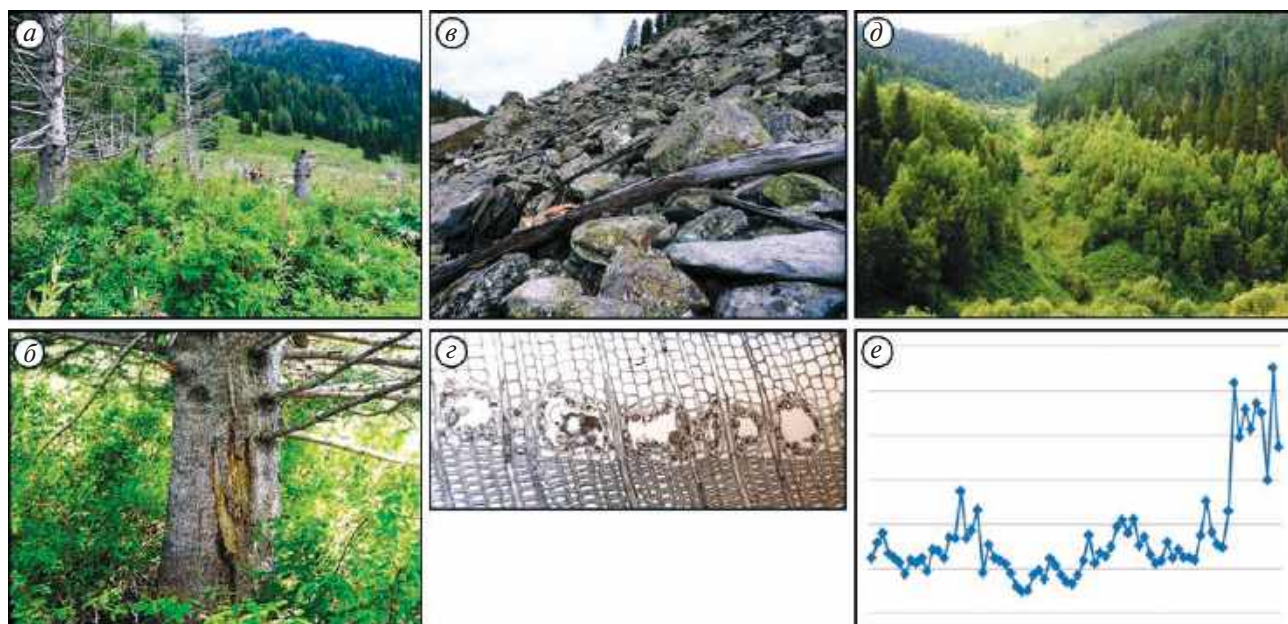


Рис. 1. Признаки лавинной деятельности: *a* — гибель деревьев на периферии зоны аккумуляции лавиносбора 3 (фото 2022 г.); *б* — раны на стволах деревьев, образуемые лавиной; *в* — погибшие деревья в зоне аккумуляции лавиносбора 1 (фото 2022 г.); *г* — травматические смоляные ходы у пихты (фото из (Бенькова, Швайнгрубер, 2004)); *д* — лавинный прочёс, лавиносбор 1; *е* — пример резкого увеличения радиального прироста у дерева (эффекта осветления) в лавиносборе.
Fig. 1. Signs of avalanche activity: *a* — death of trees on the periphery of avalanche accumulation zone 3 (photo 2022); *б* — wounds on tree trunks caused by an avalanche; *в* — dead trees in the avalanche accumulation zone 1 (photo 2022); *г* — traumatic resin passages in fir (photo from (Benkova, Schweingruber, 2004)); *д* — avalanche combing, avalanche collection 1; *е* — example of a sharp increase in the radial growth of a tree (lightening effect) in avalanche collection.

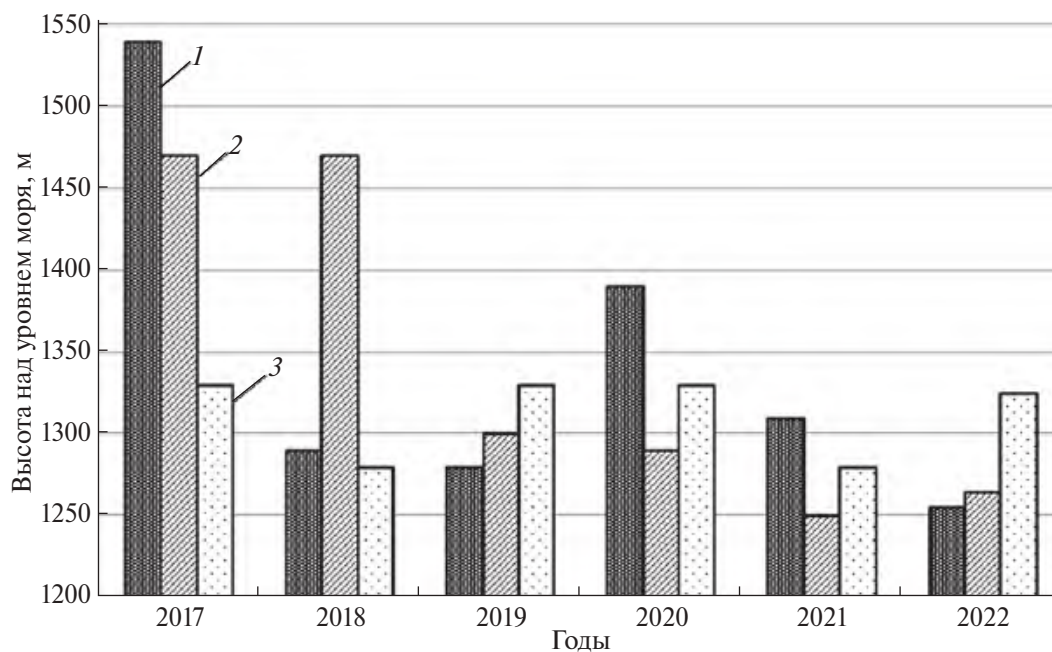


Рис. 2. Места сбора дендрохронологических образцов в лавиносборах бассейна р. Коргон (Северо-Западный Алтай): 1 — лавинный очаг; 2 — зона транзита; 3 — зона аккумуляции; 4 — места отбора дендрохронологических образцов.
Fig. 2. Places of collection of dendrochronological samples in avalanche collections of the river basin Korgon (Northwestern Altai): 1 — avalanche center; 2 — transit zone; 3 — accumulation zone; 4 — places for sampling dendrochronological samples.

ствола дерева, которая обращена в сторону его наклона, а под тяговой — в противоположную сторону. Травматические смоляные ходы (см. рис. 1) возникают в древесине вследствие каких-либо напряжений в стволе либо повреждения кроны насекомыми (Бенькова, Швайнгрубер, 2004). В обычном состоянии и анатомическом строении ксилемы пихт смоляные ходы отсутствуют.

Алтай как горная область характеризуется значительным разнообразием как постоянных, так и переменных факторов лавинообразования (Ревякин, Кравцова, 1976). В его внутренних районах (Центральный Алтай) одной из главных причин схода снежных лавин служит трансформация снежной толщи по типу разрыхления, в то время как в передовых хребтах, стоящих на пути воздушных масс, важнейшим фактором является накопление снежного покрова.

В целом на Алтае отсутствуют регулярные режимные наблюдения лавинных процессов, что обуславливает необходимость изучения их многолетнего режима индикационными методами. Дендрохронологические исследования лавин Алтая немногочисленны (Быков, 2000). В основном они были приурочены к Центральному Алтаю (Кравцова, 1971; Ревякин, Кравцова, 1976; Ревякин, 1981; Сурнаков, 1985), в том числе в долине Актру (Королева, 1993; Николаева, Савчук, 2021), и в меньшей степени к Северному (Кравцова, 1971), Северо-Западному (Ревякин, Кравцова, 1977; Быков, 2013) и Северо-Восточному Алтаю (Сурнаков, 1987). Некоторые работы (Ревякин, Кравцова, 1977; Быков, 2013) содержат не только дендрохронологические данные, но и анализ влияния лавинных процессов на состав и структуру растительных сообществ лавинных аппаратов, что позволяет оценить скорость сукцессий растительного покрова в лавиносборах.

Цель исследования — дендрохронологическое датирование схода максимальных снежных лавин в верхней части бассейна р. Коргон (Северно-Западный Алтай, левый приток р. Чарыш) (рис. 2). Территория исследования по условиям лавинной деятельности относится к Западному району (Ревякин, Кравцова, 1977), который характеризуется особым сочетанием факторов лавинообразования и значительно отличается от районов центральной части Алтая. Дендрохронологические исследования лавин, как и наблюдения лавин вообще, в данном районе минимальны (Ревякин, Кравцова, 1977; Быков, 2013), что актуализирует данное исследование.

ТЕРРИТОРИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Алтай характеризуется значительным физико-географическим разнообразием, что отражается и на характере лавинных процессов. Внутренние районы

этой горной области отличаются высокогорными ландшафтами и суровыми зимами. Вследствие этого значительную роль в сходе лавин здесь играют метелевое снегонакопление и перекристаллизация снежного покрова. В центральных среднегорных районах Алтая в качестве главного фактора лавинообразования выступает весеннее снеготаяние, а дополнительными — перекристаллизация и метелевое снегонакопление. Передовые хребты Северо-Западного Алтая относятся к одним из самых многоснежных среднегорных районов Алтая (Ревякин, Кравцова, 1976). Лавинная деятельность здесь связана прежде всего с обильными снегопадами, метелевым снегонакоплением, а также с весенним снеготаянием. По литературным сведениям (Ревякин, Кравцова, 1976), в средней части лавиносборов проявляется 2–3-летний ритм лавинной активности, а в нижней части — 3–5-летний. Согласно данным гляциологической лаборатории (научный руководитель В. С. Ревякин) Алтайского государственного университета, сотрудники которой в 1980-х годах вели в данном районе снегомерные наблюдения, уже после первого снегопада на уровне верхней границы леса формируются снежные заносы толщиной до 1 м. В начале ноября они могут достигать уже 2 м, а в феврале и марте 2.5 м и более (рис. 3). Вследствие этого лавины здесь имеют значительную мощность, а лавиносборы — полное развитие, но при этом не формируют минеральных конусов выноса.

В качестве объекта исследования выбраны древесные растения лавиносборов бассейна р. Горелый Коргон (верхняя часть бассейна р. Коргон) (см. рис. 2). Наши исследования (Быков, 2015) показали, что в бассейне р. Коргон насчитывается 152 лавиносбора. В среднем на каждый из них приходится 2.5 лавинных очага. При этом из 386 выявленных лавинных очагов 85.2% приходится на северные секторы, а наибольшим их числом (32.6%) отличается северо-восточный сектор.

На основе анализа уклонов в лавинных очагах выявлено, что снежные лавины в бассейне р. Коргон развиваются на склонах с уклоном от 20 до 55°. При этом 85.9% лавинных очагов имеют уклоны в пределах 30–50°. При больших уклонах снежные лавины развиваются на склонах каровых стенок. Однако в этом случае они не формируют выраженные зоны аккумуляции, транзита и зарождения снежной лавины.

В бассейне р. Горелый Коргон для исследования были выбраны три лавиносбора (см. рис. 2). В целом они репрезентативны для большей части лавиносборов бассейна р. Коргон — лавинные очаги с уклонами 26–39° (в среднем 31.5°) имеют северные экспозиции от 7 до 73° (табл. 1). Зоны отрыва снежной толщи отмечаются на высотах 1805–1925 м над ур. моря, а нижние части зоны аккумуляции лавинных снежников находятся на высотах 1200–1280 м (см. табл. 1).

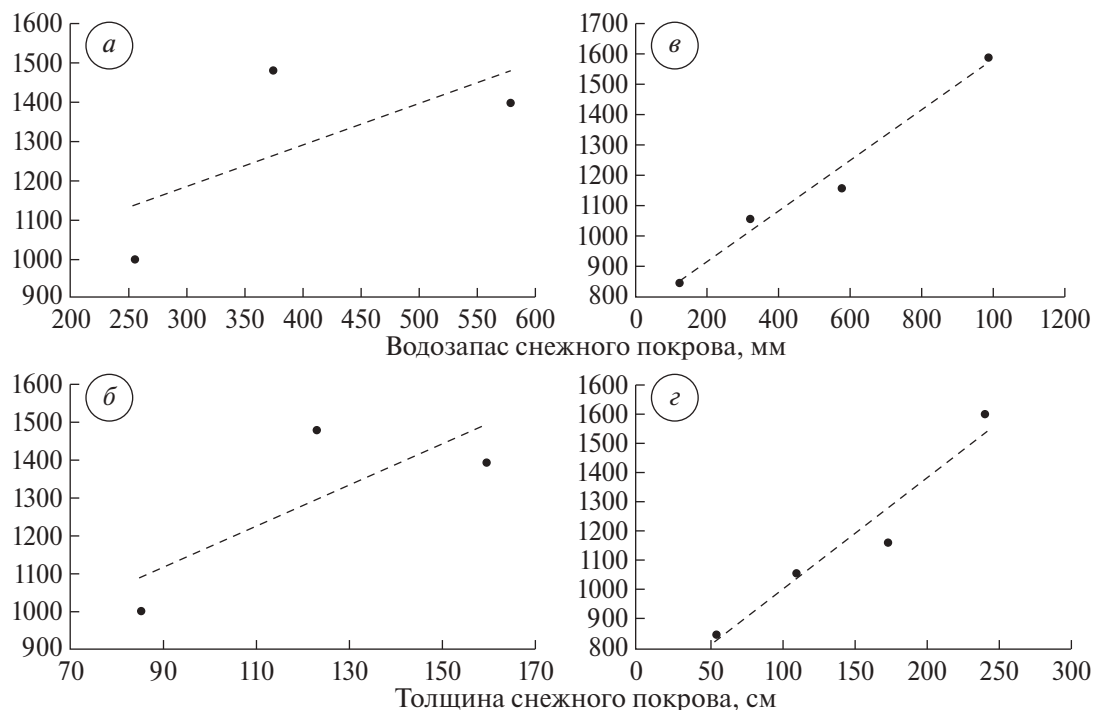


Рис. 3. Распределение толщины и водозапаса снежного покрова по высоте в бассейне р. Коргон по данным натурных измерений: *a* — водозапас снежного покрова в марте 1987 г.; *б* — толщина снежного покрова в марте 1987 г.; *в* — водозапас снежного покрова в феврале 1988 г.; *з* — толщина снежного покрова в феврале 1988 г.

Fig. 3. The distribution of the thickness and water content of snow cover by height in the basin of the river Korgon according to field measurements: *a* — snow cover water reserve in March 1987; *б* — thickness of snow cover in March 1987; *в* — snow cover water reserve in February 1988; *з* — snow cover thickness in February 1988.

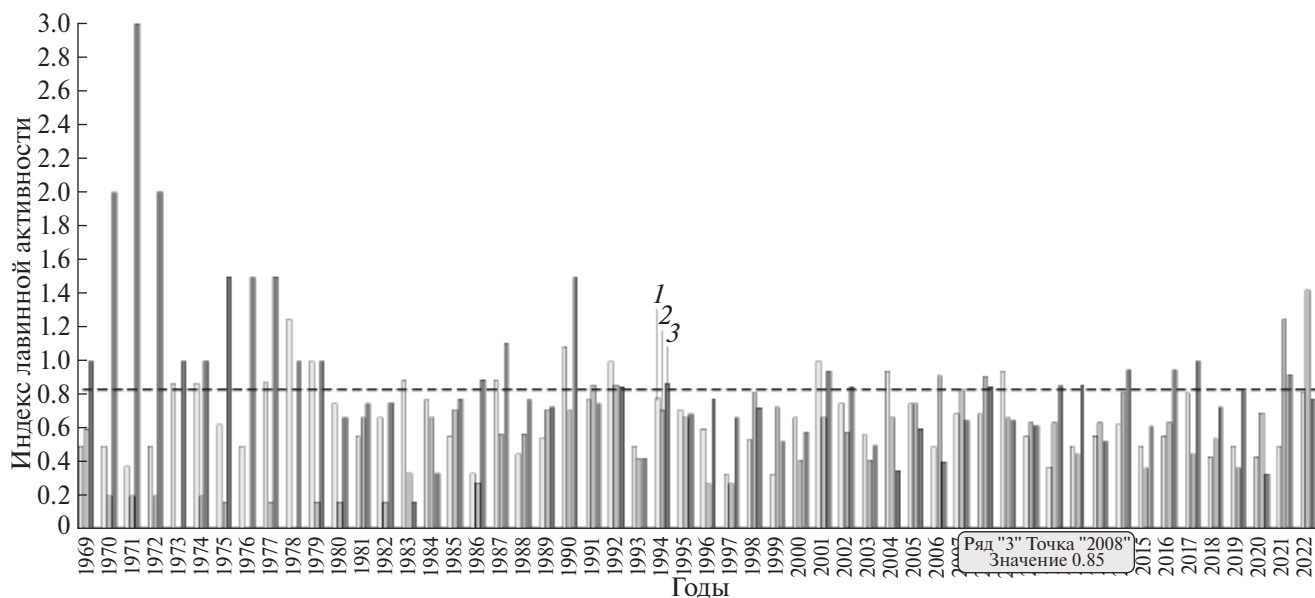


Рис. 4. Положение нижнего края лавинного снежника в исследованных лавиносборах бассейна р. Коргон в мае по данным спутников Sentinel.

Обозначения на диаграмме: 1, 2, 3 — номера исследованных лавиносборов (см. рис. 2), 4 — атмосферные осадки за октябрь — апрель.

Fig. 4. The position of the lower edge of the avalanche snowfield in the studied avalanche collections of the river basin Korgon in the month of May according to Sentinel satellites.

Designations on the diagram: 1, 2, 3 are the numbers of the studied avalanches (see Fig. 2), 4 — atmospheric precipitation for October–April.

Положение лавинных снежников в указанных лавиносборах установлено нами за период 2017–2022 гг. на основе анализа весенних снимков спутников Sentinel по их нижнему краю. Сравнение свидетельствует о том, что лавинная активность в них не отличается строгой синхронностью (рис. 4).

Растительность исследованных лавиносборов подробно рассмотрена нами ранее на примере лавиносбора № 1 (Быков, 2013). В зоне аккумуляции лавинных снежников обычно формируются спирейно-разнотравные луга, где эдификатором выступает спирея средняя (*Spiraea media* Schmidt), иногда совместно со спиреей извилистой (*Spiraea flexuosa* Fisch ex. Cambess). В нижней части зоны транзита дно лавинного лотка занимают разнотравно-злаковые луга. Единично могут встречаться спирея средняя и извилистая. В очень редких случаях *Betula pendula* Roth имеет стелящуюся форму. Вне лотка в нижней части зоны транзита появляются спирейники разнотравно-осоковые и разнотравные, в которых эдификатором служит *Spiraea media* Schmidt (с примесью *S. flexuosa* Fisch ex. Cambess). Если сход последней мощной лавины был достаточно давно, то в этой части зоны транзита можно наблюдать молодой берёзовый лес (*Betula pendula* Roth) с примесью пихты со спиреей средней в кустарниковом ярусе и разнотравьем в третьем ярусе. Коренная растительность на этом уровне за пределами лавиносбора представлена пихтовыми или пихтово-еловыми осоково-разнотравными лесами.

В средней части зоны транзита в лотке развиваются злаково-разнотравные и разнотравные луга, а за его пределами формируются спирейники разнотравные, где эдификатором выступает спирея извилистая. Коренная растительность за пределами лавиносбора на этом уровне представлена пихтовыми спирейными разнотравными и лиственнично-пихтовыми кустарниковыми разнотравными лесами.

Центральная часть лавинного очага занята разнотравно-осоковыми и субальпийскими лугами, а периферийная — ерниками голубичниково-травяными, эдификатором в которых выступает *Betula rotundifolia* (Spach) Malyshev. Коренная растительность представлена лиственнично-кедровыми лесами с элементами субальпийских лугов, а в случае более высокого положения зоны зарождения лавины по верхней её кромке наблюдаются лишайниково-дриадовые тундры.

Дендрохронологические образцы в лавиносборах отбирали в зонах аккумуляции и нижних частях зон транзита (в том числе по краю лавинного прочёса в лесу) (табл. 2). Такой подход позволяет датировать сход именно максимальных снежных лавин, которые достигали зоны аккумуляции или нижней части зоны транзита. Кроме того, для построения локальных хронологий, необходимых для дендрохронологического датирования гибели деревьев, по основным породам отбирались образцы

Таблица 1. Характеристика исследованных лавиносборов

Лавиносбор	Номер		Координаты зоны аккумуляции	Максимальная высота в зоне зарождения, м	Число лавинных очагов	Минимальная высота зоны аккумуляции	Уклон в зоне зарождения лавины		Экспозиция, географический азимут
	Лавинного очага								
1	1.1		51°00' 49,04" с.ш., 83° 47' 47,15" в.д.	1810	2	1200	33	37	73
	1.2						28		
2			51°01' 00,31" с.ш., 83° 47' 06,40" в.д.	1805	1	1250	26	66	7
							28		
3		3.1	51°01' 17,05" с.ш., 83° 46' 25,37" в.д.	1925	3	1275	35	23	32
		3.2							
		3.3							

Таблица 2. Характеристика дендрохронологических образцов, отобранных в лавиносборах р. Коргон

Номер лавиносбора	Зоны отбора образцов	Вид	Высота отбора образцов над ур. моря, м	Число исследованных деревьев	Начало роста	Год последнего кольца	Возраст	Средний коэффициент корреляции хронологий с тяговой и креновой стороны	R _{bag}	EPS
1	Зона аккумуляции	<i>Larix sibirica</i> L.	1210	2	1570; 1583	1870; 1947	301; 365	0.73	0.55	0.83
		<i>Abies sibirica</i> L.		1	1988	2013	26	0.84	0.84	—
		<i>Betula pendula</i> Roth		3	1964–1968	1994–1995	28–30	0.75	0.30	0.72
	Зона транзита	<i>Betula pendula</i> Roth	1215–1225	5	1988–2001	2022	22–35	0.70	0.36	0.85
		<i>Abies sibirica</i> L.		3	1990–1995	2022	27–32	0.57	0.29	0.71
		<i>Abies sibirica</i> L.		5	1929–1947	2022	76–94	0.82	0.65	0.95
		<i>Picea obovata</i> L.		5	1928–1980	2022	42–95	0.77	0.38	0.86
	Вне лавиносбора	<i>Abies sibirica</i> L.	1225	15	1873–1960	2022	63–188	0.70	0.48	0.96
		<i>Picea obovata</i> L.		15	1808–1984	2022	39–215	0.74	0.49	0.97
	2	Зона аккумуляции	<i>Betula pendula</i> Roth	1250	5	1946–1996	1996–2022	28–77	0.55	0.36
<i>Abies sibirica</i> L.			3		1980–1996	2020–2022	26–43	0.96	0.59	0.90
<i>Picea obovata</i> L.			4		1969–1984	2021, 2022	39–54	0.56	0.26	0.74
Зона транзита		<i>Larix sibirica</i> L.	1310	1	1641	1995	355	0.95	0.95	—
		<i>Abies sibirica</i> L.		1	2000	2021	22	0.23	0.23	—
		<i>Picea obovata</i> L.		1	1996	2022	27	0.70	0.70	—

Таблица 2, окончание

Номер лавиносбора	Зоны отбора образцов	Вид	Высота отбора образцов над ур. моря, м	Число исследованных деревьев	Начало роста	Год последнего кольца	Возраст	Средний коэффициент корреляции хронологий с тяговой и креновой стороной	R _{вар}	EPS
2	Зона транзита, край прочёса	Abies sibirica L.	1310	5	1919–1976	2022	47–104	0.70	0.64	0.95
		Larix sibirica L.	1420–1440	14	1809–1880	2022	143–234	0.85	0.72	0.99
88	Вне лавиносбора	Larix sibirica L.	1260	2	1789–1805	2022	218, 234	0.84	0.66	0.88
		Pinus obovata L.	1280	13	1969–2009	2014–2022	12–53	0.67	0.31	0.92
	Abies sibirica L.	6		1967–1994	2019–2022	28–54	0.52	0.37	0.88	
	Betula pendula Roth	3		1977–1995	2021, 2022	38–45	0.50	0.38	0.79	
	Вне лавиносбора		1325	15	1710–1904	2022	119–313	0.54	0.21	0.89

Прочерк — значения не вычислялись; R_{вар} — средний межсерийный коэффициент корреляции; EPS — популяционный сигнал.

вне лавиносборов. С живых деревьев отбирали керны с креновой и тяговой сторон ствола на уровне груди, а у отдельных деревьев зоны транзита также у комля для определения их возраста. С мёртвых деревьев были получены спилы с последующим измерением ширины годичных колец на них по двум радиусам. Принадлежность мёртвых деревьев к тому или иному виду устанавливалась на основании анатомического анализа древесины (Бенькова, Швайнгрубер, 2004). В качестве маркеров схода лавин авторы использовали даты гибели и поранения деревьев, годы нарушения синхронности прироста с тяговой и креновой сторон, первый год в череде лет резкого изменения коэффициента крени (соотношения прироста с креновой и тяговой сторон ствола), наличие реактивной (компрессионной) древесины и травматических смоляных ходов в ксилеме пихт. Исследовались хронологии и на предмет наличия в них эффектов осветления, которые в дендрохронологическом смысле трактуются как резкое увеличение прироста при прореживании древостоев (Kaennel, Schweingruber, 1995).

Все приведённые индикаторы лавинных процессов — неспецифические, то есть могут быть вызваны и другими процессами. Для увеличения вероятности индикации лавин необходимо использовать весь комплекс показателей. В качестве такого интегрального показателя схода лавины в конкретном году было использовано соотношение числа всех случаев нарушений роста деревьев (см. выше, какие конкретные показатели использованы) в конкретном году с числом исследованных деревьев, который мы предлагаем назвать дендрохронологическим индексом лавинной активности:

$$x = \frac{a+b+c+d+e+f}{2a},$$

где x — дендрохронологический индекс лавинной активности за конкретный год; a — даты гибели и поранения деревьев; b — нарушения синхронности прироста с тяговой и креновой сторон; c — первый год в череде лет резкого изменения коэффициента крени; d — наличие реактивной древесины; e — наличие травматических смоляных ходов в ксилеме пихт; f — резкое увеличение прироста (эффект осветления).

Измерения ширины годичных колец производились на полуавтоматической установке Lintab 6 с точностью до 0.01 мм. Стандартизация и обобщение дендрохронологических рядов выполнялись в программе ARSTAN. Для оценки древесно-кольцевых хронологий конкретных площадок были использованы Rbar (running correlation between series of tree-ring chronologies) и EPS (The Expressed Population Signal), а для обобщённых хронологий — чувствительность (mean sensitivity) (Speer, 2009). Для площадок строили обобщённые хронологии,

если значение EPS было равно или выше 0.85. Для датирования полученных хронологий использовалась программа COFESHA.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ возраста живых и погибших деревьев в исследованных лавиносборах показал, что в зоне транзита он закономерно увеличивается от лотка к древостою за пределами лавинного прочёса. Начало роста деревьев, произрастающих в нижней части зоны транзита лавиносбора 1, относится к 1988–2001 гг. (у берёз — 1988–2001 гг., у пихт — 1990–1995 гг.), что свидетельствует об уничтожении снежной лавиной деревьев на этом участке ранее 1988 г. (см. табл. 2). Начало роста деревьев по краю лавинного прочёса относится к 1928–1980 гг. (у большинства деревьев — 1928–1937 гг., а средний возраст составляет 83 года). За пределами лавинного прочёса возраст елей колеблется от 39 до 215 лет (в среднем 132 года), а пихт от 63 до 149 (в среднем 97 лет).

В лавиносборе 2 начало роста деревьев в зоне транзита относится к 1996–2000 гг., а по краю лавинного прочёса к 1919–1975 гг. (средний возраст исследованных деревьев также составляет 83 года). Таким образом, деревья зоны транзита и края лавинного прочёса лавиносборов 1 и 2 близки по возрасту (соответственно, в зоне транзита не старше 35 и 27 лет, а по краю лавинного прочёса 95 и 104 лет).

В зонах аккумуляции лавиносборов 1 и 2 обнаружены живые и погибшие деревья двух возрастных категорий: 22–77 лет (26–40 лет среди погибших) и 301–365 лет. В зоне аккумуляции лавиносбора 3 также имеется первая возрастная категория деревьев (25–54 лет среди погибших), но не обнаружены старовозрастные деревья, что косвенно указывает на то, что здесь лавинные процессы интенсивнее, чем в первом и втором лавиносборах. Таким образом, на основании возраста исследованных деревьев можно утверждать, что современные границы лавинных прочёсов в бассейне р. Горелый Коргон были сформированы 95–104 года назад. Временной промежуток между максимальными лавинами в пределах лавинных прочёсов составляет 24–54 года. Максимальные лавины, которыми были уничтожены деревья возрастом 301–365 лет, были отмечены в 1871, 1948 и 1996 гг.

Погибших деревьев в исследованной выборке было немного — 6 в лавиносборе 1, 8 в лавиносборе 2 и 11 в лавиносборе 3. Наиболее давно погибшие лиственницы (1871 и 1948 гг.) были обнаружены в зоне аккумуляции лавиносбора 1. Столь долгая сохранность древесины обеспечивается здесь тем, что снежные лавины выносят обломки деревьев в курумник на противоположном борту долины, где за счёт южной экспозиции, отсутствия почвы и травянистого покрова создаются подходящие для этого условия

(см. рис. 1). Кроме того, даты гибели деревьев в исследованных лавиносборах приходится на 1995 г. (2 дерева), 1996 г. (2 дерева), 2014 г. (1 дерево), 2021 г. (11 деревьев) и 2022 г. (7 деревьев). Как правило, дата последнего кольца у погибшего дерева и дата схода снежной лавины отличаются на один год. Однако в некоторых случаях они совпадают. Обусловлено это тем, что иногда облом стволов деревьев происходит выше нижних веток и в последующий вегетационный период у таких деревьев успевают сформироваться несколько рядов клеток ксилемы. Поэтому при датировании погибших деревьев требуется обязательный анатомический анализ последнего годичного кольца.

Механические повреждения (раны) у деревьев лавиносборов исследуемого района обнаруживаются редко. Как правило, они образуются от удара обломанных стволов, переносимых лавиной. С помощью датирования ран выявлены сходы лавин в исследуемых лавиносборах в 1963, 2001, 2016, 2018 и 2021 гг.

Резкое увеличение прироста (эффект осветления) в индивидуальных хронологиях, полученных с деревьев лавиносборов, также проявляется редко. В первом лавиносборе по краю лавинного прочёса такой эффект проявился только у одного дерева в 1963–1970 гг. (ель в возрасте 37–50 лет). В зоне транзита он был отмечен в 1949, 1950, 1963 и 2000–2022 гг., а у погибших лиственниц, обнаруженных в зоне аккумуляции, — в 1640–1644, 1846–1848, 1864–1866 гг. Во втором лавиносборе по краю лавинного прочёса подобный эффект также обнаружен только у одного дерева в 1964 г., а в зоне аккумуляции у нескольких деревьев в 1964, 1996, 1998, 2001, 2009 гг. В зоне аккумуляции третьего лавиносбора эффекты осветления проявились в 1978–1979, 1990, 1995, 1999, 2005 гг.

Реактивная (компрессионная) древесина обнаружена в кольцах трёх деревьев первого лавиносбора, семи деревьев второго лавиносбора и шести деревьев третьего лавиносбора. Чёткой синхронности в проявлении годичных колец с реактивной древесиной как у деревьев одного лавиносбора, так и у деревьев разных лавиносборов не проявляется. Также следует отметить, что реактивная древесина часто образуется у деревьев в раннем возрасте, что, возможно, обусловлено давлением снега на растение.

Травматические смоляные ходы обнаружены у 5 пихт первого лавиносбора (1961, 1962, 1964, 1989, 2001 и 2013 гг.), 6 пихт второго лавиносбора (1948, 1997, 2000, 2005, 2005, 2009, 2013, 2020–2022 гг.) и 4 пихт третьего лавиносбора (1968–1970, 1972, 1976–1978, 1981, 1984–1992, 1994–2008, 2011–2014, 2016–2019 гг.). Однако и в распределении данного признака также отмечается слабая синхронность у деревьев одного лавиносбора. Этот признак крайне редко отмечается в кольцах одного года у деревьев различных лавиносборов.

Признаки воздействия лавин на деревья также обнаруживаются через асинхронность приростов с тяговой (обращённой вверх по склону) и креновой (вниз по склону) сторон ствола. Она возникает, как правило, в год схода снежной лавины и характеризуется тем, что в последующий вегетационный сезон радиальный прирост с креновой стороны ствола увеличивается по сравнению с предыдущим годом, а с тяговой стороны уменьшается. Подобное увеличение прироста с креновой стороны может происходить в течение нескольких лет, пока не будет восстановлена вертикальность ствола. По мере увеличения возраста дерева увеличивается и период восстановления вертикальности ствола. Поэтому наиболее достоверно характеризует сход лавины первый год наблюдаемой асинхронности прироста. Это ухудшает возможность датирования лавин ближайших последующих лет. При этом надо иметь в виду, что асинхронность прироста также может быть вызвана и другими причинами: сползанием снега по склону, ветром и т.д.

Одним из показателей неравномерности радиального прироста и, соответственно, индикатором схода лавин в практике их дендрохронологических исследований может служить коэффициент крени (Кравцова, 1971; Ревякин, Кравцова, 1976), который характеризует отношение прироста ствола с креновой стороны к приросту с тяговой стороны у хвойных деревьев и с тяговой стороны к креновой у лиственных пород. Такая разница возникает вследствие того, что у хвойных пород тяговая древесина слабее, чем креновая (гипоксиллия), а у лиственных пород вследствие того, что формируются элементы ксилемы с сильно утолщёнными стенками, наоборот (эпиксиллия). В год схода лавины фиксируется значительное увеличение этого коэффициента. Однако данный коэффициент также характеризуется наличием инерции, т.е. после первого года стремительного его прироста далее в течение нескольких лет может отмечаться дальнейшее плавное его увеличение уже без воздействия лавин. При этом увеличение коэффициента крени может происходить как при асинхронном приросте с противоположных сторон ствола, так и при синхронном. Значение коэффициента крени некоторые авторы используют для определения мощности лавины (Кравцова, 1971).

Анализ синхронности прироста с креновой и тяговой сторон стволов деревьев в исследованных лавиносборах свидетельствует о том, что её нарушение — частое явление. Оно отмечается у деревьев один раз каждые 3–6 лет. Вместе с тем следует отметить, что, несмотря на наблюдаемое нарушение синхронности прироста с креновой и тяговой сторон, между ними отмечается высокое сходство (см. табл. 2). Лишь у одной пихты в зоне транзита лавиносбора 2 коэффициент корреляции хронологий с креновой и тяговой сторон составил 0.23. При этом следует иметь в виду, что

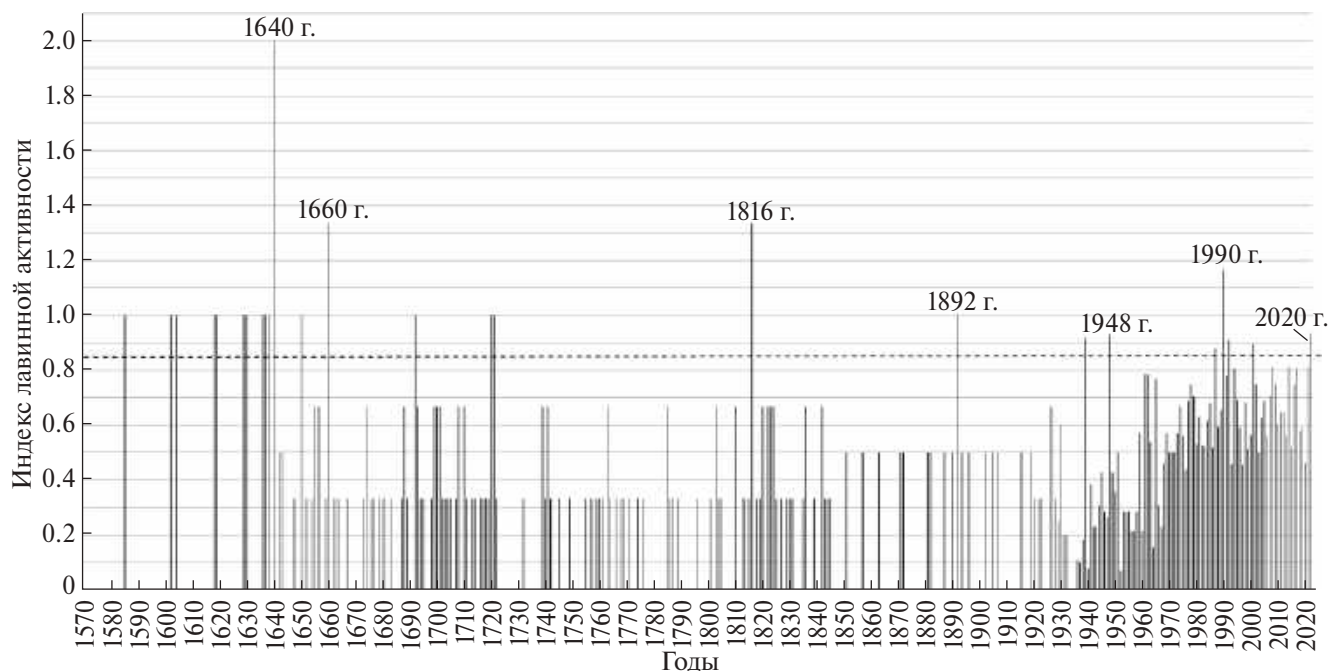


Рис. 5. Соотношение числа случаев нарушения радиального прироста деревьев лавиносборов бассейна р. Коргон к числу исследованных деревьев.

Обозначения на диаграмме: 1 — лавиносбор 1; 2 — лавиносбор 2; 3 — лавиносбор 3; 4 — атмосферные осадки за октябрь — апрель. Пунктирной линией обозначен уровень дендрохронологического индекса лавинной активности равный 0.85.

Fig. 5. The ratio of the number of cases of violation of the radial growth of trees in the avalanche basin of the river Korgon is one of the studied trees.

Designations on the diagram: 1 — avalanche collection 1; 2 — avalanche collection 2; 3 — avalanche gathering 3; 4 — atmospheric precipitation for October–April. The dotted line indicates the level of the dendrochronological index of avalanche activity equal to 0.85. The location of avalanches is shown in Fig. 1.

она произрастала практически на бровке лавинного лотка, т.е. в наиболее активной зоне лавиносбора. В остальных хронологиях он изменялся от 0.50 до 0.96. В зоне транзита такое сходство выше у деревьев по краю лавинного прочёса, чем у деревьев в зоне прочёса ближе к лавинному лотку. Например, у пихт зоны транзита лавиносбора 1 средние парные корреляции составили 0.57, а по краю прочёса 0.82. Такая же ситуация отмечается и в лавиносборе 2 (0.23 и 0.70 соответственно). Парные корреляции хронологий с креновой и тяговой сторон в зоне аккумуляции чаще ниже, чем у таковых по краю лавинного прочёса или за пределами лавиносборов. Схожая ситуация отмечается и с межсерийными коэффициентами корреляции хронологий — по краю прочёса они выше, чем в зоне транзита (см. табл. 2). Также в целом популяционный сигнал (EPS) деревьев вне зоны лавиносбора выше, чем у деревьев в пределах лавинного прочёса (см. табл. 2); этот факт дополнительно подтверждает, что деревья лавиносборов испытывают негативное воздействие лавин ещё на стадии их роста.

Анализ комплекса дендрохронологических признаков, по мнению многих исследователей, служит

обязательным условием индикации схода снежных лавин (Germain et al., 2010). В нашем исследовании в качестве такого показателя мы выбрали соотношение суммы всех случаев нарушений прироста (асинхронность прироста, резкое увеличение коэффициента крени, наличие реактивной древесины и травматических смоляных ходов, эффект осветления, дата гибели и дата образования раны) в нижней части зоны транзита и зоны аккумуляции деревьев к числу данных деревьев. В данной работе это соотношение мы называем дендрохронологическим индексом лавинной активности.

Сравнительный анализ таких индексов за период, когда все исследованные лавиносборы представлены древесно-кольцевыми хронологиями (ранее 1967 г. по лавиносбору 3 они отсутствуют), показал относительную синхронность лавинных процессов в них (рис. 5).

Полученные дендрохронологические сведения о сходе лавин подтверждаются данными дистанционного зондирования со спутников Sentinel за 2017–2022 гг. (см. рис. 4), а также результатами наземных и аэровизуальных наблюдений в марте 1987 г. На этом временном отрезке сход лавин отмечается при значении дендрохронологического индекса

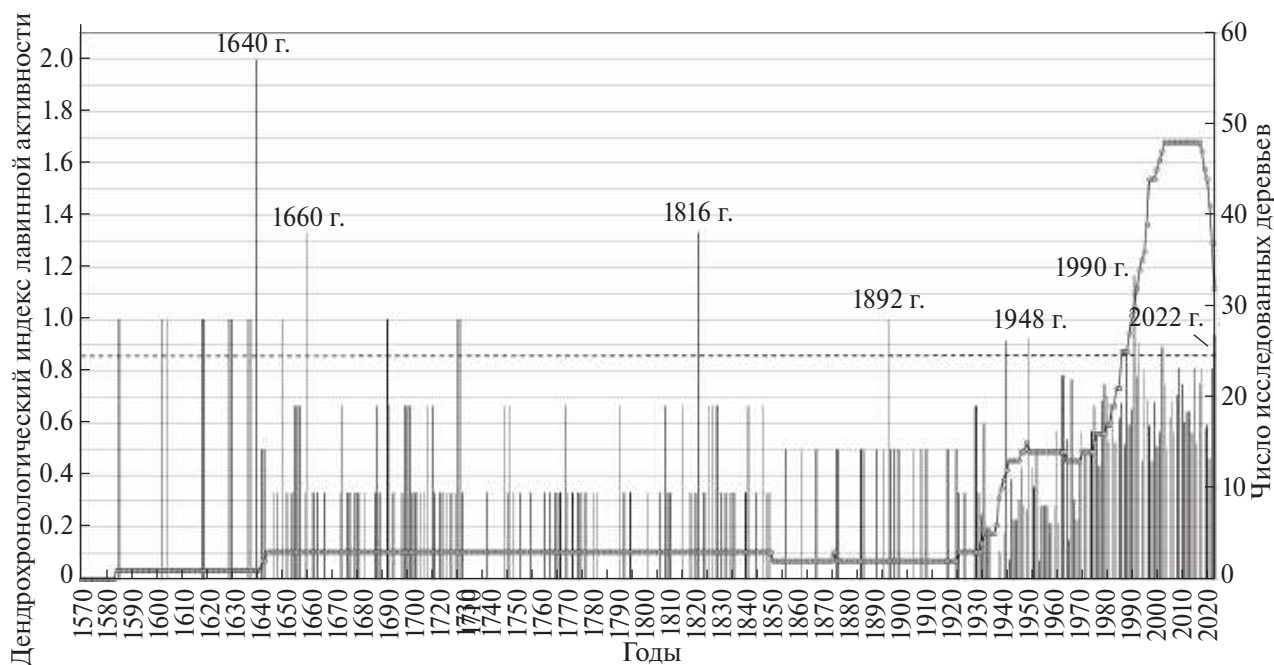


Рис. 6. Изменения дендрохронологического индекса лавинной активности в бассейне р. Горелый Коргон по дендрохронологическим данным (столбцы) и числа исследованных деревьев (линия).

Пунктирной линией указано минимальное значение индекса (0.85), при котором в период 2017–2022 гг. в исследованных лавиносборах отмечен сход максимальных лавин.

Fig. 6. Changes in the dendrochronological index of avalanche activity in the river basin. Burnt Korgon according to dendrochronological data (columns) and the number of studied trees (line).

The dotted line indicates the minimum index value (0.85), at which in the period 2017–2022. In the studied avalanche areas, maximum avalanches were recorded.

лавинной активности более 0.85. Так это произошло в лавиносборах 1 и 3 в 1987 г. (индексы равны соответственно 0.88 и 1.11), лавиносборе 3 в 2017 г. (индекс был равен 1.0), в лавиносборах 2 и 3 в 2021 г. (индексы соответственно равны 1.25 и 0.92) и в лавиносборе 2 в 2022 г. (индекс равен 1.42). Если исходить из того, что данное значение индекса служит критерием схода лавин и на других временных отрезках, то в лавиносборе 1 в период 1969–2022 гг. лавины сходили в 1973, 1974, 1977–1979, 1983, 1987, 1990, 1992, 2001, 2004, 2009 гг., а в лавиносборе 2 сход лавин отмечался в 1991, 1992, 2006, 2008, 2021, 2022 гг. И наконец, в третьем лавиносборе лавины сходили в 1969–1979, 1986, 1987, 1990, 1992, 1994, 2001, 2002, 2008, 2011, 2012, 2014, 2016, 2017, 2021 гг. Таким образом, в лавиносборе 3 лавины сходят чаще, чем в двух других, что вполне объяснимо, поскольку здесь лавинные очаги располагаются выше и крутизна склонов в них больше. Наименее активен лавиносбор 2. Снежные лавины в нём редко сходят до дна долины р. Горелый Коргон. Однако данный лавиносбор в рассматриваемый период демонстрирует тенденцию нарастания активности лавинных процессов, а лавиносборы 1 и 3 наоборот. Годы схода отмечаются часто в годы значительного выпадения зимних осадков за октябрь — апрель (по метеостанции Змеиногорск) (см. рис. 5). Так было в 1969, 1972, 1987,

1990, 2001, 2017, 2021 и 2022 гг. В эти годы за зимний сезон на метеостанции выпадало 450–580 мм осадков. Вместе с тем в годы выпадения максимального количества осадков (более 600 мм по метеостанции Змеиногорск) за зиму (2013 и 2020 гг.) нарушений прироста у деревьев в зоне аккумуляции и в нижней части зоны транзита лавиносборов выявлено не было. Вероятно, это обусловлено тем, что в те годы разгрузка лавинных очагов происходила неоднократно, поэтому лавины не достигли своего максимума.

Некоторые годы нарушений прироста у деревьев исследованных лавиносборов совпадают с годами активизации лавинных процессов в нижней части бассейна р. Коргон (1949, 1963, 1969 гг.), что было выявлено ранее (Кравцова, 1971) на основании результатов анализа двух спилов.

Дендрохронологический индекс лавинной активности, полученный по всем деревьям исследованных лавиносборов, свидетельствует о том, что максимальные лавины в бассейне р. Горелый Коргон сходили в 1585, 1602, 1604, 1618, 1619, 1629, 1630, 1636–1638, 1640, 1650, 1660, 1692, 1720, 1721, 1816, 1892, 1939, 1948, 1987, 1990, 1992, 2001, 2022 гг. (рис. 6). Таким образом, можно предположить, что в XVII и XX вв. максимальные лавины в исследуемом районе сходили чаще, чем в XVIII и XIX вв.

Однако здесь необходимо пояснить, что период XVI–XIX вв. обеспечен небольшим числом образцов (см. рис. 6). Очевидно, что критерием для выявления схода лавины на ранних этапах при небольшом числе исследованных деревьев не может быть значение индекса лавинной активности равное 0.85. Если данный индекс рассчитан по одному дереву, то его значение не может быть менее 1.0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дендрохронологические индикаторы схода снежных лавин не специфические, т.е. могут быть вызваны и другими факторами. Вместе с тем использование комплекса индикаторов позволяет существенно снизить вероятность ошибки датирования снежных лавин. В качестве такого показателя можно использовать дендрохронологический индекс лавинной активности, который представляет отношение числа случаев нарушения роста деревьев к числу исследованных деревьев.

Дендрохронологические исследования деревьев нижней части зоны транзита и зоны аккумуляции лавиносборов в бассейне р. Коргон (Северо-Западный Алтай) позволили календарно датировать максимальные снежные лавины на основе комплекса дендрохронологических индикаторов и установить, что их сход отмечается при значительном, но не максимальном количестве зимних осадков. Тенденции изменения лавинной активности в разных лавиносборах отличаются. Уменьшение вероятности схода максимальных лавин в некоторых лавиносборах, возможно, обусловлено увеличением количества зимних осадков, что приводит к неоднократной разгрузке лавинных очагов в течение зимы. В этой связи следует ожидать усиления лавинной активности в нижней части бассейна р. Коргон, что увеличивает риски для жизнедеятельности человека.

Верификация дат схода снежных лавин, установленных дендрохронологическим методом, в дальнейшем возможна как на основе изучения космических снимков, так и опроса местного населения, которое занимается в долине р. Коргон пчеловодством и коневодством.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-27-00268 “Реконструкция многолетней динамики нивально-гляциальных явлений в контрастных ландшафтных условиях Алтая по данным древесно-кольцевой индикации”, <https://rscf.ru/project/22-27-00268/>.

Acknowledgements. The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-27-00268 “Reconstruction of the long-term dynamics of nival-glacial phenomena in the contrasting landscape conditions of Altai according to tree-ring indication”, <https://rscf.ru/project/22-27-00268/>.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенькова В. Е., Швейнгрубер Ф. Х.* Анатомия древесины растений России. Берн: Хаупт, 2004. 465 с.
- Быков Н. И.* Лихенометрические исследования лавинных процессов на Алтае // Известия Алтайского гос. ун-та. 1999. № 3 (13). С. 29–32.
- Быков Н. И.* Дендрохронология снежных лавин и циркуляционных процессов атмосферы зимнего и переходного периодов на Алтае // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 56–60.
- Быков Н. И.* Растительность лавиносборов Алтая и возможности фитоиндикации лавинных процессов // География и природопользование Сибири. Вып. 15. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2013. С. 23–31.
- Быков Н. И.* Лавиносборы бассейна р. Коргон (левый приток р. Чарыш) // География и природопользование Сибири. Вып. 19. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2015. С. 25–45.
- Гляциологический словарь / Под ред. В. М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 526 с.
- Королева Т. В.* Оценка снежности и лавинной опасности Алтая в среднем масштабе. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук: МГУ им. М. В. Ломоносова, 1993. 23 с.
- Кравцова В. И.* Особенности режима лавинной деятельности на Алтае по данным дендрохронологических наблюдений // Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 103–123.
- Николаева С. А., Савчук Д. А.* Оценка методов дендроиндикации при датировании экзогенных гравитационных процессов прошлого в верховьях р. Актру (Горный Алтай) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2021. Т. 85. № 3. С. 392–404.
- Ревякин В. С., Кравцова В. И.* Снежный покров и лавины Алтая. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1976. 215 с.
- Ревякин В. С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
- Сурнаков И. В.* Некоторые результаты фитоиндикации нивально-гляциальных процессов на Алтае // Тезисы докладов Всес. конф. “Роль нивально-гляциальных образований в динамике горных экосистем”. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 1985. С. 35–36.
- Сурнаков И. В.* Некоторые сведения об элементах нивально-гляциального комплекса верховьев реки Большой Абакан // Тезисы докладов науч.-практич. конф. “Ледники и климат Сибири”. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1987. С. 178–179.
- Турманина В. И.* Дендрохронология лавин в верховьях Баксанской долины // Ритмы гляциальных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 128–134.

- Germain D., Héту B., Fillion L.* Tree-Ring Based Reconstruction of Past Snow Avalanche Events and Risk Assessment in Northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada) // *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art, Advances in Global Change Research*. 2010. V. 41. P. 51–73. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8736-2_5
- Germain D.* A statistical framework for tree-ring reconstruction of high-magnitude mass movements: case study of snow avalanches in Eastern Canada // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2016. V. 98. № 4. P. 303–311. <https://doi.org/10.1111/geoa.12138>
- Kaennel M., Schweingruber F. H.* Multilingu 1 Glossary of Dendrochronology. Bern, Stuttgart, Vienna: Haupt, 1995. 467 p.
- Köse N., Aydın A., Yurtseven H., Akkemik Ü.* Using tree-ring signals and numerical model to identify the snow avalanche tracks in Kastamonu, Turkey // *Natural Hazards*. 2010. № 54 (2). P. 435–449. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9477-x>
- Laute K., Beylich A. A.* Potential effects of climate change on future snow avalanche activity in western Norway deduced from meteorological data // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2018. V. 100. № 2. P. 163–184. <https://doi.org/10.1080/04353676.2018.1425622>
- Martin J. P., Germain D.* Can we discriminate snow avalanches from other disturbances using the spatial patterns of tree-ring response? Case studies from the Presidential Range, White Mountains, New Hampshire, United States // *Dendrochronologia*. 2016. V. 37. P. 17–32. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.12.004>
- Mundo I. A., Barrera M. D., Roig F. A.* Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina // *Dendrochronologia*. 2007. V. 25. № 1. P. 19–28. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2007.01.001>
- Perov V. F., Turmanina I., Akifeva K. V.* Indications of avalanches and mudflow by dendrochronology // *Russian Papers on Dendrochronology and Dendroclimatology 1962, 1968, 1970, 1972*. Research Laboratory for Archeology and History of Art. Oxford University, 1977. P. 49–51.
- Pop O. T., Munteanu A., Flaviu M., Gavrilă I. G., Timofte C., Holobacă I. H.* Tree-ring-based reconstruction of high-magnitude snow avalanches in Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania) // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2017. V. 100. № 7. P. 1–17. <https://doi.org/10.1080/04353676.2017.1405715>
- Schweingruber F. H.* Jahrringe und Umwelt — Dendroökologie. Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt fuer Wald, Schnee und Landschaft, 1993. 474 p.
- Speer J. H.* Fundamentals of Tree-Ring Research. Tucson: The University of Arizona Press, 2010. 509 p.
- Tumajer J., Tremel V.* Reconstruction ability of dendrochronology in dating avalanche events in the Giant Mountains, Czech Republic // *Dendrochronologia*. 2015. V. 34. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.02.002>
- Zubairov B., Lentschke J., Schröder H.* Dendroclimatology in Kazakhstan // *Dendrochronologia*. 2019. V. 56. Article 125602. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.05.006>

Citation: Bykov N. I., Rygalova N. V., Shigimaga A. A. Dendrochronological analysis of snow avalanches in the Northwestern Altai (Korgon river basin). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 081–095. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010066

Dendrochronological analysis of conifers in avalanche catchments of the Northwestern Altai (Korgon River basin)

N. I. Bykov^{a#}, N. V. Rygalova^a, A. A. Shigimaga^a

^aWater and Environmental Problems Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

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

Received August 22, 2023; revised September 28, 2023; accepted March 31, 2024

The purpose of the study was to date the powerful snow avalanches occurred in the avalanche catchment area in the river Korgon basin (Northwestern Altai) by the dendrochronological method. The paper presents the results of the analysis of a number of dendrochronological indicators of avalanches: the age of trees, the relation between widths of annual rings from opposite sides of the trunk, the presence of

reactive (compressional) wood and traumatic resin canals, the dates of death and formation of wounds in trees, the presence of clearing effects (a sharp increase in growth) in three avalanche catchments, as well as a complex dendrochronological index of the avalanche activity. The dates of releases of the powerful avalanches were established down to 1570. It has been found that against the background of increasing amount of winter precipitation in these catchments, there are different trends in occurrence of the avalanches, which is determined by their morphological properties. In the avalanche areas with steeper slopes, due to repeated unloading of the avalanche centers in winter, the probability of releasing of powerful avalanches decreases. For the same reason, the powerful avalanches do not release during the years of maximum snow accumulation. The trends in the avalanche activity in the region under consideration had been obtained for the first time. The dendrochronological index of the avalanche activity, which is the ratio of the number of the tree growth failures to the number of the examined trees, is a good indicator of a release of a powerful avalanche even at a value of 0.85, provided that the number of examined trees in the lower part of the transit zone and in the zone of accumulation is 25–35 units. The results of this study may be used to predict the territorial differentiation of changes in the avalanche activity due to climate change. In connection with the recreational development of the Altai territory, they may also be of practical importance.

Keywords: Northwestern Altai, Korgon, snow avalanches, woody plants, tree rings, dendrochronological index of avalanche activity

REFERENCES

- Benkova V. E., Schweingruber F. Kh. Anatomiya drevesiny rasteniy Rossii. Anatomy of wood plants in Russia. Bern: Haupt, 2004: 465 p. [In Russian].*
- Bykov N. I. Lichenometric studies of avalanche processes in Altai. Izvestiya Altayskogo gosudarstvennogo universiteta. News of ASU. 1999, 3 (13): 29–32 [In Russian].*
- Bykov N. I. Dendrochronology of snow avalanches and atmospheric circulation processes in the winter and transitional periods in Altai. Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoy sredy golotsena i pleystotsena Sibiri. Problems of reconstruction of the climate and natural environment of the Holocene and Pleistocene of Siberia. Novosibirsk: Publishing House of the Institute of Archeology and Ethnography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. 2000, 2: 56–60 [In Russian].*
- Bykov N. I. Vegetation of avalanche collections of Altai and the possibilities of phytoindication of avalanche processes. Geografiya i prirodopol'zovaniye Sibiri. Geography and Nature Management of Siberia. 2013, 15: 23–31 [In Russian].*
- Bykov N. I. Avalanche collections of the river basin. Korgon (left tributary of the Charysh River) // Geografiya i prirodopol'zovaniye Sibiri, Geography and Nature Management of Siberia. 2015, 19: 25–45 [In Russian].*
- Glyatsiologicheskii slovar'. Glaciological Dictionary. Ed. V. M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 526 p. [In Russian].*
- Koroleva T. V. Assessment of snowiness and avalanche danger of Altai on a medium scale. Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye stepeni kandidata geograficheskikh nauk. Abstract of a dissertation for the degree of Candidate of Geographical Sciences: Abstract. PhD-thesis. Moscow: Lomonosov Moscow State University, 1993: 23 p. [In Russian].*
- Kravtsova V. I. Features of the regime of avalanche activity in the Altai according to dendrochronological observations. Fitoindikatsionnyye metody v glyatsiologii. Phytoindication methods in glaciology. Moscow: Moscow State University Publishing House. 1971: 103–123 [In Russian].*
- Nikolaeva S. A., Savchuk D. A. Evaluation of dendroindication methods for dating exogenous gravitational processes of the past in the upper reaches of the river. Aktru (Gorny Altai). Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographic Series. 2021, 85 (3): 392–404 [In Russian].*
- Revyakin V. S., Kravtsova V. I. Snezhnyy pokrov i laviny Altaya. Snow cover and avalanches of Altai. Tomsk: Publishing House of Tomsk State University, 1976: 215 p. [In Russian].*
- Revyakin V. S. Prirodnyye l'dy Altaye–Sayanskoy gornoy oblasti. Natural ice of the Altai–Sayan mountain region. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 288 p. [In Russian].*
- Surnakov I. V. Some results of phytoindication of nival-glacial processes in Altai. Tezisy dokladov Vsesoyuznoy konferentsii "Rol' nival'no-glyatsial'nykh obrazovaniy v dinamike gornyykh ekosistem". Abstracts of the All-Union Conference "The role of nival-glacial formations in the dynamics of mountain ecosystems". Barnaul: Barnaul: Publishing House of Altaysk State University, 1985: 35–36 [In Russian].*
- Surnakov I. V. Some information about the elements of the nival-glacial complex of the upper reaches of the Bolshoy Abakan River. Tezisy dokladov nauchno-prakticheskoy*

- konferentsii "Ledniki i klimat Sibiri". Abstracts of the reports of the scientific-practical conference "Glaciers and climate of Siberia". Tomsk: Publishing House of Tomsk State University, 1987: 178–179 [In Russian].*
- Turmanina V. I.* Dendrochronology of avalanches in the upper reaches of the Baksan valley. *Ritmy glyatsial'nykh protsessov. Rhythms of glacial processes.* Moscow: Publishing House of Moscow State University, 1979: 128–134 [In Russian].
- Germain D., Héty B., Filion L.* Tree-Ring Based Reconstruction of Past Snow Avalanche Events and Risk Assessment in Northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada). *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art, Advances in Global Change Research.* 2010, 41: 51–73. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8736-2_5
- Germain D.* A statistical framework for tree-ring reconstruction of high-magnitude mass movements: case study of snow avalanches in Eastern Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography.* 2016, 98 (4): 303–311. <https://doi.org/10.1111/geoa.12138>
- Kaennel M., Schweingruber F. H.* Multilingual Glossary of Dendrochronology. Bern, Stuttgart, Vienna: Haupt, 1995: 467 p.
- Köse N., Aydın A., Yurtseven H., Akkemik Ü.* Using tree-ring signals and numerical model to identify the snow avalanche tracks in Kastamonu, Turkey. *Natural Hazards.* 2010, 54 (2): 435–449. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9477-x>
- Laute K., Beylich A. A.* Potential effects of climate change on future snow avalanche activity in western Norway deduced from meteorological data. *Geografiska Annaler: Ser. A. Physical Geography.* 2018, 100 (2): 163–184. <https://doi.org/10.1080/04353676.2018.1425622>
- Martin J. P., Germain D.* Can we discriminate snow avalanches from other disturbances using the spatial patterns of tree-ring response? Case studies from the Presidential Range, White Mountains, New Hampshire, United States. *Dendrochronologia.* 2016, 37: 17–32. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.12.004>
- Mundo I. A., Barrera M. D., Roig F. A.* Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia.* 2007, 25 (1): 19–28. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2007.01.001>
- Perov V. F., Turmanina I., Akifeva K. V.* Indications of avalanches and mudflow by dendrochronology. *Russian Papers on Dendrochronology and Dendroclimatology* 1962, 1968, 1970, 1972. Research Laboratory for Archeology and history of Art. Oxford University, 1977: 49–51.
- Pop O. T., Munteanu A., Flaviu M., Gavrilă I. G., Timofte C., Holobacă I. H.* Tree-ring-based reconstruction of high-magnitude snow avalanches in Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography.* 2017, 100 (7): 1–17. <https://doi.org/10.1080/04353676.2017.1405715>
- Schweingruber F. H.* Jahrringe und Umwelt — Dendroökologie. Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt fuer Wald, Schnee und Landschaft, 1993: 474 p.
- Speer J. H.* Fundamentals of Tree-Ring Research. Tucson: The University of Arizona Press, 2010: 509 p.
- Tumajer J., Treml V.* Reconstruction ability of dendrochronology in dating avalanche events in the Giant Mountains, Czech Republic. *Dendrochronologia.* 2015, 34: 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.02.002>
- Zubairov B., Lentschke J., Schröder H.* Dendroclimatology in Kazakhstan. *Dendrochronologia.* 2019, 56: 125602. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.05.006>

СВЯЗЬ МЕЖДУ СОКРАЩЕНИЕМ МОРСКИХ ЛЬДОВ И РОСТОМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В АРКТИКЕ

© 2024 г. Г. В. Алексеев^{1,*}, Н. Е. Харланенкова¹

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

* e-mail: alexgv@aari.ru

Поступила в редакцию 06.06.2023 г.

После доработки 28.10.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Обнаружена связь между ростом межмесячного летнего сокращения и осенне-зимнего восстановления ледяного покрова и межмесячными изменениями приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике по данным наблюдений за 1989–2020 гг. На этом основании определено, что положительный тренд средней температуры воздуха над акваторией Северного Ледовитого океана и над морями Северного морского пути в мае — июле уменьшился, а в ноябре и январе увеличился.

Ключевые слова: арктическое усиление, морская Арктика, температура воздуха, морской лёд

DOI: 10.31857/S2076673424010077

ВВЕДЕНИЕ

Арктическое усиление (далее — АУ) потепления — превышение роста приповерхностной температуры воздуха в Арктике над ростом температуры в неарктических широтах — фундаментальная особенность климата в периоды потепления. АУ подтверждается палеоклиматическими данными (Miller et al., 2010), современными наблюдениями (Serreze, Francis, 2006; Векругаев et al., 2010; Мохов, 2015) и модельными прогнозами будущего климата (IPCC, 2013), хотя модели в среднем показывают более слабое АУ по сравнению с наблюдениями.

Несмотря на широкий спектр проявлений АУ, всё ещё отсутствует консенсус относительно того, какие физические механизмы наиболее важны в его возникновении (Serreze, Barry, 2011; Henderson et al., 2021; Previdi et al., 2021; Latonin et al., 2022). Первой была названа обратная связь альbedo морского ледяного покрова, в результате которой начальное потепление уменьшает площадь морского льда и снежного покрова, что увеличивает поглощение солнечной радиации и ещё больше ускоряет потепление и уменьшение альbedo. Было подтверждено анализом наблюдений (Векругаев et al., 2010; Screen, Simmonds, 2010; Zhang et al., 2018; Hwang et al., 2018; Cai et al., 2021) и с помощью моделей (Budyko, 1969; Sellers, 1969; Holland, Bitz, 2003; Winton, 2006; Байдин, Мелешко, 2014), что эти обратные связи вызывают АУ. Обратные связи с альbedo активны только при наличии солнечного света, что

бывает в Арктике в конце весны и летом. Однако летом АУ отсутствует и наиболее выражено осенью и зимой (Previdi et al., 2021), когда тепло, затраченное на таяние снега и льда и поглощённое океаном в конце весны и летом, отдаётся из океана в атмосферу при охлаждении воды и нарастании льда. Ожидается, что в условиях потепления климата амплитуда этого сезонного цикла увеличится, что означает большее поглощение тепла океаном весной и летом и большую потерю тепла океаном осенью и зимой (Carton et al., 2015). Считается, что усиленный приток тепла из океана в атмосферу осенью и зимой имеет первостепенное значение для АУ (Screen, Simmonds, 2010; Dai, 2021). Однако АУ присутствует в климатических моделях при отключении обратной связи с альbedo (Алексеев и др., 1990; Alexeev et al., 2005; Graverson, Wang, 2009). Это указывает на то, что и другие процессы также могут приводить к АУ при отсутствии каких-либо изменений альbedo.

В статье представлены результаты количественной оценки связи летнего сокращения ледовитости и осенне-зимнего восстановления ледяного покрова с ростом приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике по данным наблюдений за морским льдом и температурой воздуха.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования использована среднемесячная приповерхностная температура воздуха

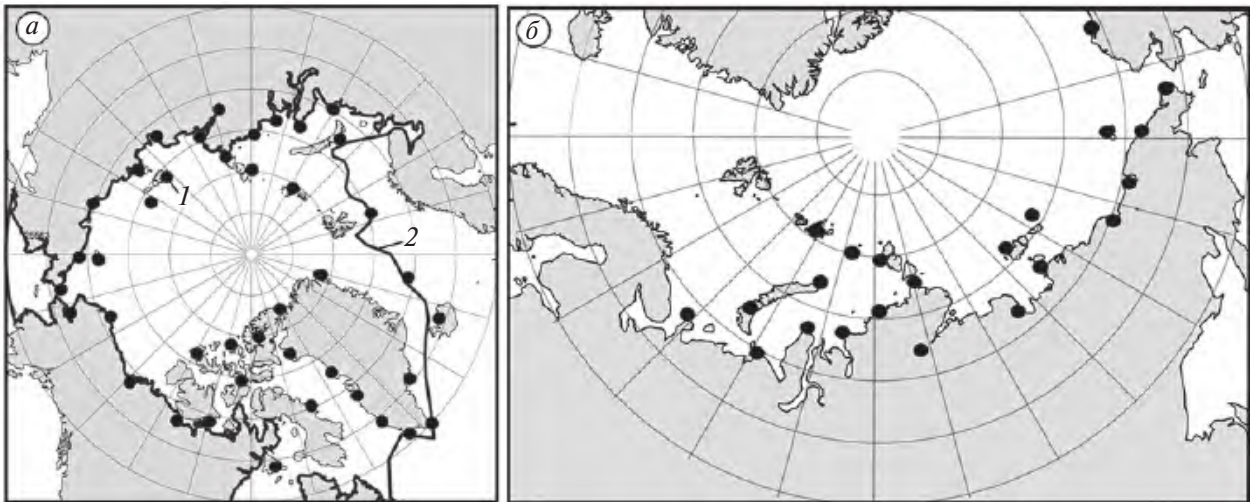


Рис. 1. Метеорологические станции на островах и побережье Северного Ледовитого океана и арктических морей Северного морского пути: в Северном Ледовитом океане (а); в арктических морях Северного морского пути (б). Точки — станции, синяя линия — граница наибольшего зимнего распространения морского льда в Арктике.

Fig. 1. Meteorological stations on the islands and coast of the Arctic Ocean and the Arctic seas of the Northern Sea Route: in the Arctic Ocean (a); in the Arctic seas of the Northern Sea Route (b). The dots are stations; blue line — the boundary of the largest winter extent of sea ice in the Arctic.

(далее — ПТВ) по данным наблюдений на 41 станции в морской Арктике (рис. 1) и данные о среднемесечной площади, покрытой морским льдом (ледовитость) в Северном Ледовитом океане (далее — СЛО) и арктических морях, по которым проходит Северный морской путь.

Данные о ледовитости подготовлены в ААНИИ и размещены на сайте <http://www.aari.ru/datasets>. Рассматривались ежегодные (g) междумесячные (m) изменения (d) ледовитости S_{gm} : $dS_{gm} = S_{gm} - S_{g(m-1)}$ и температуры T_{gm} : $dT_{gm} = T_{gm} - T_{g(m-1)}$, где $m = 1, \dots, 12$ месяцы; $g = 1989-2020$ гг. При $m = 1$ вместо $g(m-1)$ принимается $(g-1)12$.

Многолетние ряды S_{gm} , T_{gm} , dS_{gm} , dT_{gm} — объекты дальнейшего статистического анализа. Рассчитывались коэффициенты линейного тренда (a_S , a_T , a_{dS} , a_{dT}) рядов S_g , T_g , dS_g , dT_g ; коэффициенты корреляции $r(dT \cdot dS)$ между рядами dS_g и dT_g ; коэффициенты регрессии $rg(dT/dS) = r(dT \cdot dS) \cdot (\sigma_{dT}/\sigma_{dS})$, где σ — среднее квадратичное отклонение соответствующего ряда. Расчёты выполнялись для каждого месяца за 1989–2020 гг.

Полученные значения статистических характеристик служили основой для оценки чувствительности междумесячных изменений температуры воздуха к междумесячным изменениям ледовитости. Чувствительность (a) определяется двумя способами — как коэффициент регрессии $a_{rg} = rg(dT/dS)$ и как отношение коэффициентов тренда $a_{tr} = a_{dT}/a_{dS}$. Соответственно, оценка вклада (W) тренда междумесячных разностей

ледовитости (a_{dS}) в тренд межгодовых изменений температуры (a_T) рассчитывалась по формулам

$$W_{rg} = a_{rg} \cdot a_{dS}; \quad (1)$$

$$W_{tr} = a_{tr} \cdot a_{dS}. \quad (2)$$

В формуле (2) использование коэффициента a_{dS} как множителя и как частного в определении коэффициента чувствительности a_{tr} необходимо для обеспечения размерности W_{tr} [$^{\circ}\text{C}/\text{год}$]. Оценка вклада W по отношению к “невозмущённому” изменению (тренду) температуры определяется как

$$W'(\%) = \left(\frac{W}{a_{Tn}} \right) \cdot 100, \quad (3)$$

где $a_{Tn} = (a_T - W)$ — “невозмущённый” тренд, $W = W_{rg}$ или W_{tr} .

На основе рядов междумесячных разностей dT_{mg} и dS_{mg} , $m = 1, \dots, 12$ месяцы; $g = 1989-2020$ гг., для каждого месяца выполнялись расчёты оценки вклада по формуле (1), если коэффициент корреляции $r(dT \cdot dS)_m$ положителен, и по формуле (2), если коэффициенты тренда a_{dT} и a_{dS} имеют одинаковый знак. Оба условия предполагают наличие в рядах dT_{mg} и dS_{mg} связи изменений ледовитости и изменений температуры. Расчёты выполнялись по данным за 1989–2020 гг., когда потепление в Арктике становится заметным. Результаты расчётов занесены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Характеристики изменений среднемесячных значений температуры воздуха и ледовитости в Северном Ледовитом океане и оценки вклада сокращения ледовитости в потепление в 1989–2020 гг.

Месяц	$M(T)$	a_T	a_S	a_{dT}	a_{dS}	$M(dT)$	$M(dS)$	$r(dT \cdot dS)$	$W'_{tr, \%}$
1	-22.54	0.1596	-26.5	0.0200	11.2	-2.76	415.5	-0.23	14
2	-22.94	0.1343	-23.2	-0.0253	3.3	-0.41	113.4	-0.19	—
3	-20.92	0.0984	-16.8	-0.0359	6.4	2.03	73.2	-0.31	—
4	-14.25	0.0900	-13.2	0.0006	3.5	6.67	-19.9	0.001	—
5	-5.05	0.0597	-20.2	-0.0393	-6.9	9.20	-299.8	0.03	-40
6	2.76	0.0524	-43.6	-0.0074	-23.5	7.80	-884.0	0.01	-12
7	6.32	0.0399	-75.5	-0.0124	-31.9	3.56	-2093.6	0.11	-24
8	5.36	0.0556	-89.9	0.0156	-14.4	-0.96	-2142.0	-0.20	—
9	0.90	0.0722	-100.1	0.0166	-10.2	-4.47	-810.8	-0.21	—
10	-6.88	0.1563	-106.6	0.0842	-6.5	-7.77	1828.7	-0.21	—
11	-14.69	0.1628	-57.2	0.0065	49.4	-7.81	2371.5	-0.33	4
12	-19.68	0.1517	-35.6	-0.0111	21.5	-4.99	1403.6	-0.33	—

$M(T)$ — средняя температура; a_T — коэффициент тренда температуры; a_S — коэффициент тренда ледовитости; a_{dT} — коэффициент тренда межмесячных разностей температуры; a_{dS} — коэффициент тренда межмесячных разностей ледовитости; $M(dT)$ — среднее значение межмесячных разностей температуры; $M(dS)$ — среднее значение межмесячных разностей ледовитости; $r(dT \cdot dS)$ — коэффициент корреляции межмесячных разностей температуры и ледовитости; $W'_{tr, \%}$ — относительная оценка вклада сокращения ледовитости в “невозмущённый” тренд температуры по формуле (3). Жирным шрифтом выделены значения, значимые на 95% уровне.

Таблица 2. Характеристики изменений среднемесячных значений температуры воздуха и ледовитости в арктических морях Северного морского пути и оценки вклада сокращения ледовитости в потепление над морями в 1989–2020 гг.

Месяц	$M(T)$	a_T	a_S	a_{dT}	a_{dS}	$M(dT)$	$M(dS)$	$r(dT \cdot dS)$	$W'_{rg, \%}$	$W'_{tr, \%}$
1	-23.74**	0.2144**	-1.63**	0.0199**	5.32**	-2.70**	57.2**	-0.04**	—	10
2	-23.93	0.1568	-0.88	-0.0257	0.52	-0.21	3.4	-0.21	—	—
3	-21.22	0.1095	-0.32	-0.0460	0.56	2.73	6.1	-0.40	—	—
4	-14.99	0.1435	0.002	0.0342	0.33	6.22	-0.8	-0.41	—	—
5	-5.73	0.0590	-2.26	-0.0842	-2.27	9.25	-37.5	0.55	-52	-59
6	1.90*	0.0704*	-16.47*	-0.0240*	-13.31*	7.66*	-262.6*	0.22*	-24*	-25
7	5.18	0.0395	-35.48	-0.0201	-22.22	3.36	-761.4	0.21	-34	-34
8	4.74	0.0615	-40.64	0.0220	-5.15	-0.43	-996.3	-0.50	—	—
9	1.51	0.0983	-39.79	0.0372**	-2.10**	-3.27**	-343.5**	-0.07	—	—
10	-6.30	0.2204	-57.77	0.1221	-17.97	-7.81	874.6	-0.44	—	—
11	-15.08	0.2486	-21.91	0.0282	35.85	-8.77	1061.5	-0.27	—	13
12	-20.82	0.2057	-7.76	-0.0436	14.15	-5.72	355.7	-0.48	—	—

$M(T)$ — средняя температура; a_T — коэффициент тренда температуры; a_S — коэффициент тренда ледовитости; a_{dT} — коэффициент тренда межмесячных разностей температуры; a_{dS} — коэффициент тренда межмесячных разностей ледовитости; $M(dT)$ — среднее значение межмесячных разностей температуры; $M(dS)$ — среднее значение межмесячных разностей ледовитости; $r(dT \cdot dS)$ — коэффициент корреляции межмесячных разностей температуры и ледовитости; $W'_{rg, \%}$ — относительная оценка вклада сокращения ледовитости в “невозмущённый” тренд температуры по формуле (2); $W'_{tr, \%}$ — относительная оценка вклада сокращения ледовитости в “невозмущённый” тренд температуры по формуле (3).

*расчёт за 1993–2020 гг.; **расчёт за 1989–2018 гг. Исключались пары (dS, dT) , в которых большому приращению T соответствовало большое сокращение S , что означает влияние аномального притока тепла или случаи, когда при большом сокращении S отсутствует изменение T , означающее влияние динамического фактора (вынос льда). Жирным шрифтом выделены значимые на 95% уровне значения.

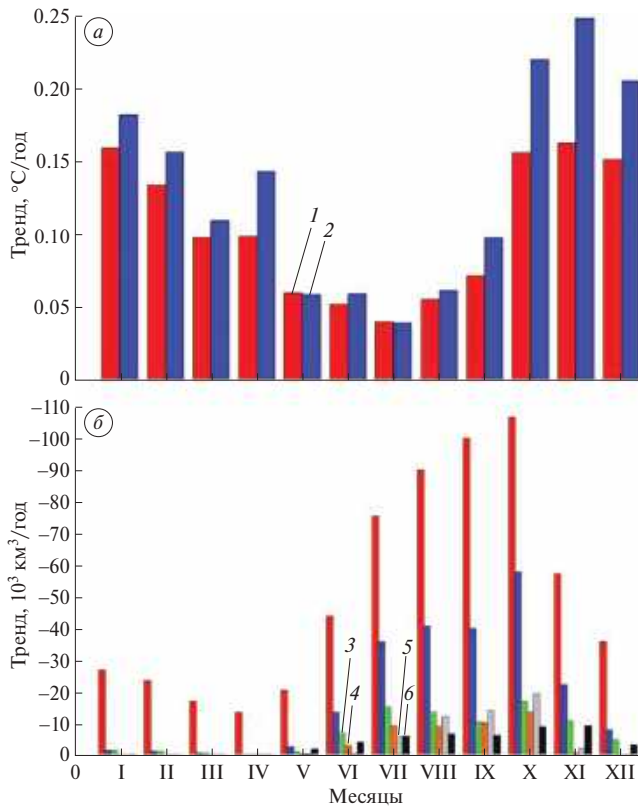


Рис. 2. Коэффициенты тренда среднемесячной температуры воздуха (а) и ледовитости (б) в Арктике: 1 — Северный Ледовитый океан; 2 — моря Северного морского пути (3 — Карское, 4 — Лаптевых, 5 — Восточно-Сибирское, 6 — Чукотское).

Fig. 2. Trend coefficients in average monthly air temperature (а) and ice coverage (б) in the maritime Arctic: 1 — Arctic Ocean; 2 — seas of the Northern Sea Route (3 — Kara, 4 — Laptev, 5 — East Siberian, 6 — Chukchi).

Чтобы проверить репрезентативность температуры воздуха на береговых станциях, для акватории моря были использованы сеточные данные о температуре воздуха на акватории по данным реанализа ERA5 за тот же период. По этим данным выполнены сравнение средней температуры над морем со средней температурой по береговым станциям и расчёты оценок, подобных рассчитанным по береговым станциям. Результаты сравнения представлены в разделе “Обсуждение и выводы”.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Средние значения разностей ледовитости от месяца к месяцу $M(dS)$ (см. табл. 1 и 2) отрицательны с апреля по сентябрь в результате сезонного сокращения ледовитости и положительны с октября по март при восстановлении ледяного покрова. Положительные средние значения

междумесечных разностей температуры воздуха $M(dT)$ в марте — июле соответствуют сезонному повышению температуры воздуха, а отрицательные с августа по февраль — сезонному понижению.

На рис. 2 показаны диаграммы с коэффициентами тренда межгодовых изменений температуры воздуха и ледовитости в рассматриваемых районах Арктики за 1989–2020 гг., а в табл. 1 и 2 занесены численные значения коэффициентов тренда межгодовых и междумесечных изменений температуры и ледовитости за эти годы. Коэффициенты тренда межгодовых изменений ледовитости во все месяцы отрицательны, кроме отдельных незначимых близких к нулю трендов в арктических морях с февраля по апрель. Минимальные по абсолютной величине коэффициенты тренда приходятся на апрель, а максимальные — на октябрь. Коэффициенты тренда многолетних изменений температуры воздуха положительны во все месяцы, максимальны в холодную часть года с октября по апрель (максимум в ноябре) и минимальны с мая по август (минимум в июле).

Коэффициенты тренда многолетних рядов междумесечных изменений ледовитости положительны с ноября по апрель, т.е. в период сезонного роста ледовитости (максимум в ноябре). Коэффициенты тренда многолетних рядов междумесечных изменений температуры над рассматриваемыми районами морской Арктики отрицательны в мае — июле, положительны в августе – ноябре, январе, апреле и отрицательны в феврале, марте и декабре. Замедление междумесечного роста температуры с мая по июль (отрицательные значения коэффициентов тренда междумесечных изменений температуры) совпадает по знаку с отрицательными значениями коэффициентов междумесечного сокращения ледовитости, что может свидетельствовать об охлаждающем влиянии растущего расхода тепла на таяние снега и льда и на прогрев верхнего освобождающегося ото льда слоя воды. Положительная корреляция междумесечных изменений ледовитости и температуры воздуха в мае — июле (рис. 3; см. табл. 1–2) также подтверждает связь между растущими отрицательными междумесечными разностями ледовитости и убывающими разностями температуры воздуха в эти месяцы. Коэффициенты малы, но имеют одинаковые знаки с мая по июль в обеих рассматриваемых акваториях. Вероятность случайного совпадения между знаками коэффициентов тренда и между знаками коэффициентов корреляции во всех трёх месяцах и в обеих акваториях составляет 0.0156.

Положительные коэффициенты тренда междумесечных разностей температуры и отрицательные коэффициенты тренда междумесечных разностей ледовитости в августе — октябре могут означать, что при продолжении таяния льда в основном за счёт накопленного тепла в верхнем слое моря

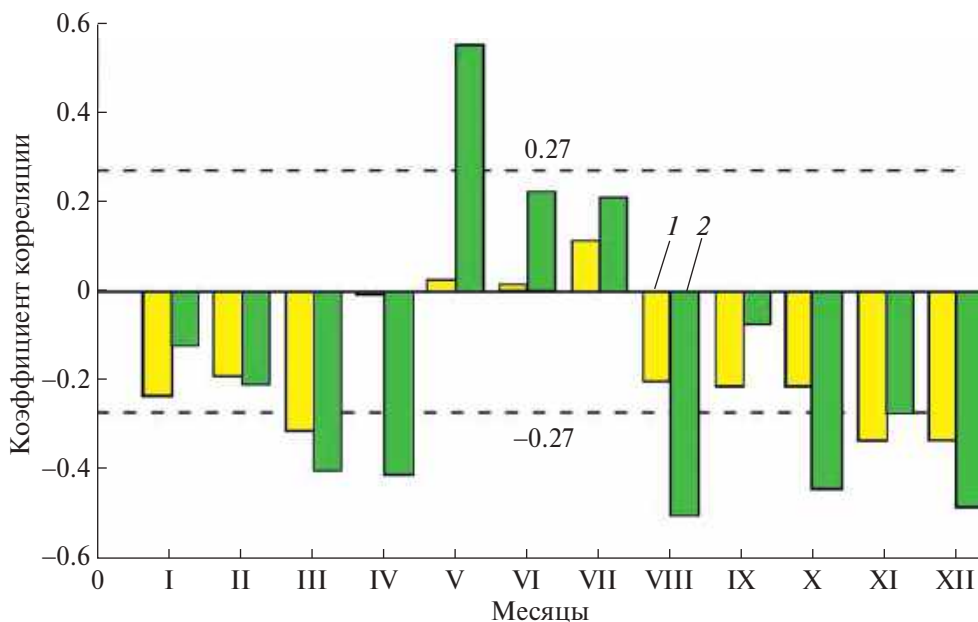


Рис. 3. Коэффициенты корреляции между разностями от месяца к месяцу ледовитости и температуры воздуха в Северном Ледовитом океане и морях Северного морского пути: 1 — Северный Ледовитый океан; 2 — моря Северного морского пути.
Fig. 3. Correlation coefficients between differences from month to month of ice coverage and air temperature in the Arctic Ocean and the seas of the Northern Sea Route: 1 — Arctic Ocean; 2 — seas of the Northern Sea Route.

происходит и приток тепла в атмосферу из моря вместе с ростом притока извне; разделить их влияние на тренд температуры по формулам (1)–(3) не представляется возможным.

Оценки возможного влияния сокращения ледовитости на тренд температуры в период таяния снега и льда с мая по июль по формулам (1)–(3) показали, что тренд потепления в эти месяцы может уменьшиться в среднем на 25% над акваторией Северного Ледовитого океана (далее — СЛО) и на 38% над морями Северного морского пути (далее — СМП). Оценки усиления тренда температуры в осенне-зимние месяцы затруднены из-за влияния внешнего притока тепла. Лишь в ноябре и январе обнаруживается замедление понижения температуры воздуха от октября к ноябрю и от декабря к январю (положительные коэффициенты тренда межмесячных изменений температуры) при положительном тренде приращений ледовитости. Оценки возможного вклада увеличивающегося восстановления ледяного покрова в эти месяцы в тренд температуры воздуха таковы: над СЛО 4–14%, а над морями СМП 13–10%.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Получены оценки связи летнего сокращения и осенне-зимнего восстановления ледяного покрова с ростом приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике по данным наблюдений за морским льдом и температурой воздуха. Используются среднемесячная приповерхностная

температура воздуха на береговых и островных метеостанциях в морской Арктике и данные о среднемесячной площади, покрытой морским льдом (ледовитости), в СЛО и арктических морях, по которым проходит Северный морской путь, за 1989–2020 гг.

Температура воздуха на прибрежных и островных станциях используется при прогнозировании ледовых условий в арктических морях (Визе, 1944; Гудкович и др., 1972). Сравнение средней температуры воздуха на станциях, расположенных на побережье и островах, с температурой, рассчитанной по данным реанализа ERA5 над акваторией моря, показало (рис. 4, а), что изменения средней температуры близки во все месяцы — более всего в холодную часть года (с октября по апрель) и несколько меньше — с июня по сентябрь. Коэффициенты корреляции между рядами разностей температур по ERA5 и по станциям с декабря по май для Карского, Лаптевых, Чукотского морей превышают 0.92, в июне составляют 0.84–0.92, в июле 0.58–0.83, в августе — октябре 0.72–0.89, в ноябре 0.88–0.95. В Восточно-Сибирском море расхождение между оценками по ERA5 и по станциям больше из-за малого числа станций при значительном протяжении побережья. Коэффициенты корреляции здесь 0.87–0.95 с декабря по май и 0.53 в июле.

Оценки трендов приращений, определённых по данным ERA5 и по станциям (см. рис. 4, б), для четырёх арктических морей близки по величине и совпадают по знаку в 40 случаях из 48. В мае

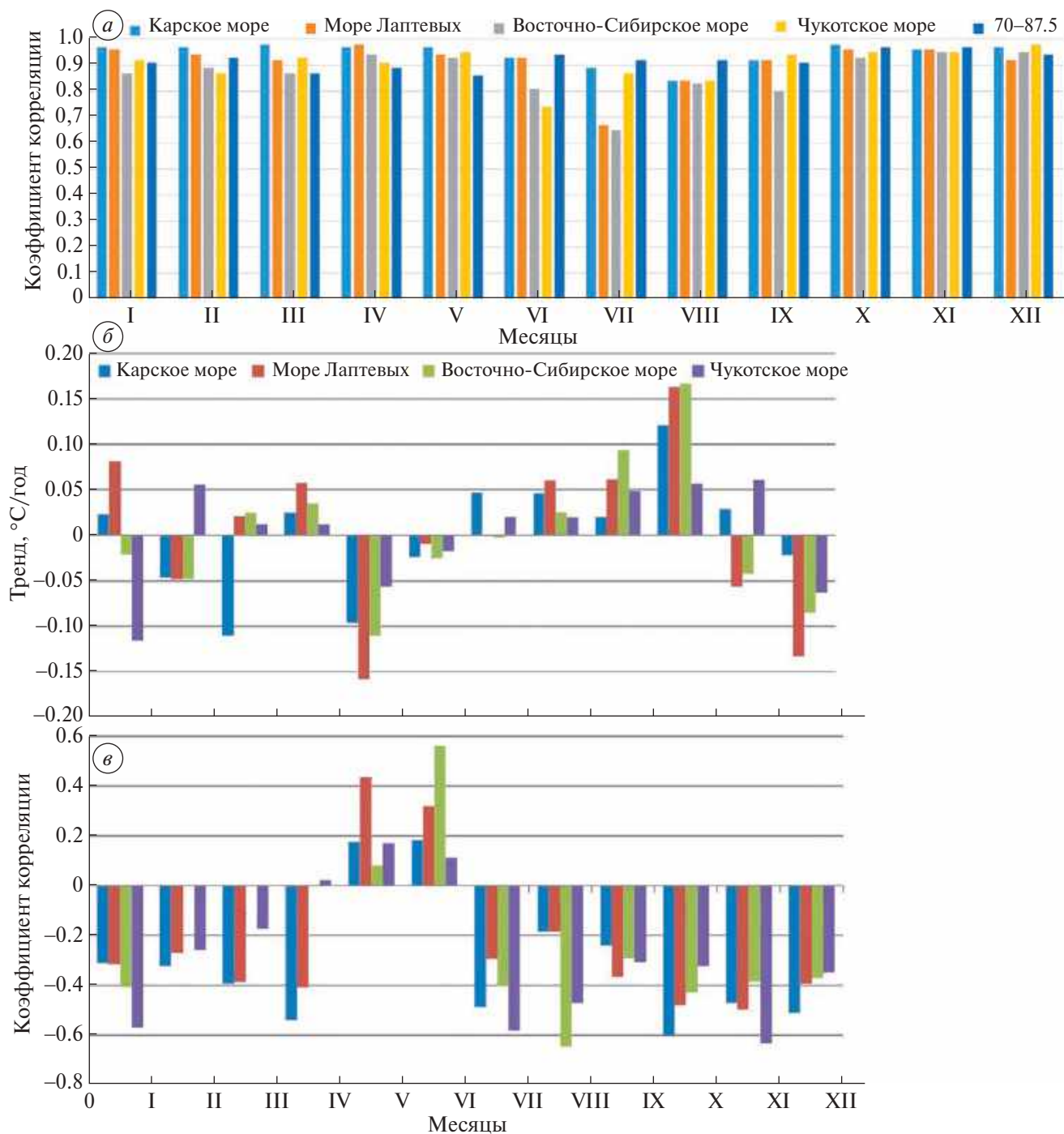


Рис. 4. Характеристики изменчивости температуры воздуха над акваторией морей Северного морского пути по реанализу ERA5 и корреляции между приращениями температуры и ледовитости для сравнения с расчётами, использующими температуру на метеостанциях: *а* – коэффициенты корреляции между средними температурами; *б* – коэффициенты тренда межмесячных приращений температуры по ERA5; *в* – коэффициенты корреляции между приращениями температуры по ERA5 и ледовитости.

Fig. 4. Characteristics of air temperature variability over the water areas of the seas of the NSR according to the ERA5 reanalysis and the correlation between increments of temperature and ice coverage for comparison with calculations using temperature at meteorological stations: *a* – correlation coefficients between average temperatures; *б* – coefficients of intermonthly temperature increments according to ERA5; *в* – correlation coefficients between temperature increments according to ERA5 and ice cover.

Таблица 3. Относительные оценки вклада (%) сокращения ледовитости (W') в “невозмущённый” тренд температуры воздуха в разные месяцы, оценённый по формулам (1) и (2) с использованием данных о температуре из реанализа ERA5 и по береговым метеостанциям

Акватория	$W'rg_{05}$	$W'rg_{06}$	$W'tr_{05}$	$W'tr_{06}$	$W'tr_{07}$	$W'tr_{11}$	$W'tr_{01}$
Карское море (ERA5)	–31	–36	–66	–49	N	12	9
Море Лаптевых (ERA5)	–38	–41	–80	–23	–3	N	N
Восточно-Сибирское море (ERA5)	N	–54	–76	–7	–30	N	N
Чукотское море (ERA5)	–45	–16	–55	N	N	N	N
Карское море (станции)	–29	–3	–59	–15	–20	2	5
Море Лаптевых (станции)	–25	–2	–69	N	–86	3	N
Восточно-Сибирское море (станции)	N	–16	–66	N	–44	23	N
Чукотское море (станции)	–50	–47	–53	–44	N	N	N
Среднее по морям: ERA5/ станции	–38/–35	–37/–17	–69/–62	–26/–30	–16/–50	–12/–9	–9/–5

N – оценка отсутствует.

совпадение стопроцентное, при этом отрицательные тренды приращений температуры соответствуют отрицательным трендам межмесячного сокращения ледовитости. В июне, по данным ERA5, в рассматриваемых морях (кроме Чукотского) тренды приращений температуры отрицательны и соответствуют таковым для приращений ледовитости. В июле знаки трендов приращений ледовитости и температуры по данным станций совпадают в трёх морях, а по поданным ERA5 отрицательные тренды соответствуют таковым для ледовитости в двух морях.

Положительная корреляция межмесячных изменений ледовитости и температуры воздуха по данным станций в мае — июле подтверждает связь между растущими отрицательными межмесячными разностями ледовитости и убывающими положительными разностями температуры воздуха в эти месяцы. В остальные месяцы корреляция отрицательна из-за влияния притока тепла извне, маскирующего влияние притока из моря. По данным о температуре воздуха над морями по ERA5, корреляция между приращением положительна во всех рассмотренных морях в мае и июне (см. рис. 4, в), а в остальные месяцы отрицательна.

Анализ с использованием температуры воздуха по данным реанализа ERA5 и по береговым станциям (табл. 3) указал на возможное отрицательное влияние сокращения ледовитости в период таяния в мае — июле и положительное влияние осенне-зимнего восстановления ледяного покрова на тренд температуры воздуха. В мае

оценки возможного влияния по обоим наборам данных о температуре воздуха близки между собой (от –38 до –35% по формуле (1) и от –69 до –62% по формуле (2)). Июньские оценки: от –37 до –17% по формуле (1) и от –26 до –30% по формуле (2). В остальные месяцы расчёты были возможны только по формуле (2). В июле оценки составили от –16 до –56%, в ноябре 12–9%, в январе 9–5%.

Несмотря на отличия полученных оценок возможного влияния сокращения ледовитости на тренд температуры воздуха в Арктике по разным наборам данных о температуре воздуха, все оценки подтверждают возможное отрицательное влияние на тренд температуры сокращения ледовитости в период весенне-летнего таяния в мае — июле. В период восстановления ледяного покрова в ноябре — марте влияние ледообразования и охлаждения воды на тренд температуры обнаружить с помощью использования формул (1)–(3) удалось лишь в ноябре и январе из-за увеличения притока тепла с атмосферной циркуляцией в осенне-зимний сезон, маскирующего влияние притока из моря.

Благодарности. Статья подготовлена при поддержке проекта РНФ 23-47-10003. Авторы благодарят Н. И. Глок за помощь в подготовке рукописи к представлению в журнал “Лёд и Снег”.

Acknowledgments. The article was prepared with the support of the Russian Science Foundation project 23-47-10003. The authors thank N. I. Glock for help in preparing the manuscript for submission to the Ice and Snow magazine.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Г. В., Подгорный И. А., Священников П. Н.* Адвективно-радиационные колебания климата // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 824–827.
- Байдин А. В., Мелешко В. П.* Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–8.
- Визе В. Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 273 с.
- Гудкович З. М., Кириллов А. А., Ковалёв Е. Г.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометиздат, 1972. 348 с.
- Мохов И. И.* Современные изменения климата в Арктике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
- Alexeev V. A., Langen P. L., Bates J. R.* Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks // Climate Dynamics. 2005. V. 24. P. 655–666. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0018-3>
- Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A.* Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // Journ. of Climate. 2010. V. 23. № 14. P. 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>
- Budyko M. I.* The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth // Tellus. 1969. V. 212. P. 611–619.
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L.* Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades // Environ. Research Letters. 2021. V. 16. № 3. 34015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Carton J. A., Ding Y., Arrigo K. R.* The seasonal cycle of the Arctic Ocean under climate change // Geophys. Research Letters. 2015. V. 42. № 18. P. 7681–7686. <https://doi.org/10.1002/2015GL064514>
- Dai H.* Roles of surface albedo, surface temperature and carbon dioxide in the seasonal variation of Arctic amplification // Geophys. Research Letters. 2021. V. 48. № 4. e2020GL090301. <https://doi.org/10.1029/2020GL090301>
- Graversen R. G., Wang M.* Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo // Climate Dynamics. 2009. V. 33. P. 629–643.
- Henderson G. R., Barrett B. S., Wachowicz L. J., Mattingly K. S., Preece J. R., Mote T. L.* Local and Remote Atmospheric Circulation Drivers of Arctic Change: A Review // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.709896>
- Holland M. M., Bitz C. M.* Polar amplification of climate change in coupled models // Climate Dynamics. 2003. V. 21. P. 221–232. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>
- Hwang J., Choi. Y-S., Kim W., Su H., Jiang J.* Observational estimation of radiative feedback to surface air temperature over Northern High Latitudes // Climate Dynamics. 2018. V. 50. P. 615–628. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3629-6>
- IPCC: 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: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
- Latonin M. M., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P.* Bjerknnes compensation mechanism as a possible trigger of the low-frequency variability of Arctic amplification // Russian Journ. of Earth Sciences. 2022. V. 22. № 6. ES6001. <https://doi.org/10.2205/2022ES000820>
- Miller G. H., Alley R. B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J. J., Polyak L., Serreze M. C., White J. W.C.* Arctic amplification: Can the past constrain the future? // Quaternary Science Review. 2010. V. 29. № 15–16. P. 1779–1790. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.008>
- Previdi M., Smith K. L., Polvani L. M.* Arctic amplification of climate change: a review of underlying mechanisms // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. № 9. 93003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- Screen J. A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // Nature. 2010. V. 464. № 7293. P. 1334–1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
- Sellers W. D.* A global climatic model based on energy balance of the Earth-atmosphere system // Journ. of Applied Meteorology. 1969. V. 8. P. 392–400. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2)
- Serreze M. C., Barry R. G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Global Planetary Change. 2011. V. 77. P. 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Serreze M. C., Francis J. A.* The arctic amplification debate // Climate Change. 2006. V. 76. P. 241–264. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-9017-y>
- Winton M.* Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? // Geophys. Research. Letters. 2006. V. 33. № 3. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL025244>
- Zhang R., Wang H., Fu Q., Pendergrass A. G., Wang M., Yang Y., Ma P-L., Rasch P. J.* Local Radiative Feedbacks Over the Arctic Based on Observed Short-Term Climate Variations // Geophys. Research Letters. 2018. V. 45. № 11. P. 5761–5770. <https://doi.org/10.1029/2018GL077852>

REFERENCES

Citation: Alekseev G. V., Kharlanenkova N. E. Link between shrinking sea ice and rising air temperatures in the marine Arctic. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 096–105 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010077

On a relation between shrinking of sea ice coverage and climate warming in the marine Arctic

G. V. Alekseev^{a,#}, N. E. Kharlanenkova^a

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

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

Received June 6, 2023; revised October 28, 2023; accepted March 31, 2024

Arctic amplification (AA) of the climate warming is understood as the excess of the surface air temperature rise in the Arctic over the same process in the non-Arctic latitudes, and it is a fundamental characteristic of the climate during periods of warming. The positive feedback between albedo and shrinking of the sea ice coverage has been identified as the first possible cause of AA. The article presents quantitative estimates of the relationship between the summer decrease and autumn-winter restoration of the ice coverage with the rise of the surface air temperature in the marine Arctic based on data of observations. The mean monthly values of the temperature in the marine Arctic and the mean monthly values of areas covered by the sea ice in the Arctic Ocean and the Arctic seas for the period 1989–2020 were used. It has been found that the observed warming and the decrease of the ice coverage are accompanied by a growth of inter-monthly changes in the coverage and the same in the air temperature. Negative trends in increments of the ice coverage in May–July is indicative of a long-term growth in inter-monthly shrinkage of the ice coverage due to increasing melting, while negative trends in increments of the temperature in the same months is suggestive of a slowdown in the temperature rise from month to month, presumably due to the increasing heat consumption for the snow and ice melting and the water heating. The positive correlation confirms the relation between growing negative inter-monthly differences in the ice coverage and decreasing positive differences in the air temperature during these months. Based on that we determined a sensitivity of the inter-monthly increments of the temperature to the increments of the ice coverage, which was used to estimate the weakening of the positive air temperature trend in May–July over the Arctic Ocean and over the seas of the Northern Sea Route (NSR). Estimating of the relationship between month-to-month changes in temperature and ice coverage in the autumn-winter months meet difficulties due to the strong influence of external heat influx. Only in November and January a slowdown in the air temperature drop from October to November and from December to January had been revealed, with a positive trend in the ice coverage increments.

Keywords: Arctic amplification, maritime Arctic, air temperature, sea ice

Bajdin A. V., Meleshko V. P. Response of the atmosphere at high and middle latitudes to the reduction of sea ice area and the rise of sea surface temperature. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2014, 6: 5–8 [In Russian].

Vize V. Yu. Fundamentals of long-term ice forecasts for the Arctic seas. Moscow: Glavsevmorput, 1944: 273 p. [In Russian].

Gudkovich Z. M., Kirillov A. A., Kovalev E. G. Fundamentals of long-term ice forecasts for the Arctic seas. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].

Mohov I. I. Modern climate changes in the Arctic. *Vestnik Rossijskoj Akademii Nauk*. Bulletin of the Russian

Academy of Sciences. 2015, 85 (5–6): 478–484 [in Russian].

Alekseev V. A., Langen P. L., Bates J. R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks. *Climate Dynamics*. 2005, 24: 655–666. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0018-3>

Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alekseev V. A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (14): 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>

- Budyko M. I.* The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*. 1969, 212: 611–619.
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L.* Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades. *Environ. Research Letters*. 2021, 16 (3): 34015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Carton J. A., Ding Y., Arrigo K. R.* The seasonal cycle of the Arctic Ocean under climate change. *Geophys. Research Letters*. 2015, 42 (18): 7681–7686. <https://doi.org/10.1002/2015GL064514>
- Dai H.* Roles of surface albedo, surface temperature and carbon dioxide in the seasonal variation of Arctic amplification. *Geophys. Research Letters*. 2021, 48 (4): e2020GL090301. <https://doi.org/10.1029/2020GL090301>
- Graversen R. G., Wang M.* Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Climate Dynamics*. 2009, 33: 629–643.
- Henderson G. R., Barrett B. S., Wachowicz L. J., Mattingly K. S., Preece J. R., Mote T. L.* Local and Remote Atmospheric Circulation Drivers of Arctic Change: A Review. *Front. Earth Science*. 2021: 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.709896>
- Holland M. M., Bitz C. M.* Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*. 2003, 21: 221–232. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>
- Hwang J., Choi Y.-S., Kim W., Su H., Jiang J.* Observational estimation of radiative feedback to surface air temperature over Northern High Latitudes. *Climate Dynamics*. 2018, 50: 615–628. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-362>
- IPCC: 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: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
- Latonin M. M., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P.* Bjerknnes compensation mechanism as a possible trigger of the low-frequency variability of Arctic amplification. *Russian Journ. of Earth Sciences*. 2022, 22 (6): ES6001. <https://doi.org/10.2205/2022ES000820>
- Miller G. H., Alley R. B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J. J., Polyak L., Serreze M. C., White J. W. C.* Arctic amplification: Can the past constrain the future? *Quaternary Science Review*. 2010, 29 (15–16): 1779–1790. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.008>
- Previdi M., Smith K. L., Polvani L. M.* Arctic amplification of climate change: a review of underlying mechanisms. *Environ. Research Letters*. 2021, 16 (9): 93003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- Screen J. A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010, 464 (7293): 1334–1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
- Sellers W. D.* A global climatic model based on energy balance of the Earth-atmosphere system. *Journ. of Applied Meteorology*. 1969, 8: 392–400. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2)
- Serreze M. C., Barry R. G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global Planetary Change*. 2011, 77: 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Serreze M. C., Francis J. A.* The arctic amplification debate. *Climate Change*. 2006, 76: 241–264. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-9017-y>
- Winton M.* Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys. Research Letters*. 2006, 33 (3): 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL025244>
- Zhang R., Wang H., Fu Q., Pendergrass A. G., Wang M., Yang Y., Ma P.-L., Rasch P. J.* Local Radiative Feedbacks Over the Arctic Based on Observed Short-Term Climate Variations. *Geophys. Research Letters*. 2018, 45 (11): 5761–5770. <https://doi.org/10.1029/2018GL077852>

РАЗРЫВЫ В АРКТИЧЕСКОМ ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ: ОТ НАБЛЮДЕНИЙ К ПРОГНОЗАМ

© 2024 г. А. А. Ершова^{1*}, Л. Н. Дымент¹, Т. А. Алексева¹

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

* e-mail: aaershova@aari.ru

Поступила в редакцию 18.10.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Ключевые слова: нарушения сплошности льда, деформация ледяного покрова, спутниковые снимки, автоматическое дешифрирование разрывов, навигация во льдах, Северный Ледовитый океан

В работе приводится обзор процесса накопления данных о разрывах в арктическом морском ледяном покрове и развития представлений о причинах их образования. Описаны современные способы получения информации о разрывах со спутниковых снимков и проблемы идентификации разрывов на них. Рассмотрены области применения данных о разрывах. Приводимые сведения основаны на результатах исследований отечественных и зарубежных авторов.

DOI: 10.31857/S2076673424010086

ВВЕДЕНИЕ

Морской ледяной покров Северного Ледовитого океана (далее — СЛО) неоднороден. Одной из характерных его составляющих являются нарушения сплошности льда (далее — НСЛ) — относительно узкие протяжённые пространства чистой воды в виде трещин, каналов или разводий (рис. 1). Образовавшиеся НСЛ довольно быстро покрываются начальными и молодыми формами льда.



Рис. 1. Разрыв в ледяном покрове Гренландского моря, 2007 г. Фото Т. А. Алексевой.

Fig. 1. Sea ice lead in the Greenland Sea, 2007. Photo by T. A. Alekseeva.

Начало употребления термина «нарушения сплошности льда» относится к первой половине 70-х годов прошлого века (Купецкий, 1974). В дальнейшем трещины, каналы и разводья, возникающие в сплочённом дрейфующем льду в холодное время года в арктических морях и в течение всего года в Арктическом бассейне, стали называть разрывами (Горбунов и др., 1986). Благодаря линейной форме разрывов в некоторых источниках они обозначаются как линеаменты нарушений сплошности ледяного покрова по аналогии с линеамен-тами земной коры (Лосев, Горбунов, 1998).

Изучение этого природного феномена представляет интерес как с научной, так и с практической точек зрения. Климатические изменения в Арктике обуславливают повышенный интерес к мониторингу состояния морского льда. Для усовершенствования глобальных и региональных климатических моделей и описания процессов взаимодействия между океаном и атмосферой в высоких широтах требуется учёт всех составляющих элементов ледяного покрова, в том числе НСЛ.

Практическая востребованность исследования разрывов в арктических морях в настоящее время связана с национальными целями России в арктической зоне, которые предусматривают значительное увеличение объёма грузооборота в акватории Северного морского пути (далее — СМП). Наличие ледяного покрова делает СМП одной из самых сложных в навигационном отношении морских транспортных артерий. Между тем разрывы представляют собой

естественные пути более лёгкого плавания во льдах, и их использование может повысить эффективность и безопасность судоходства в Арктике.

Несмотря на высокую актуальность всестороннего исследования НСЛ, на текущий момент отсутствуют публикации, которые представляли бы как «вертикальное» обобщение информации о разрывах, подразумевающее историю развития знаний о данном природном феномене, так и «горизонтальное», суммирующее современные публикации в отечественных и зарубежных источниках. В большинстве случаев в опубликованных работах НСЛ представлены только в каком-то одном аспекте. В настоящей работе впервые обобщены имеющиеся в открытом доступе сведения о разрывах в арктическом морском ледяном покрове. Уделено внимание истории накопления информации о разрывах от материалов единичных наблюдений во время ледовых авиаразведок до создания электронных архивов многолетних данных, которые становятся основой современных способов оценки и прогнозирования ледовых условий. Рассматривается развитие представлений о причинах образования и изменения характеристик НСЛ во времени и пространстве. Приводится описание современных методов получения исходных данных. На основе результатов исследований отечественных и зарубежных авторов рассмотрены основные области применения имеющейся информации о разрывах.

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РАЗРЫВАМИ

Наличие НСЛ в арктических морях в зимний период было обнаружено в 40-е годы XX века во время ледовых авиационных разведок. В 1950-е годы существование разрывов также подтверждалось инструментальными измерениями с использованием радиолокаторов. Начиная с 1955 г. во время ледовых авиаразведок в зимний период стали проводиться специальные наблюдения за трещинами и каналами. В их состав входило фиксирование места пересечения маршрута полёта с разрывом, приближённое определение ориентации разрыва относительно курса самолёта, оценка ширины наиболее крупных пересекаемых каналов и разводий. Результаты наблюдений наносились на ледовые карты. На основе расстояний между разрывами была создана шкала для оценки раздробленности льда (Шильников, 1973). По материалам ледовых авиаразведок были также выявлены особенности образования и формы трещин и каналов в районах активного плавания в зимний период в Карском море (Комов, Купецкий, 1975).

Применение аэрофотосъёмки и боковой радиолокационной съёмки ледового покрова с самолёта способствовало увеличению полученных сведений о разрывах. Серия повторных аэрофотосъёмок,

выполненных на полигонах в Арктическом бассейне с интервалами около 10 суток в апреле 1969 г., показала, что при значительном изменении направления ветра ориентация разрывов в зоне наблюдений также изменяется. Сформировавшиеся ранее разрывы закрываются, вместо них появляются разрывы с новой ориентацией (Бородачев, 1974). По материалам этих съёмок удалось установить, что наряду с отдельными единичными трещинами и каналами встречаются их совокупности, в которых разрывы сосредоточены в сравнительно узких протяжённых зонах и не имеют чётко выраженной преобладающей ориентации.

Аэрофотосъёмка была источником данных и для статистического описания геометрии каналов и разводий. Полученные по данным аэрофотосъёмки характеристики разрывов в море Бофорта использовались, в частности, при создании моделей динамики ледяного покрова в рамках международной программы по изучению динамики арктического льда AIDJEX (Arctic Ice Dynamics Joint Experiment) в 1970-е годы (Coon et al., 1974).

В 1970-е годы информацию о разрывах также получали с судов, подводных лодок и ледовых станций. Для изучения разрывов проводились натурные эксперименты на полигонах как отечественными (например, Волков и др., 1971), так и зарубежными учёными (Хиблер и др., 1974). Удалось выявить связь образования разрывов с изменением анемобарических условий, приводящим к положительным значениям дивергенции скорости дрейфа льда.

По материалам радиолокационной съёмки в ноябре 1979 г. на полигоне в море Лаптевых рассчитаны статистические характеристики разрывов, обобщённые по однородным мезомасштабным зонам, площадь которых составляла 1500–3000 км² (Бресткин и др., 1988). Был подтверждён факт изменения ориентации разрывов при существенном изменении направления ветровых потоков.

С помощью радиолокационной станции с синтезированной апертурой осенью 1984 г. были получены достоверные оценки плотности в пространстве, форме и ориентации разрывов в море Бофорта (Lyden, Shuchman, 1987). Во время экспериментов исследовательской программы SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) по изучению теплового баланса СЛО по материалам съёмок микроволновым радиометром с борта самолёта в мае 1998 г. была получена информация о ширине и ориентации разрывов в Чукотском море и море Бофорта (Tschudi et al., 2002).

ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

С появлением информации о существовании в ледяном покрове СЛО в зимне-весенний период протяжённых разрывов и их упорядоченных систем возник вопрос о природе их происхождения. В одной из первых публикаций на эту тему (Купецкий,

1973) приводится гипотеза, согласно которой образование систем разломов в ледяном покрове обусловлено ротационными силами Земли. Авторы (Marko, Thomson, 1975) связывают механизм образования трещин и каналов с воздействием на морской ледяной покров топографических волн Россби. В работе (Назирова, 1982) причиной появившихся периодически открывающихся и закрывающихся разрывов названы долгопериодные приливные волны.

В настоящее время можно считать общепризнанным, что причиной возникновения разрывов в морском ледяном покрове в зимний период является пространственная неравномерность скорости дрейфа льда (Coon, Evans, 1977; Горбунов и др., 1986; Richter-Menge et al., 2002), которая вызывает мезо- и макродеформации ледяного покрова. Деформация растяжения приводит к образованию разрывов, а деформация сжатия — к закрытию разрывов и образованию торосов. Основной причиной возникновения неравномерности поля скорости дрейфа льда служит изменчивость скорости и направления ветровых потоков (Maslanik, Barry, 1989). Кроме этого, на структуру полей скорости дрейфа льда оказывают воздействие расположение суши, особенности рельефа дна, наличие подводных течений, приливно-отливные явления, наклон уровня моря, а также характеристики самого ледяного покрова, такие как толщина и торосистость.

СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ РАЗРЫВОВ

Натурные данные о разрывах получены на отдельных полигонах посредством аэрофотосъёмки или съёмки радиолокатором бокового обзора. Появление в 1980-х годах изображений ледяного покрова, передаваемых с искусственных спутников Земли (далее — ИСЗ), предоставило новые возможности для исследования разрывов. В настоящее время спутниковые данные являются основным источником информации о НСЛ.

Характерная линейная форма разрывов позволяет легко опознавать их на спутниковых снимках, а резкий контраст между физическими свойствами разрывов и окружающего льда служит основой их дешифрирования по спутниковым данным. Покрытие снимками ИСЗ значительных акваторий СЛО и регулярность их поступления расширили представление о разрывах. В частности, было установлено существование крупномасштабных систем разрывов, в которых их ориентация определённым образом упорядочена. Такие системы охватывают целые моря и обширные районы Арктического бассейна (Карелин, 1998).

В открытых районах арктических морей и Арктического бассейна чаще всего отмечаются

квазипараллельная и полигональная системы НСЛ. Первой системе присуще одно преобладающее направление, так как разрывы близки к прямолинейным и почти параллельны между собой. Полигональная система состоит из пересекающихся разрывов и характеризуется двумя преобладающими направлениями, которые в большинстве случаев различаются на 40–80°. У выступающих в море мысов и у островов происходит формирование радиально изогнутой системы разрывов. На подходах к проливам при дрейфе льда, направленном в их сторону, возникают системы дугообразных разрывов, обращённых выпуклостью навстречу дрейфу (арочная система разрывов) (Горбунов и др., 1986). Примеры систем разрывов в морском ледяном покрове представлены на рис. 2.

Появление данных о разрывах, полученных со снимков ИСЗ, позволило рассчитать целый ряд их пространственных характеристик. Так, была определена общая площадь разрывов на акватории СЛО. По оценкам разных авторов, зимой она составляет 1–3% от площади ледяного покрова в Арктическом бассейне и 5–12% от площади льда в арктических морях (Lindsay, Rothrock, 1995; Li et al., 2022 и др.). Расхождения в получаемых значениях площади разрывов связаны с тем, что исследователи используют для анализа разные типы исходных спутниковых данных.

В настоящее время информация о разрывах может быть получена по снимкам видимого и инфракрасного (далее — ИК) диапазонов, пассивного микроволнового излучения, а также по радиолокационным данным. Выбор типа приборов дистанционного зондирования зависит от целей и задач конкретного исследования. Для мониторинга ледовой обстановки чаще всего используются снимки оптического диапазона, представленного данными видимого и ИК-спектра. На спутниковых снимках видимого диапазона разрывы отображаются более тёмными линиями на светлом фоне поверхности льда. Снимки видимого спектра излучения могут быть как низкого, так и высокого пространственного разрешения, однако необходимо наличие солнечного освещения и отсутствие плотной облачности. Снимки ИСЗ высокого разрешения применяются для верификации данных о разрывах, полученных с помощью других источников информации. Например, снимки оптического диапазона ИСЗ Landsat-8 с разрешением 30 м были использованы для оценки точности определения разрывов по данным альтиметра AlTiKa (Zakharova et al., 2015).

Дешифрирование разрывов на снимках теплового ИК-диапазона основано на разнице температур холодного ледяного покрова и относительно тёплой воды. Как и у снимков видимого диапазона, у ИК-снимков имеются ограничения, связанные с присутствием облачности. Кроме

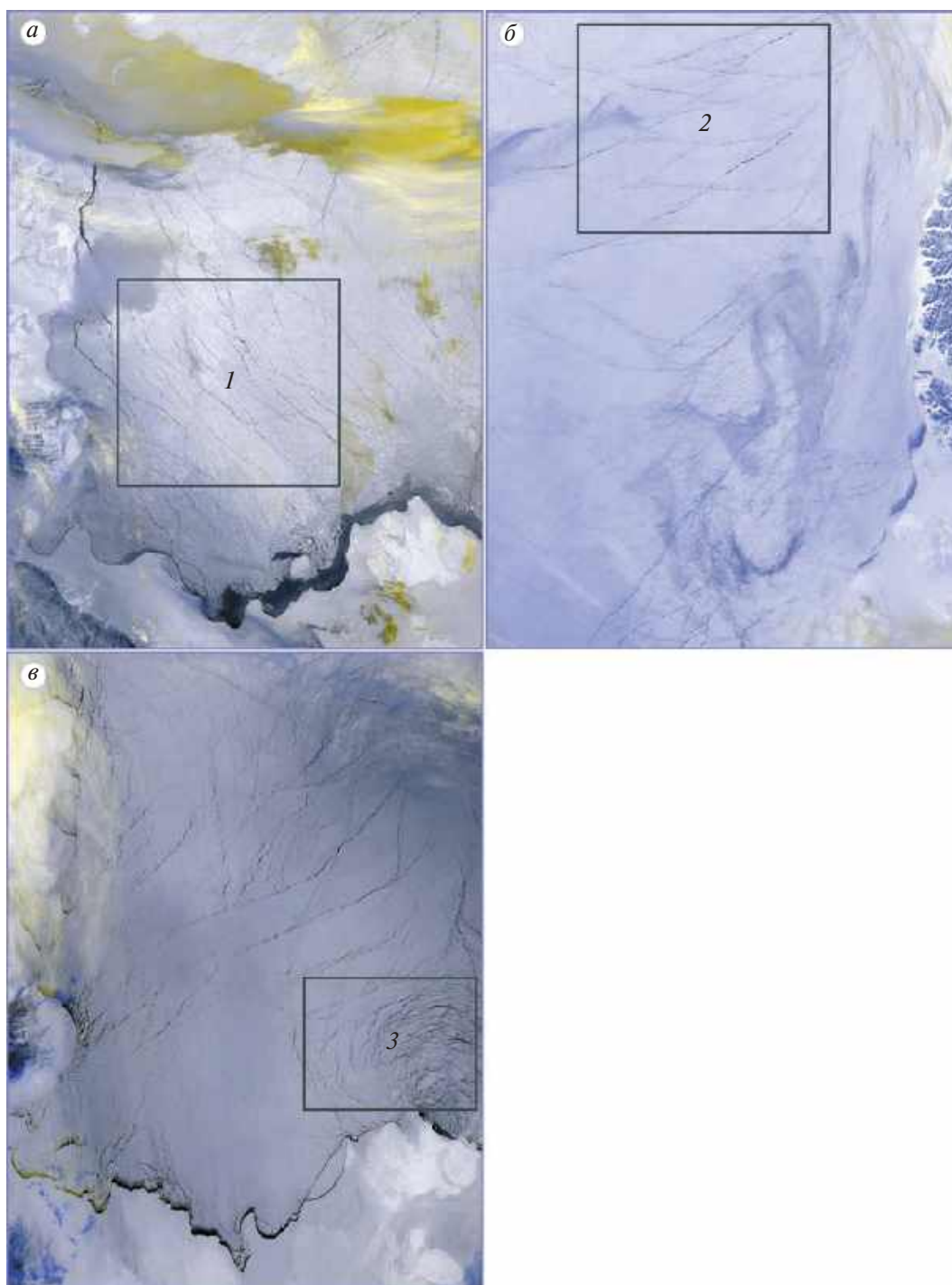


Рис. 2. Системы разрывов в ледяном покрове на спутниковых снимках VIIRS ИСЗ SuomiNPP ИК-диапазона (11 мкм): *a* — море Лаптевых, 14.04.2023; *б* — море Бофорта, 04.04.2023; *в* — море Лаптевых, 05.01.2022; *1* — квазипараллельная система разрывов; *2* — полигональная система разрывов; *3* — радиально-изогнутая система разрывов.

Fig. 2. Systems of sea ice leads in the satellite images VIIRS Suomi NPP in infrared range (11 μm): *a* — Laptev Sea, April 14, 2023; *b* — Beaufort Sea, April 4, 2023; *c* — Laptev Sea, January 5, 2022; *1* — quasiparallel system of leads; *2* — polygonal system of leads; *3* — radial-type system of leads.

того, возможность их использования появляется только при наличии большого температурного контраста, т.е. в холодный сезон (Lindsay, Rothrock, 1995). Учитывая отсутствие снимков в видимом диапазоне во время полярной ночи, широкое применение в зимний период получают снимки ИК-диапазона.

Возможность использования тепловых ИК-снимков для получения данных о разрывах была впервые показана на примере спутниковой информации радиометра AVHRR ИСЗ NOAA (Key et al., 1993). Авторы (Lindsay, Rothrock, 1995) использовали данные AVHRR за зимние месяцы 1989 года, чтобы опеределили долю общей площади разрывов относительно площади всего ледяного покрова, а также среднюю ширину идентифицируемых разрывов и их среднюю ориентацию для некоторых районов по квадратам 200×200 км. Разрешение прибора позволяло учитывать только разрывы шире 1 км.

Снимки теплового ИК-диапазона ИСЗ серии NOAA низкого разрешения послужили исходными данными для созданного в ААНИИ электронного архива данных о разрывах в СЛО. Пополнение этого архива, начатое ещё в 1993 г., продолжалось вплоть до 2017 г. В электронный архив заносились данные о разрывах шириной от 500 м, оцифрованные со снимков ИСЗ при помощи дигитайзера. По данным электронного архива были рассчитаны средние многолетние характеристики ориентации и протяжённости разрывов в ледяном покрове Карского и северо-восточной части Баренцева морей (Горбунов и др., 2014), Арктического бассейна в целом (Лосев и др., 2002) и его приатлантической части (Лосев и др., 2017; Дымент и др., 2020). Данные о разрывах в приатлантической части Арктического бассейна за зимние месяцы 2005–2017 гг., полученные по материалам ИК-снимков ИСЗ NOAA, позволили выявить локальные зоны повышенной плотности разрывов в районах материкового склона (Дымент, Лосев, 2020). Авторы связывают их образование с деформациями ледяного покрова под действием приливной волны, усиливающейся в зоне с наибольшим градиентом глубины моря.

Спутниковые данные теплового ИК-диапазона MODIS послужили источниками данных о разрывах для ряда работ. Были построены ежедневные карты разрывов с пространственным разрешением 1 км за зимние месяцы (январь — апрель) 2003–2015 гг., а также обобщённые месячные и сезонные карты присутствия разрывов в Арктике за этот период (Willmes, Heinemann, 2016). Позднее этот архив ежедневных карт разрывов был продлён до 2019 г. (Reiser et al., 2020). Аналогичная информация со сканирующего радиометра видимого и теплового диапазонов VIIRS ИСЗ SuomiNPP с разрешением 375 м за ледовые сезоны 2002–2022 гг.

использовалась для изучения межгодовой изменчивости пространственных характеристик разрывов (Hoffman et al., 2022).

Преимущество снимков оптического диапазона — сочетание широкой полосы обзора, размер которой сравним с размерами арктических морей (2000–3000 км в зависимости от спутника), и пространственного разрешения, достаточного для дешифрирования крупных и большей части средних разрывов. Необходимо отметить, что пространственное разрешение прибора является не единственным фактором, определяющим минимальную ширину разрывов, которые возможно идентифицировать на спутниковом снимке. При большом контрасте между отображаемыми свойствами свободной ото льда воды и ледяного покрова могут учитываться НСЛ с шириной менее разрешающей способности снимка. Так, в работе (Stone, Key, 1993) показано, что при разрешающей способности прибора 1 км в зависимости от оптических свойств атмосферы и устанавливаемого порога контрастности минимальная ширина разрывов, распознаваемых на снимках ИСЗ видимого диапазона, может составлять от 400 до 750 м.

Пассивное микроволновое дистанционное зондирование, в отличие от оптической спутниковой информации, лишено ограничений, связанных с присутствием облачности, однако такие данные имеют низкое пространственное разрешение: пространственное разрешение радиометра AMSR2 ИСЗ GCOM-M1 составляет 5 км, его предшественника AMSR-E ИСЗ NOAA — 6.25 км. Микроволновое дистанционное зондирование может быть использовано для распознавания разрывов только в зимний период, так как в летние месяцы таяние льда и образование снежиц изменяют отражающие свойства поверхности ледяного покрова и затрудняют дешифрирование. Несмотря на низкое разрешение, которое позволяет распознавать лишь НСЛ шириной более 3 км, получение сведений о разрывах этим способом обосновано их регулярным поступлением с 2002 г.

Данные о разрывах, полученные при помощи пассивного микроволнового спутникового зондирования AMSR-E, были использованы в работе (Röhrs, Kaleschke, 2012) для составления ежедневных карт распространения разрывов на акватории всего Арктического бассейна за холодные месяцы с ноября по апрель 2002–2011 гг. По этим же данным авторы (Bröhan, Kaleschke, 2014) определили такие климатические характеристики разрывов, как плотность в пространстве и ориентация по всему Арктическому бассейну в зимние периоды 2002–2012 гг. Микроволновые данные AMSR2 позволили продлить этот ряд наблюдений до 2020 г. (Li et al., 2022). Однако сравнение результатов дешифрирования спутниковых снимков микроволнового и оптического диапазонов показывает, что

количество разрывов, идентифицированных по микроволновому спутниковому снимку AMSR-E или AMSR2, составляет лишь 50% от количества распознанных разрывов на ИК-снимке MODIS с пространственным разрешением 1000 м за ту же дату при благоприятных атмосферных условиях (Röhrs, Kaleschke, 2012; Li et al., 2022).

Длительное отсутствие солнечного освещения и частое наличие облачности в Арктике создают предпосылки к использованию для мониторинга арктических морских льдов технологий радиолокационного зондирования, к которым в том числе относятся радиолокационные альтиметры и радиолокаторы с синтезированной апертурой (далее — РСА).

Определение разрывов по данным альтиметрии возможно благодаря превышению уровня поверхности морского льда над уровнем моря в разрыве. Среди преимуществ использования радиолокационной альтиметрии — более высокое пространственное разрешение вдоль траектории полёта спутника по сравнению с оптическими данными, которое позволяет обнаруживать разрывы шириной от 200 м (Zakharova et al., 2015).

Применение спутниковых РСА сделало возможным получение детальной ледовой информации. Снимки с пространственным разрешением от нескольких метров предоставляют подробную картину разрывов на небольшой площади, однако ширина полосы обзора радиолокаторов недостаточна для покрытия всей акватории моря. Кроме того, получаемые данные носят нерегулярный характер и, соответственно, не дают возможности получить статистические характеристики разрывов на значительной по площади акватории в интересующий период времени.

В работе (Hutter et al., 2019) в качестве входных данных для алгоритма построения линейных объектов морского ледяного покрова, таких как разрывы и гряды торосов, используются данные дрейфа и деформации льда RGPS (RADARSAT Geophysical Processing System), получаемых посредством обработки данных РСА канадского спутника RADARSAT. Создана база данных таких линейных объектов, которые именуются авторами линейными кинематическими элементами (Linear Kinematic Features), с временной дискретностью 3 суток в регулярной сетке 12.5 км за зимние месяцы с ноября по апрель 1996–2008 гг. Кроме того, авторы определяли перемещение отдельных линейных объектов путём сравнения последовательных снимков с периодичностью 3 суток. На основании количества определённых повторно линейных объектов был сделан вывод о том, что около 70–80% НСЛ существуют менее 3 суток. Полученные данные о разрывах применялись для совершенствования моделей деформации ледяного покрова (Hutter, Losch, 2020).

В работе коллектива авторов (von Albedyll et al., 2023) разрывы также определялись по данным дивергенции дрейфа льда вдоль маршрута следования научно-исследовательского судна Polarstern. Дрейф рассчитывался по последовательным снимкам РСА ИСЗ Sentinel-1 с пространственным разрешением 50 м с интервалом 1–3 дня. Особое внимание в работе уделено пространственной и временной деформации разрывов. Авторы сравнивают разрывы, определённые по рассчитанной дивергенции, и разрывы, дешифрованные непосредственно по снимкам РСА, для одних и тех же районов. Выявлены ошибки дешифрирования снимков, обусловленные изменением отражательных свойств поверхности: пропуск разрыва и идентификация его как тороса. Такие ситуации иногда возникают в процессе ледообразования или при наличии в разрыве большого количества обломков разрушенного льда. В этих случаях предпочтительнее определять разрывы по данным дивергенции.

Таким образом, с началом поступления данных о разрывах с ИСЗ появилась возможность определения пространственной и временной изменчивости характеристик НСЛ как по всему СЛО, так и по его отдельным районам. Были выявлены виды систем разрывов, оценена доля площади разрывов от общей площади арктического ледяного покрова. Спутниковые наблюдения подтвердили выводы о связи образования разрывов с изменением направления и скорости дрейфа льда, сделанные ранее на основании визуальных ледовых наблюдений и специализированных экспериментов. Сложности при дешифрировании НСЛ на снимках ИСЗ возникают при интерпретации разрывов в период ледообразования и таяния.

АВТОМАТИЗАЦИЯ РАСПОЗНАВАНИЯ РАЗРЫВОВ НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ

Визуальный анализ спутниковых снимков — наиболее широко используемый метод распознавания на них разрывов. Однако объём поступающей информации постоянно увеличивается, что затрудняет экспертное дешифрирование, требующее значительных трудовых и временных затрат. В связи с этим возникает запрос на автоматизированное и автоматическое распознавание разрывов по спутниковым снимкам разных диапазонов.

Алгоритмы, позволяющие автоматизировать интерпретацию спутниковых изображений, содействовали развитию спутниковых методов наблюдения (Спутниковые методы..., 2011). Автоматическое определение разрывов по снимкам теплового ИК-диапазона проводится методом бинарной сегментации на основе разницы яркостных или поверхностных температур только на областях снимка, свободных от облачности, для чего применяются облачные маски. В работе (Willmes, Heinemann,

2016) представлен разработанный авторами фильтр на основе нечёткой логики для определения артефактов и облаков, не учтённых облачной маской MODIS (MOD/MYD35), которые ошибочно могли быть приняты за разрывы. Построенные итоговые карты разрывов за холодные периоды 2003–2015 гг. представляют собой результат сегментации пикселей по трём категориям (лёд — разрыв — облачность). Эта же методика с улучшенным алгоритмом фильтра определения артефактов была применена в работе (Reiser et al., 2020).

В настоящее время большинство исследователей останавливаются на этапе выделения разрывов на снимках ИСЗ по принципу сегментации пикселей. По полученным таким образом данным можно определить такие характеристики, как плотность разрывов в пространстве и их относительную площадь. Однако гораздо больше информации о разрывах, например об их ориентации, длине и разветвлённости, могло бы быть получено при условии векторизации исходных данных. Среди исследований, направленных на создание алгоритмов представления разрывов в виде векторных объектов, можно выделить ряд работ, определяющих НСЛ по данным деформации ледяного покрова (Hutter et al., 2019), в которых на первом этапе разрывы распознаются как отдельные мелкие сегменты из нескольких пикселей, а затем объединяются по ряду пространственных признаков в единые элементы.

Алгоритм автоматической идентификации разрывов по тепловым ИК-снимкам MODIS с выделением разрывов как линейных объектов представлен в работе (Hoffman et al., 2019). На спутниковых снимках по тепловому контрасту определялись пиксели потенциальных разрывов аналогично (Willmes, Heinemann, 2016), однако далее применялся ряд методов анализа изображения для удаления пространств чистой воды, не являющихся разрывами (полюней), и объединения групп пикселей, имеющих пространственные характеристики разрывов, в протяжённые непрерывные объекты. Каждый из таких определённых ветвящихся объектов разбивался на отдельные линейные ветки, по которым вычислялись характеристики разрывов, такие как площадь, длина, ширина и ориентация.

В последние годы появились проекты, изучающие применение искусственного интеллекта для дешифрирования разрывов на снимках ИСЗ. Авторы (Hoffman et al., 2021) описывают новый алгоритм интерпретации разрывов на ИК-снимках радиометров MODIS и VIIRS на основе нейронных сетей. Для обучения алгоритма использовались спутниковые снимки за 4 дня, оцифрованные вручную. Основным критерием идентификации разрыва было его присутствие на нескольких последовательных снимках в течение одного дня. Повышение точности определения разрывов достигалось

за счёт уменьшения ошибки ложноположительного типа. Алгоритм был применён для обработки данных с пространственным разрешением 1 км с целью сравнения результатов работы алгоритма и результатов обработки аналогичных данных другими методами (Hoffman et al., 2022), однако авторы утверждают, что возможно его применение на исходных данных любого разрешения. Подобные методы с использованием нейросетей вводятся в практику дешифрирования и отечественными исследователями (Смирнов и др., 2022).

Валидация алгоритмов автоматического распознавания разрывов затруднительна из-за отсутствия достоверной базы данных о разрывах. Сравнение массивов данных НСЛ, полученных в результате дешифрирования разными способами, показало, что разница в количестве пикселей, распознанных как разрывы, между двумя такими массивами может составлять 50–60% (Li et al., 2022), соответственно отличаются и оценки геометрических характеристик разрывов. Чаще всего для верификации данных о разрывах используют снимки оптического диапазона высокого разрешения. Сравнение результатов работы алгоритма с разрывами, оцифрованными экспертом вручную, проводится очень редко из-за высокой трудоёмкости процесса дешифрирования.

Таким образом, наиболее перспективными для задач автоматического распознавания разрывов по данным дистанционного зондирования представляются алгоритмы дешифрирования, применяющие технологии искусственного интеллекта. Однако они требуют дальнейшего развития и обучения на большом количестве достоверных данных. В настоящее время идеального алгоритма автоматической интерпретации данных ИСЗ не существует, поэтому наряду с автоматическим продолжает существовать и экспертное дешифрирование разрывов в ледяном покрове.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ О РАЗРЫВАХ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ НАУКИ

Разрывы, несмотря на небольшую общую площадь, вносят значительный вклад в теплообмен в осенне-зимний период. Особенности теплообмена над полюсьями и разрывами учитываются при моделировании взаимодействия между океаном и атмосферой в Арктике. Из-за разницы температур между относительно тёплым океаном и холодной атмосферой турбулентные потоки тепла над поверхностью разрывов могут возрастать в десятки раз в зависимости от температурного градиента вода — воздух, скорости ветра, влажности и других параметров и составлять от нескольких десятков до нескольких сотен Вт/м². Некоторые авторы отмечают нелинейную зависимость величины потока тепла над разрывом от его геометрических

характеристик и связывают это с изменением скорости ветра над разрывами разной ширины (например, Marcq & Weiss, 2012). Для оценки тепловых потоков наряду с инструментальными измерениями (Gultepe et al., 2003) широкое распространение получили численные расчёты по моделям (например, Lüpkes et al., 2008; Chechin et al., 2019).

Потери тепла с поверхности разрывов способствуют интенсивному образованию в них нового льда. Нарастание молодого льда в образовавшихся разрывах и его вытравливание при их закрытии способствует приросту общей массы льдов. При ледообразовании в результате выделения в воду солей происходит повышение плотности поверхностного слоя воды, что ведёт к возникновению конвективной циркуляции и увеличению интенсивности теплового потока из глубинных слоёв к поверхности океана (Доронин, 1981). Учёт изменения общей площади разрывов в ледяном покрове имеет большое значение в контексте глобальных изменений климата.

В связи с наблюдаемым уменьшением средней толщины арктического ледяного покрова высказывались предположения о возможном увеличении скорости дрейфа льда и, как следствие, увеличении НСЛ (Rampal et al., 2009). Например, в работе (Hoffman et al., 2022) авторы обнаружили небольшую, но статистически значимую тенденцию к увеличению доли общей площади разрывов в ледяном покрове по данным MODIS и VIIRS на 5% за 2002–2022 гг. Однако эти результаты получены по данным ИК-диапазона и потому зависят от площади снимка, свободной от облачности, что затрудняет их сопоставление. Сравнение данных исследования ледяного покрова посредством пассивного микроволнового излучения (AMSR-E и AMSR2) за период 2002–2022 гг., приведённое в работе (Li et al., 2022), не выявило какого-либо значимого тренда изменения общей площади разрывов. Анализ опубликованных данных климатических характеристик НСЛ за разные периоды позволяет говорить о преобладании сезонной изменчивости общей площади разрывов в ледяном покрове над межгодовой изменчивостью, однако влияние климатических изменений в Арктике на образование разрывов пока не подтверждено.

Данные о разрывах могут быть использованы для решения задач мониторинга экосистем СЛО. Присутствие разрывов и трещин в морском ледяном покрове вносит существенный вклад в биологическую продуктивность арктических биосистем (Мельников, 1989). Как стационарные, так и кратковременные пространства открытой воды, возникающие среди льда, способствуют проникновению света и кислорода в поверхностный водный слой, увеличивая концентрацию фито- и зоопланктона, что привлекает рыб, морских млекопитающих и птиц (Stirling, 1997). Специальные

авианаблюдения за белыми медведями (Горбунов и др., 1987) также установили зависимость между степенью разлома ледяного покрова и присутствием животных: более чем в половине случаев белые медведи и их следы наблюдались на разводьях, открытых молодым льдом.

Крупномасштабные разрывы в ледяном покрове Арктического бассейна могут служить внешним проявлением долгопериодных приливных волн, что предоставляет возможность использовать данные о разрывах для изучения динамики океана (Назирова, 1982). Такое информационное значение разрывов в Арктическом бассейне используется, например, в долгосрочном прогнозировании ледовой обстановки на трассах СМП (Макаров и др., 2021).

ПРИМЕНЕНИЕ ОПЕРАТИВНОЙ И ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О РАЗРЫВАХ В НАВИГАЦИИ

Отличительная особенность работ отечественных авторов заключается во внимании к практическому использованию информации о разрывах при гидрометеорологическом обеспечении мореплавания в высоких широтах, что обусловлено географическим положением Российской Федерации и необходимостью решения стратегической задачи круглогодичного транзита судов по трассе СМП.

Практическая значимость разрывов в ледяном покрове арктических морей и Арктического бассейна определяется прежде всего тем, что движение судов по каналам и разрывам способствует более эффективному и безопасному плаванию в сложных ледовых условиях. Для получения информации о НСЛ в таких случаях в основном используются спутниковые снимки. В мае 2006 г. атомный ледокол (далее — а/л) “Ямал” при снятии дрейфующей станции СП-34 большую часть пути двигался по разрывам, местонахождение которых подтверждалось авиаразведкой с базирующегося на палубе судна вертолёт. Переход ледокола от западной окраины Земли Франца-Иосифа до приполюсного района, где находилась дрейфующая станция, занял пять суток, в то время как аналогичный переход а/л “Сибирь” в 1987 г. без применения данных о разрывах занял 10 суток (Горбунов и др., 2008). В истории высокоширотного плавания также известны случаи, когда экспедиционные суда выполняли самостоятельные рейсы без ледокольной проводки, используя протяжённые разрывы. В августе 2005 г. научно-экспедиционное судно (далее — НЭС) “Академик Федоров” стало первым в истории мореплавания транспортным судном, самостоятельно достигшим Северного полюса благодаря благоприятным ледовым условиям и движению по системам попутных разрывов. Маршрут плавания составлялся на основании фактической

и прогностической информации ААНИИ, в том числе оперативных данных о разрывах на пути движения судна (Фролов, Юлин, 2007).

Опыт высокоширотных плаваний и транзитных рейсов в арктических морях показал, что при плавании судов в сплочённом дрейфующем льду одной из важнейших ледовых характеристик является ориентация разрывов относительно генерального курса судна. Наиболее эффективным оказывается использование систем ориентированных НСЛ, преобладающее направление которых совпадает с генеральным курсом движения судна или отличается от него не более чем на 30° (Фролов, 1997). Согласно данным специальных судовых наблюдений, выполненных в высокоширотных экспедициях в летние месяцы (июль — сентябрь), движение по зоне с ориентированными таким образом разрывами повышало скорость автономного плавания ледокола типа “Арктика” в среднем в 1.7 раза, скорость проводки ледоколом транспортного судна — в 1.5 раза, скорость автономного плавания судна типа НЭС “Академик Федоров” — в 2.2 раза (Фролов, 2013).

Приведённые количественные оценки говорят о необходимости принимать во внимание информацию об ориентации разрывов в районе движения судна при планировании морских операций и разработке оптимального маршрута плавания в ледовых условиях. При этом важную роль играет прогнозирование преобладающей ориентации разрывов с разной заблаговременностью.

Методы среднесрочных прогнозов характеристик НСЛ начали разрабатываться в ААНИИ с 1990-х годов (Лосев, Горбунов, 1998; Горбунов и др., 2001). В этих методах учитывается влияние поля атмосферного давления на процесс образования разрывов, так как распределение полей скорости и направления воздушных потоков вызывает изменения дрейфа льда, неравномерность которого приводит к возникновению напряжений в ледяном покрове. Прогноз основывается на методе аналогов, т.е. на предположении о том, что похожие барические ситуации будут вызывать сходные деформации ледяного покрова, которые приведут к возникновению разрывов с близкими значениями их характеристик. На практике среднесрочные прогнозы преобладающей ориентации разрывов в Арктическом бассейне применялись при гидрометеорологическом обеспечении нескольких высокоширотных туристических и экспедиционных рейсов (Горбунов и др., 2008). Доступность ежедневных спутниковых данных и повышение прозрачности разрешения снимков ИСЗ позволяют усовершенствовать существующие методы прогноза. В настоящее время в ААНИИ на основе метода аналогов разрабатывается метод краткосрочного прогноза преобладающей ориентации

разрывов в море Лаптевых в зимне-весенний период (Дымент и др., 2023).

Увеличение сроков навигации и трафика на трассе СМП ставит запрос на автоматическое определение оптимального маршрута следования судна. На сегодняшний день разработано несколько методов автоматического роутинга судов во льдах (например, May et al., 2020). Однако пока ни один из них не учитывает информацию о существующих разрывах и значения их прогностических характеристик. В настоящее время в ААНИИ ведутся работы по развитию автоматического роутинга судов во льдах путём внедрения в методику учёта прогностической преобладающей ориентации разрывов (Alekseeva et al., 2023).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление тематики современных статей, посвящённых изучению разрывов, и многочисленных работ 1970–90-х годов показывает, что с появлением спутниковых данных внимание международного научного сообщества сосредоточилось в большей степени на изучении статистических характеристик разрывов в ледяном покрове СЛО. Обработка больших массивов спутниковой информации и формирование электронных архивов климатических характеристик разрывов стала возможна благодаря разработке алгоритмов автоматического распознавания разрывов. Однако из-за несовершенства этих алгоритмов и сложности верификации полученных результатов для ряда задач по-прежнему используется экспертное дешифрирование разрывов со снимков ИСЗ. В настоящее время наиболее перспективными считаются работы в направлении использования нейросетевых технологий для автоматической интерпретации НСЛ.

Чаще всего по данным ИСЗ определяются такие характеристики разрывов, как суммарная площадь разрывов и её отношение к площади всего ледяного покрова, средняя и максимальная ширина разрывов, их общая протяжённость. Такая информация востребована для решения задач усовершенствования моделей динамики ледяного покрова, глобальных и региональных моделей климата, моделирования взаимодействия океана и атмосферы в высоких широтах. Однако на получаемые оценки характеристик разрывов оказывает влияние выбор источника исходных данных.

Особенность работ отечественных авторов заключается в повышенном внимании к практическому использованию спутниковых данных о разрывах для гидрометеорологического обеспечения мореплавания в ледовых условиях. Для навигационных целей имеет значение не только наличие широких протяжённых разрывов в районе плавания, но и их ориентация относительно

генерального курса судна. В связи с этим наиболее востребованной характеристикой разрывов становится преобладающая ориентация разрывов. В настоящее время разрабатываются методы краткосрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в арктических морях. Учёт прогностической ориентации разрывов включается в алгоритмы автоматического роутинга судов во льдах, которые в последнее время интенсивно развиваются.

Оперативная и прогностическая информация о разрывах является частью комплексного решения стратегической задачи по обеспечению круглогодичной навигации судов на трассе СМП.

Благодарности. Обзор процесса накопления данных о разрывах в ледяном покрове СЛО (Л. Н. Дымент) и анализ применения данных о разрывах для целей судоходства (Т. А. Алексеева) выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 23-17-00161.

Acknowledgements. Review of accumulation of data on sea ice leads in the Arctic Ocean (L. N. Dyment) and analysis of the use of data on sea ice leads for navigation (T. A. Alekseeva) were done under financial support of the Russian Science Foundation (grant number 23-17-00161).

ЛИТЕРАТУРА

- Бородачев В. Е.* О блоковом строении ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 25–27.
- Бресткин С. В., Горбунов Ю. А., Лосев С. М.* Анализ нарушений сплошности морского ледяного покрова в зимний период по материалам радиолокационных съемок с самолета // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 94–103.
- Волков Н. А., Гудкович З. М., Углев В. Д.* Результаты изучения неравномерности дрейфа в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ. 1971. Т. 303. С. 76–88.
- Горбунов Ю. А., Беликов С. Е., Шильников В. И.* Влияние ледовых условий на распределение и численность белого медведя в морях Советской Арктики // Бюллетень московского общества испытателей природы. Биологический Отдел. 1987. Т. 92. Вып. 5. С. 19–24.
- Горбунов Ю. А., Дымент Л. Н., Лосев С. М.* Средние многолетние характеристики крупных нарушений сплошности льда в Карском море и в северо-восточной части Баренцева моря. Справочное пособие. СПб.: Изд. ААНИИ, 2014. 36 с.
- Горбунов Ю. А., Дымент Л. Н., Лосев С. М., Фролов С. В.* Среднесрочные прогнозы крупных нарушений сплошности льда при гидрометеорологическом обеспечении // Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 78–86.
- Горбунов Ю. А., Карелин И. Д., Лосев С. М.* К вопросу о причинах нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // Проблемы Арктики и Антарктики. 1986. Вып. 62. С. 110–116.
- Горбунов Ю. А., Лосев С. М., Дымент Л. Н.* Метод диагностики и среднесрочного прогноза разрывов в ледяном покрове Карского моря // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 91–95.
- Доронин Ю. П.* Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
- Дымент Л. Н., Ершова А. А., Порубаев В. С.* Краткосрочный прогноз модальной ориентации разрывов в море Лаптевых // Тр. RAO/CIS OFFSHORE. 2023. М.: Перо, 2023. С. 181–184.
- Дымент Л. Н., Лосев С. М.* Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 567–577. <https://doi.org/10.31857/S2076673420040061>
- Дымент Л. Н., Лосев С. М., Порубаев В. С.* Характеристики крупных разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна: Справочное пособие. СПб.: ААНИИ, 2020. 28 с.
- Карелин И. Д.* Система крупных разрывов в дрейфующих льдах Карского моря в зимний период // Тр. ААНИИ. 1998. Т. 438. С. 51–62.
- Комов Н. И., Купецкий В. Н.* О стационарных трещинах и разломах в морском льду // Тр. ААНИИ. 1975. Т. 126. С. 41–47.
- Купецкий В. Н.* О криотектонических линеаментах // Тр. ААНИИ. 1973. Т. 318. С. 160–166.
- Купецкий В. Н.* Макроособенности напряжённого состояния ледяного покрова. Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 18–24.
- Лосев С. М., Горбунов Ю. А.* Диагностика и среднесрочный прогноз нарушений сплошности морского ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1998. Т. 438. С. 13–25.
- Лосев С. М., Горбунов Ю. А., Дымент Л. Н.* Разрывы в ледяном покрове арктического бассейна по спутниковым данным // Проблемы Арктики и Антарктики. 2002. Вып. 73. С. 36–52.
- Лосев С. М., Дымент Л. Н., Миронов Е. У.* Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ NOAA // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 543–552. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-543-552>
- Макаров Е. И., Саперштейн Е. Б., Фролов С. В., Федяков В. Е.* Разработка сценариев для тактического планирования транзитных рейсов газозовов в ледовых условиях в акватории СМП // Труды RAO/CIS OFFSHORE. 2021. М.: Перо, 2021. С. 181–187.
- Мельников И. А.* Экосистема арктического морского льда. М.: Наука, 1989. 191 с.
- Назирова М.* Лды и взвеси как гидротермодинамические трассеры по данным космических многозональных съемок. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 161 с.

- Смирнов В. Г., Бычкова И. А., Захваткина Н. Ю. Разработка методов оперативной оценки нарушений сплошности ледяного покрова с использованием спутниковой информации // Российские полярные исследования. 2022. № 1 (47). С. 5–7.
- Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В. Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2011. 239 с.
- Фролов С. В. Основные закономерности распределения характеристик ледяного покрова и их влияние на движение ледокола в Арктическом бассейне в летний период (по данным высокоширотных плаваний) // Тр. ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 83–98.
- Фролов С. В. Влияние ориентации нарушений сплошности льда на эффективность движения судов в арктическом бассейне в летний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Вып. 3 (97). С. 35–45.
- Фролов С. В., Юлин А. В. Специализированное гидрометеорологическое обеспечение высокоширотных рейсов НЭС “Академик Федоров” в 2000, 2004–2005 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 1 (75). С. 128–139.
- Хиблер У. Д., Уикс У. Ф., Экли С., Ковакс А., Кемпбелл У. Дж. Измерение среднemasштабной деформации морских льдов в море Бофорта (АИДЖЕКС-1971) // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Вып. 43–44. С. 119–138.
- Шильников В. И. О методике наблюдения за раздробленностью ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1973. Т. 307. С. 187–193.
- von Albedyll L., Hendricks S., Hutter N., Murashkin D., Kaleschek L., Willmes S., Thielke L., Tian-Kunze X., Spreen G., Haas C. Lead fractions from SAR-derived sea ice divergence during MOSAiC // The Cryosphere. 2023. P. 1–39. <https://doi.org/10.5194/tc-2023-123>
- Alekseeva T. A., May R. I., Fedyakov V. Y., Makarov Y. I., Klyachkin S. V., Dymant L. N., Grishin Ye. A., Ershova A. A., Krupina N. A. Ice Automatic Routing: Analysis of Simulation Testing Based on Voyages of Arc7 Class Vessels in the Arctic // International Journ. of Offshore and Polar Engineering. 2023. V. 33. № 3. P. 234–241. <https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik12>
- Bröhan D., Kaleschke L. A Nine-Year Climatology of Arctic Sea Ice Lead Orientation and Frequency from AMSR-E // Remote Sensing. 2014. V. 6. № 2. P. 1451–1475. <https://doi.org/10.3390/rs6021451>
- Chechin D. G., Makhotina I. A., Lüpkes C., Makshatas A. P. Effect of Wind Speed and Leads on Clear-Sky Cooling over Arctic Sea Ice during Polar Night // Journ. of the Atmospheric Sciences. 2019. V. 76. № 8. P. 2481–2503. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0277.1>
- Coon M. D., Evans R. J. On Wind-Induced Cracking Of Sea-Ice Sheets // Journ. of Glaciology. 1977. V. 18. № 78. P. 152–154. <https://doi.org/10.3189/S0022143000021638>
- Coon M. D., Maykut G. A., Pritchard R. S., Rothrock D. A., Thorndike A. S. Modeling the pack ice as an elastic-plastic material // AIDJEX BULLETIN. 1974. № 24. P. 1–106.
- Gultepe I., Isaac G. A., Williams A., Marcotte D., Strawbridge K. B. Turbulent heat fluxes over leads and polynyas, and their effects on arctic clouds during FIRE. ACE: Aircraft observations for April 1998 // Atmosphere–Ocean. 2003. V. 41. № 1. P. 15–34. <https://doi.org/10.3137/ao.410102>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R. The Detection and Characterization of Arctic Sea Ice Leads with Satellite Imagers // Remote Sensing. 2019. V. 11. № 5. P. 521. <https://doi.org/10.3390/rs11050521>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R. A 20-Year Climatology of Sea Ice Leads Detected in Infrared Satellite Imagery Using a Convolutional Neural Network // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 22. P. 5763. <https://doi.org/10.3390/rs14225763>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R., McConnell I. L. Application of a Convolutional Neural Network for the Detection of Sea Ice Leads // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 22. P. 4571. <https://doi.org/10.3390/rs13224571>
- Hutter N., Losch M. Feature-based comparison of sea ice deformation in lead-permitting sea ice simulations // The Cryosphere. 2020. V. 14. № 1. P. 93–113. <https://doi.org/10.5194/tc-14-93-2020>
- Hutter N., Zampieri L., Losch M. Leads and ridges in Arctic sea ice from RGPS data and a new tracking algorithm // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 2. P. 627–645. <https://doi.org/10.5194/tc-13-627-2019>
- Key J., Stone R., Maslanik J., Ellefsen E. The detectability of sea-ice leads in satellite data as a function of atmospheric conditions and measurement scale // Annals of Glaciology. 1993. V. 17. P. 227–232. <https://doi.org/10.3189/s026030550001288x>
- Li M., Liu J., Qu M., Zhang Z., Liang X. An Analysis of Arctic Sea Ice Leads Retrieved from AMSR-E/AMSR2 // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 4. P. 969. <https://doi.org/10.3390/rs14040969>
- Lindsay R. W., Rothrock D. A. Arctic sea ice leads from advanced very high resolution radiometer images // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 1995. V. 100. № C3. P. 4533–4544. <https://doi.org/10.1029/94JC02393>
- Lüpkes C., Vihma T., Birnbaum G., Wacker U. Influence of leads in sea ice on the temperature of the atmospheric boundary layer during polar night // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. № 3. L03805. <https://doi.org/10.1029/2007GL032461>
- Lyden J. D., Shuchman R. A. A Digital Technique to Estimate Polynya Characteristics from Synthetic Aperture Radar Sea-Ice Data // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 114. P. 243–245. <https://doi.org/10.3189/S0022143000008765>
- Marcq S., Weiss J. Influence of sea ice lead-width distribution on turbulent heat transfer between the ocean and

- the atmosphere // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 1. P. 143–156. <https://doi.org/10.5194/tc-6-143-2012>
- Marko J. R., Thomson R. E. Spatially periodic lead patterns in the Canada Basin Sea Ice: A possible relationship to planetary waves // *Geophys. Research Letters*. 1975. V. 2. № 10. P. 431–434. <https://doi.org/10.1029/GL002i010p00431>
- Maslanik J. A., Barry R. G. Short-Term Interactions Between Atmospheric Synoptic Conditions and Sea-Ice Behaviour in the Arctic // *Annals of Glaciology*. 1989. V. 12. P. 113–117. <https://doi.org/10.3189/S0260305500007059>
- May R., Tarovik O., Topaj A., Fedyakov V., Frolov S. Method for finding the optimal ship route in ice based on vector geo-algorithms // *Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering*. 2020. V. 30. № 1. P. 78–85. <https://doi.org/10.17736/ijope.2020.jc785>
- Rampal P., Weiss J., Marsan D. Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007 // *Journ. of Geophys. Research*. 2009. V. 114. № C5. <https://doi.org/10.1029/2008JC005066>
- Reiser F., Willmes S., Heinemann G. A New Algorithm for Daily Sea Ice Lead Identification in the Arctic and Antarctic Winter from Thermal-Infrared Satellite Imagery // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. № 12. P. 1957. <https://doi.org/10.3390/rs12121957>
- Richter-Menge J., McNutt L., Overland J., Kwok R. Relating Arctic pack ice stress and deformation under winter conditions // *Journ. of Geophys. Research*. 2002. V. 107. № C10. P. 8040. <https://doi.org/10.1029/2000JC000477>
- Röhrs J., Kaleschke L. An algorithm to detect sea ice leads by using AMSR-E passive microwave imagery // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 2. P. 343–352. <https://doi.org/10.5194/tc-6-343-2012>
- Stirling I. The importance of polynyas, ice edges, and leads to marine mammals and birds // *Journ. of Marine Systems*. 1997. V. 10. № 1. P. 9–21. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00054-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00054-1)
- Stone R. S., Key J. R. The Detectability of Arctic Leads Using Thermal Imagery Under Varying Atmospheric Conditions // *Journ. of Geophys. Research*. 1993. V. 98. № C7. P. 12469–12482.
- Tschudi M., Curry J., Maslanik J. Characterization of springtime leads in the Beaufort/Chukchi Seas from airborne and satellite observations during FIRE/SHEBA // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2002. V. 107 (C10). P. 8034. <https://doi.org/10.1029/2000JC000541>
- Willmes S., Heinemann G. Sea-Ice Wintertime Lead Frequencies and Regional Characteristics in the Arctic, 2003–2015 // *Remote Sensing*. 2016. V. 8. № 1. P. 4. <https://doi.org/10.3390/rs8010004>
- Zakharova E. A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy F., Kouraev A. V., Heinemann G. Sea Ice Leads Detection Using SARAL/AltiKa Altimeter // *Marine Geodesy*. 2015. V. 38 (supl.1). P. 522–533. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1019655>

Citation: Ershova A. A., Dymant L. N., Alekseeva T. A. Leads in the arctic sea ice cover: from observations to forecasts *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 106–120. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010086

Breaks in the Arctic ice cover: from observations to predictions

A. A. Ershova^{a#}, L. N. Dymant^a, T. A. Alekseeva^a

^aArctic and Antarctic research institute, Saint-Petersburg, Russia

e-mail: aaershova@aari.ru

Received October 18, 2023, Revised November 30, 2023, Accepted March 31, 2024

Breaks (ruptures) and cracks is the distinguishing feature of any ice cover in the Arctic seas during the cold season and in the whole Arctic Basin throughout a year. The formation of them is a consequence of macro-deformation of the ice thickness. Investigating of the ice breaking in the Arctic begins with single visual observations during the ice aerial surveys in the 1940s and continues till nowadays using regular information from artificial Earth satellites. Processing of big volumes of satellite data and creating climatological datasets on breaks became possible owing to the development of algorithms for automatic identification of the ice breaks in images. Interpretation of the satellite images is based on the fundamental difference between physical properties of breaks and the surrounding consolidated ice. Algorithms for automatic recognition of ruptures using satellite data obtained in different wavelength ranges, including the use of artificial intelligence, are currently being developed. The main characteristics of breaks which

are usually analyzed are as follows: the summarized area of them and its ratio to the total area of the ice field, the mean and maximum widths as well as the total length. The temporal and spatial variability of these characteristics is also considered. Such information is needed for solving problems of improving models of ice cover dynamics and modeling the interaction between the ocean and the atmosphere at high latitudes. A specific feature of publications of the Russian authors on this topic is the practical use of the results obtained for hydrometeorological support of navigation in ice. For the navigation purposes, the dominant orientation of the ruptures on the way of ships is of greatest importance. Operational and prognostic information about the orientation and extent of ruptures, including distribution of them in an ice field are the key data for choosing the optimal sailing route in the Arctic.

Keywords: sea ice discontinuities, ice cover deformation, satellite images, automatic identification of leads, navigation in ice, Arctic Ocean

REFERENCES

- Borodachev V. E.* On block structure of ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1974, 316: 25–27 [In Russian].
- Brestkin S. V., Gorbunov Yu. A., Losev S. M.* Analysis of discontinuities of sea ice cover in winter based on the materials of the airborne radar surveys. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1988, 401: 94–103 [In Russian].
- Volkov N. A., Gudkovich Z. M., Uglev V. D.* Results of the study of non-uniform drift in the Arctic basin. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1971, 303: 76–88 [In Russian].
- Gorbunov Yu. A., Belikov S. E., Shil'nikov V. I.* Impact of ice conditions on the distribution and abundance of polar bears in the seas of the Soviet Arctic. *Bulleten' moskovskogo obschestva ljubitelej prirody. Biologicheskii otdel*. Bulletin of Moscow society of naturalists. Biological series. 1987, 92 (5): 19–24 [In Russian].
- Gorbunov Yu. A., Dymant L. N., Losev S. M.* *Srednie mnogoletnie kharakteristiki krupnih narusheniy sploshnosti l'da v Karskom more i v Severo-Vostochnoy chasti Barentseva morya*. Average long-term characteristics of large ice discontinuities in the Kara Sea and in the Northeastern part of the Barents Sea. Reference book. Saint-Petersburg: AARI, 2014: 36 p. [In Russian].
- Gorbunov Yu. A., Dymant L. N., Losev S. M., Frolov S. V.* Medium-range forecasts of large ice cover discontinuities for hydrometeorological support of navigation in the Arctic basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2008, 9: 78–96 [In Russian].
- Gorbunov Yu. A., Karelin I. D., Losev S. M.* On the causes of sea ice cover discontinuities in winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 1986, 62: 110–116 [In Russian].
- Gorbunov Yu. A., Losev S. M., Dymant L. N.* Method of diagnostics and medium-range forecast of leads in the ice cover of the Kara Sea. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 94–102 [In Russian].
- Doronin Yu. P.* *Vzaimodejstvie atmosfery i okeana*. The ocean-Atmosphere interaction. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 288 p. [In Russian].
- Dymant L. N., Ershova A. A., Porubaev V. S.* Short-time forecast of modal orientation of leads in the Laptev Sea. *Trudy RAO/CIS OFFSHORE*. Proc. of RAO/CIS OFFSHORE, 2023. Moscow: Pero, 2023: 181–184 [In Russian].
- Dymant L. N., Losev S. M.* Spatial differences in the density of leads in the ice cover of the Atlantic part of the Arctic Basin. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 567–577. <https://doi.org/10.31857/S2076673420040061> [In Russian].
- Dymant L. N., Losev C. M., Porubaev V. S.* Characteristics of large leads in the sea ice cover of the Atlantic part of the Arctic basin. Reference book. Saint-Petersburg: AARI, 2020: 28 p. [In Russian].
- Karelin I. D.* Systems of large leads in the drifting ice cover of the Kara Sea in winter period. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1998, 438: 51–62 [In Russian].
- Komov N. I., Kupetskiy V. N.* On stationary fractures and breakes in sea ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1975, 126: 41–47 [In Russian].
- Kupetskiy V. N.* On cryotectonic lineaments. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1973, 318: 160–166 [In Russian].
- Kupetskiy V. N.* Macro-features of the stressed state of ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1974, 316: 18–24 [In Russian].
- Losev S. M., Gorbunov Yu. A.* Diagnostics and medium-range forecast of sea ice cover discontinuities. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1998, 438: 13–25 [In Russian].
- Losev S. M., Gorbunov Yu. A., Dymant L. N.* Leads in ice cover of the Arctic Basin from satellite data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2002, 73: 36–52 [In Russian].
- Losev S. M., Dymant L. N., Mironov Ye. U.* Extent of large leads in the drifting ice of the Atlantic part of the

- Arctic basin from NOAA satellite images. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (4): 543–552. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-543-552> [In Russian].
- Makarov Ye. I., Sapershtein Ye. B., Frolov S. V., Fedjakov V. Ye. Development of scenarios for tactical planning of transit voyages of gas carriers in ice conditions along the NSR. *Trudy RAO/CIS OFFSHORE*. Proc. of RAO/CIS OFFSHORE, 2021. Moscow: Pero, 2021: 181–187 [In Russian].
- Melnikov I. A. *Ekosistema arkticheskogo morskogo l'da*. Ecosystem of the Arctic sea ice. Moscow: Nauka, 1989: 191 p. [In Russian].
- Nazirov M. *L'dy i vzvesi kak gidrotermodynamicheskie trassery po dannym kosmicheskikh mnogoazonalnykh s'yomok*. Ice and suspensions as hydrothermodynamic tracers according to multi-zonal space-based surveys. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 161 p. [In Russian].
- Smirnov V. G., Bichkova I. A., Zahvatkina N. Yu. Development of methods for operational assessment of ice cover discontinuities by means of satellite information. *Rossiyskie poljarnye issledovaniya*. Russian polar research. 2022, 1 (47): 5–7 [In Russian].
- Sputnikovie metody opredeleniya kharakteristik ledjanogo pokrova morej*. Satellite methods for determining the characteristics of sea ice cover. Saint Petersburg: AANII, 2011: 239 p. [In Russian].
- Frolov S. V. Main regularities of the distribution of sea ice cover characteristics and their impact on movement of icebreaker in the Arctic basin in summer period (according to the data of high-latitude voyages). *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1997, 437: 83–98 [In Russian].
- Frolov S. V. Impact of orientation of ice discontinuities on the efficiency of ship traffic in the Arctic basin in summer. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 3 (97): 35–45 [In Russian].
- Frolov S. V., Yulin A. V. Specialized hydrometeorological support of high-latitude voyages of the scientific expeditionary vessel “Akademik Fedorov” in 2000, 2004–2005. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2007, 1 (75): 128–139 [In Russian].
- Hibler W. D., Weeks W. E., Ackley S., Kovacs A., Campbell W. J. Mesoscale strain measurements on the Beaufort sea pack ice (AIDJEX 1971). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 1974, 43–44: 119–138 [In Russian].
- Shil'nikov V. I. On the method of observing the fragmentation of ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1973, 307: 187–193 [In Russian].
- von Albedyll L., Hendricks S., Hutter N., Murashkin D., Kaleschke L., Willmes S., Thielke L., Tian-Kunze X., Spreen G., Haas C. Lead fractions from SAR-derived sea ice divergence during MOSAiC. *The Cryosphere*. 2023: 1–39. <https://doi.org/10.5194/tc-2023-123>
- Alekseeva T. A., May R. I., Fedyakov V. Y., Makarov Y. I., Klyachkin S. V., Dyment L. N., Grishin Ye. A., Ershova A. A. and Krupina N. A. Ice Automatic Routing: Analysis of Simulation Testing Based on Voyages of Arc7 Class Vessels in the Arctic. *International Journ. of Offshore and Polar Engineering*. 2023, 33 (03): 234–241. <https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik12>
- Bröhan D., Kaleschke L. A Nine-Year Climatology of Arctic Sea Ice Lead Orientation and Frequency from AMSR-E Remote Sensing. 2014, 6 (2): 1451–1475. <https://doi.org/10.3390/rs6021451>
- Chechin D. G., Makhotina I. A., Lüpkes C., Makshatas A. P. Effect of Wind Speed and Leads on Clear-Sky Cooling over Arctic Sea Ice during Polar Night. *Journ. of the Atmospheric Sciences*. 2019, 76 (8): 2481–2503. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0277.1>
- Coon M. D., Evans R. J. On Wind-Induced Cracking Of Sea-Ice Sheets. *Journ. of Glaciology*. 1977, 18 (78): 152–154. <https://doi.org/10.3189/S0022143000021638>
- Coon M. D., Maykut G. A., Pritchard R. S., Rothrock D. A., Thorndike A. S. Modeling the pack ice as an elastic-plastic material. *AIDJEX BULLETIN*. 1974, 24: 1–106.
- Gultepe I., Isaac G. A., Williams A., Marcotte D., Strawbridge K. B. Turbulent heat fluxes over leads and polynyas, and their effects on arctic clouds during FIRE.ACE: Aircraft observations for April 1998. *Atmosphere–Ocean*. 2003, 41 (1): 15–34. <https://doi.org/10.3137/ao.410102>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R. The Detection and Characterization of Arctic Sea Ice Leads with Satellite Imagers. *Remote Sensing*. 2019, 11 (5): 521. <https://doi.org/10.3390/rs11050521>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R. A 20-Year Climatology of Sea Ice Leads Detected in Infrared Satellite Imagery Using a Convolutional Neural Network. *Remote Sensing*. 2022, 14 (22): 5763. <https://doi.org/10.3390/rs14225763>
- Hoffman J. P., Ackerman S. A., Liu Y., Key J. R., McConnell I. L. Application of a Convolutional Neural Network for the Detection of Sea Ice Leads. *Remote Sensing*. 2021, 13 (22): 4571. <https://doi.org/10.3390/rs13224571>
- Hutter N., Losch M. Feature-based comparison of sea ice deformation in lead-permitting sea ice simulations. *The Cryosphere*. 2020, 14 (1): 93–113. <https://doi.org/10.5194/tc-14-93-2020>
- Hutter N., Zampieri L., Losch M. Leads and ridges in Arctic sea ice from RGPS data and a new tracking algorithm. *The Cryosphere*. 2019, 13 (2): 627–645. <https://doi.org/10.5194/tc-13-627-2019>
- Key J., Stone R., Maslanik J., Ellefsen E. The detectability of sea-ice leads in satellite data as a function of atmospheric conditions and measurement scale. *Annals of Glaciology*. 1993, 17: 227–232. <https://doi.org/10.3189/s026030550001288x>
- Li M., Liu J., Qu M., Zhang Z., Liang X. An Analysis of Arctic Sea Ice Leads Retrieved from AMSR-E/AMSR2. *Remote Sensing*. 2022, 14 (4): 969. <https://doi.org/10.3390/rs14040969>

- Lindsay R. W., Rothrock D. A.* Arctic sea ice leads from advanced very high resolution radiometer images. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 1995, 100 (C3): 4533–4544. <https://doi.org/10.1029/94JC02393>
- Lüpkes C., Vihma T., Birnbaum G., Wacker U.* Influence of leads in sea ice on the temperature of the atmospheric boundary layer during polar night. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (3): L03805. <https://doi.org/10.1029/2007GL032461>
- Lyden J. D., Shuchman R. A.* A Digital Technique to Estimate Polynya Characteristics from Synthetic Aperture Radar Sea-Ice Data. *Journ. of Glaciology*. 1987, 33 (114): 243–245. <https://doi.org/10.3189/S002214300008765>
- Marcq S., Weiss J.* Influence of sea ice lead-width distribution on turbulent heat transfer between the ocean and the atmosphere. *The Cryosphere*. 2012, 6 (1): 143–156. <https://doi.org/10.5194/tc-6-143-2012>
- Marko J. R., Thomson R. E.* Spatially periodic lead patterns in the Canada Basin Sea Ice: A possible relationship to planetary waves. *Geophys. Research Letters*. 1975, 2 (10): 431–434. <https://doi.org/10.1029/GL002i010p00431>
- Maslanik J. A., Barry R. G.* Short-Term Interactions Between Atmospheric Synoptic Conditions and Sea-Ice Behaviour in the Arctic. *Annals of Glaciology*. 1989, 12: 113–117. <https://doi.org/10.3189/S0260305500007059>
- May R., Tarovik O., Topaj A., Fedyakov V., Frolov S.* Method for finding the optimal ship route in ice based on vector geo-algorithms. *Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering*. 2020, 30 (1): 78–85. <https://doi.org/10.17736/ijope.2020.jc785>
- Rampal P., Weiss J., Marsan D.* Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007. *Journ. of Geophys. Research*. 2009, 114 (C5). <https://doi.org/10.1029/2008JC005066>
- Reiser F., Willmes S., Heinemann G.* A New Algorithm for Daily Sea Ice Lead Identification in the Arctic and Antarctic Winter from Thermal-Infrared Satellite Imagery. *Remote Sensing*. 2020, 12 (12): 1957. <https://doi.org/10.3390/rs12121957>
- Richter-Menge J., McNutt L., Overland J., Kwok R.* Relating Arctic pack ice stress and deformation under winter conditions. *Journ. of Geophys. Research*. 2002, 107 (C10): 8040. <https://doi.org/10.1029/2000JC000477>
- Röhrs J., Kaleschke L.* An algorithm to detect sea ice leads by using AMSR-E passive microwave imagery. *The Cryosphere*. 2012, 6 (2): 343–352. <https://doi.org/10.5194/tc-6-343-2012>
- Stirling I.* The importance of polynyas, ice edges, and leads to marine mammals and birds. *Journ. of Marine Systems*. 1997, 10 (1): 9–21. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00054-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00054-1)
- Stone R. S., Key J. R.* The Detectability of Arctic Leads Using Thermal Imagery Under Varying Atmospheric Conditions. *Journ. of Geophys. Research*. 1993, 9 (C7): 12469–12482.
- Tschudi M., Curry J., Maslanik J.* Characterization of springtime leads in the Beaufort/Chukchi Seas from airborne and satellite observations during FIRE/SHEBA. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2002, 107 (C10): 8034. <https://doi.org/10.1029/2000JC000541>
- Willmes S., Heinemann G.* Sea-Ice Wintertime Lead Frequencies and Regional Characteristics in the Arctic, 2003–2015. *Remote Sensing*. 2016, 8 (1): 4. <https://doi.org/10.3390/rs8010004>
- Zakharova E. A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy F., Kouraev A. V., Heinemann G.* Sea Ice Leads Detection Using SARAL/AltiKa Altimeter. *Marine Geodesy*. 2015, 38 (1): 522–533. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1019655>

ОЦЕНКА ПОВТОРЯЕМОСТИ АТМОСФЕРНЫХ БЛОКИНГОВ НАД ПРИКАСПИЙСКИМ РЕГИОНОМ В ЗИМНИЕ МЕСЯЦЫ 1959–2022 ГГ. И ИХ ВЛИЯНИЯ НА ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

© 2024 г. А. В. Холопцев¹, Ж. К. Наурузбаева^{2*}

¹Севастопольское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова, Севастополь, Россия

²Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан

*e-mail: naurozbaeva.zhanar@mail.ru

Поступила в редакцию 13.07.2023 г.

После доработки 19.10.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Оценены повторяемости атмосферных блокингов в зимы 1959–2022 гг., их влияние на ледовый покров Северного Каспия. Применён реанализ ERA5 с использованием данных гидрометеорологических станций Прикаспия. Установлено, что при блокингах температуры воздуха ниже, чем в период их отсутствия. Для Прикаспийского региона имеет место значимая связь между уменьшением повторяемости блокингов, сумм отрицательных температур воздуха и толщиной льда.

Ключевые слова: Каспийское море, атмосферные блокинги, атмосферное давление, реанализ, температура воздуха, сумма отрицательных температур воздуха, толщина льда, ледовый режим

DOI: 10.31857/S2076673424010094

ВВЕДЕНИЕ

Каспийское море — южное море, которое в настоящее время разделяют пять государств: Азербайджан, Казахстан, Россия, Иран и Туркменистан. Устойчивый ледовый покров формируется на акватории Северного Каспия у побережья России и Казахстана. Условия формирования льда определяются в первую очередь термическим режимом, водным балансом и изменениями уровня моря, который в последние десятилетия значительно падает. Некоторые вопросы воздействия перечисленных факторов на ледовый покров рассмотрены в предыдущих работах (Лобанов, Наурузбаева, 2021; Kholoptsev, Naurozbaeva, 2022; Naurozbaeva и др., 2023). Термический режим формируется в соответствии с барико-циркуляционными процессами. Атмосферные блокинги (далее — АБ), которые образуются над Прикаспийский регионом, представляют особый интерес в зимние месяцы из-за своего воздействия на снижение температуры воздуха (Kholoptsev, Naurozbaeva, 2022).

Современные представления о причинах возникновения АБ и их последствиях изложены в работах многих отечественных (Шакина, Иванова, 2010; Мохов и др., 2013; Мохов, 2021; Мохов, Тимажев, 2022) и зарубежных авторов (Barriopedro et al., 2006; Drouard, Woollings, 2018; Davini, D’Andrea,

2020; Vacer et al., 2021). Причинами возникновения блокингов могут быть процессы двух типов: во-первых, блокирование меридионального типа, т.е. обтекание потоками земного рельефа, чаще всего происходящее над территориями Урала и Казахстана (Luo, 2016; Antokhina et al., 2018), и крупномасштабная неустойчивость зонального потока. Она способствует образованию мощной системы взаимодействующих антициклонов и циклонов (блокирование расщепляющегося типа) или мощного гребня и двух циклонов (омега-блокирование).

Б. Л. Дзердзеевский ещё в первой половине XX века при анализе расположения систем Северного полушария описал меридиональные атмосферные блокинги (Дзердзеевский и др., 1946; Дзердзеевский, 1968). Они представляют собой высокие малоподвижные антициклоны, которые способствуют приостановке западного переноса воздушных масс, а своё месторасположение, как правило, сохраняют в течение длительного времени.

Атмосферные блокинги могут занимать территорию больше 20° по долготе и больше 40° по широте (от Арктики и до периферий соответствующих субтропических антициклонов) (Дзердзеевский, 1968). Чем длительнее период существования атмосферного блокинга, тем существеннее его воздействие на термический режим региона. Поэтому

целесообразно изучать АБ продолжительностью не менее 5 суток.

Поскольку возникновение над Прикаспийским регионом в зимние месяцы таких АБ приводит к усилению морозов, допустимо предположить, что увеличение их повторяемости способно приводить к значимому увеличению максимальной толщины льда Северного Каспия, а также площади ледяного покрова. Такая гипотеза не является единственной, поскольку изменения упомянутых характеристик ледяного покрова этого региона Каспия могут быть вызваны и иными причинами. Проверку этой гипотезы ранее не проводили, несмотря на систематический мониторинг гидрометеорологических процессов всего региона, проводимый национальными гидрометеослужбами прибрежных стран. Подтверждение справедливости выдвинутой гипотезы позволило бы применить результаты моделирования и прогнозирования изменений АБ над Прикаспийским регионом при оценке вероятных изменений ледового режима Северного Каспия. Поэтому её проверка представляет теоретический и практический интерес.

Цель работы заключается в проверке справедливости выдвинутой гипотезы, а также в оценке для зимних месяцев тенденций изменений повторяемости над Прикаспийским регионом АБ продолжительностью более 5 суток. Для выполнения этой цели решены такие задачи: выявлены особенности межгодовых изменений средних значений повторяемости атмосферных блокингов за зимний сезон в Прикаспийском регионе, произошедших за период 1959–2022 гг., и выполнена проверка выдвинутой гипотезы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для решения поставленных задач в качестве исходного материала использовались данные по температуре воздуха пятнадцати станций Прикаспийского региона; на шести из них производились систематические измерения толщины льда. Кроме того, рассмотрены данные по трём станциям России — о. Тюлений, о. Искусственный и Лагань. Расположение пунктов мониторинга показано на рис. 1.

Для выявления АБ использована информация о среднечасовых значениях атмосферного давления над уровнем моря, а также на высотах, которые представлены в реанализе ERA5 (Hersbach, 2016; Hoffmann, 2019). Этот реанализ создан Европейским центром среднесрочных прогнозов и представляет собой пятое поколение реанализа глобальных атмосферных наблюдений ECMWF. Его основные преимущества, по сравнению с другими подобными реанализами, представляют непрерывные ряды данных за период с 1959 г. по настоящее время, а также высокое пространственное

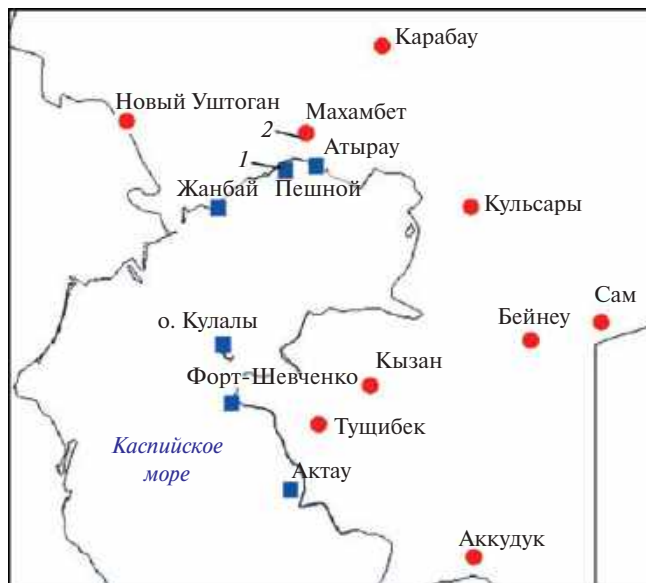


Рис. 1. Расположение гидрометеорологических станций Казгидромета: 1 — наблюдения за температурой воздуха и толщиной льда; 2 — наблюдения за температурой воздуха.
Fig. 1. Location of hydrometeorological stations of Kazhydromet: 1 — observations of air temperature and ice thickness; 2 — observation of air temperature.

($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ по долготе и широте) и временное (1 час) разрешение данных (IMERG: Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM).

Для верификации моделей применяются непосредственные наблюдения наземной сети, а также данные спутникового мониторинга. Сведения ассимилируются и обрабатываются с использованием цикла 41r2 Интегрированной системы прогнозирования (IFS) (данные и информация, предоставляемые Copernicus). При выполнении реанализа изменений среднечасовых температур воздуха в узлах координатной сетки реанализа ERA5 применены математические модели IMERG (IMERG: Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM). При решении задачи для обнаружения АБ над Прикаспийским регионом применена предложенная авторами методика (Kholoptsev, Naurozbayeva, 2022).

Атмосферный блокинг, продолжающийся 5 суток и более во всех узлах координатной сетки реанализа, расположенных между параллелями 40° с.ш. и 47° с.ш. на заданном меридиане, соответствовал следующим условиям: во-первых, приведённое к уровню моря атмосферное давление превышало 1015 гПа на заданную величину L , а значения геопотенциала, соответствующие изобарическим поверхностям $P = 300$, $P = 500$ и $P = 850$ гПа, в рассматриваемые даты превышали среднемесячные значения этих показателей не менее чем на $200 \text{ м}^2/\text{с}^2$; во-вторых, критерий Лежёнаса — Окленда $\Phi(P)$ был отрицателен: $\Phi(P) = [I(1 - 10) + I(1) + I(1 + 10)] < 0$, где $I(1) = H(1, 40^\circ \text{ с.ш.}) -$

$H(1.60^\circ \text{с.ш.})$ — индекс Лежёнаса — Окленда; H — высота изобарической поверхности P дам, l — долгота; выполняется для указанных изобарических поверхностей не только 500 гПа, но также 300 и 850 гПа.

Как характеристика повторяемости АБ над Прикаспийским регионом (далее $P_{\text{АБ}}$) в зимнем сезоне года рассматривалось среднее количество суток из периода с 1 декабря по 28 (29) февраля, в течение которых АБ был обнаружен. Указанный показатель был оценен для двух диапазонов долгот: $47\text{--}54^\circ$ в.д. (западная часть Прикаспийского региона) и $54\text{--}60^\circ$ в.д. (его восточная часть). Изучались зависимости от времени $P_{\text{АБ}}$ для каждого месяца зимнего сезона, а также для всего сезона в целом, соответствующие периоду 1960–2020 гг. Кроме того, рассматривались зависимости средних значений P , которые вычислены в скользящем окне продолжительностью 5 лет от года начала этого окна.

Как характеристика тенденций изменения повторяемости АБ ($P_{\text{АБ}}$) оценивались значения углового коэффициента линейного тренда временных рядов этого показателя для периодов 1991–2020, 2000–2020, а также 2010–2020 гг. Значение указанного коэффициента признавалось значимым, если вероятность адекватности такого статистического вывода превышала 0.9. При оценке этой вероятности предполагалось, что временной ряд значений рассматриваемого показателя Y_k ($k = 1, 2, \dots, K$) сформирован из выборок G_k нормального случайного процесса с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением (СКО), которые наложены на соответствующий линейный тренд: $Y_k = G_k + z_k$.

Значения A и СКО вычислялись для каждого изучаемого сектора и каждого зимнего месяца за указанные периоды времени. Решение о значимости вычисленного показателя A принималось, если вероятность события, при котором $A \cdot K > \text{СКО}$, превышала 0.9. Поскольку G_k подчиняется нормальному закону, такое решение принималось в случаях, когда $A \cdot K > 1.3 \cdot \text{СКО}$.

При решении второй задачи применялась методы статистического анализа. Данные, поступающие с пунктов наблюдения, должны проходить не только контроль на качество, но и проверку на однородность ввиду вероятности ошибок как технических, так и человеческих факторов. Для оценки качества и однородности указанных данных используются критерии Диксона и Смирнова — Граббса (Закс, 1976). Оценка однородности средних температур воздуха выполняется по критериям Фишера (F) и Стьюдента (St). Оценка однородности эмпирического распределения температур воздуха на изучаемых метеостанциях производится по критериям Диксона и Смирнова — Граббса. При проверке экстремумов установлено, что уровень значимости составляет более 10%. Поэтому рассматриваемые данные могут быть признаны однородными с высокой степенью достоверности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

При решении первой задачи с использованием изложенной методики выявлены все АБ, которые наблюдались над Прикаспийским регионом в зимние месяцы 1959–2022 гг., а также оценены значения $P_{\text{АБ}}$ для западной и восточной его частей для каждого зимнего месяца и в среднем за сезон. Межгодовые изменения средних значений $P_{\text{АБ}}$ за зиму, которые вычислены для западной ($47\text{--}54^\circ$ в.д.) и восточной ($54\text{--}60^\circ$ в.д.) половин Прикаспийского региона, представляют собой сложные колебания с периодом 3–5 лет, вследствие чего значимые тренды этих процессов для XXI в. выявить с применением описанной методики невозможно. Как показали расчёты, усреднение межгодовых изменений $P_{\text{АБ}}$ в скользящем окне длиной 5 лет позволяет эту составляющую отчасти подавить. Это подтверждает зависимость от времени средних значений $P_{\text{АБ}}$ ($P_{\text{АБср}}$) для каждого месяца и всего сезона в целом, показанная на рис. 2.

Зависимости средних значений $P_{\text{АБ}}$ в обеих половинах Прикаспийского региона для декабря от года начала скользящего окна длиной 5 (для которого вычислен этот показатель) показывают тенденцию к их увеличению (см. рис. 2, а). Для января рассматриваемые зависимости также описываются подобными функциями (вид которых существенно отличается) (см. рис. 2, б). Для современного климатического периода зависимости средних значений $P_{\text{АБ}}$ от времени также свойственны тенденции к увеличению этих показателей. Зависимости для февраля показывают тенденцию к уменьшению (см. рис. 2, в). Межгодовые изменения средних значений $P_{\text{АБ}}$ в целом за сезон для современного климатического периода носят возрастающий характер, но указанная тенденция для восточной части Прикаспийского региона (Казахстан) выражена более явно (см. рис. 2, г). Вычисленные для всех указанных процессов значения углового коэффициента линейного тренда, значимые для современного климатического периода, приведены в табл. 1.

Оценены изменения климатической нормы, тенденции изменений $P_{\text{АБ}}$ за 1991–2020, 2000–2020 и 2010–2020 гг., значения современных КН их $P_{\text{АБ}}$, а также средних $P_{\text{АБ}}$ за 2010–2020 гг. На рис. 3 представлены зависимости средних $P_{\text{АБ}}$ (1) для декабря, января и февраля. Повторяемость $P_{\text{АБ}}$ (1) для зимних месяцев тем больше, чем меньше минимальная продолжительность АБ. В декабре наибольшая повторяемость наблюдается от 5 до 8 дней в регионе $51^\circ 50'\text{--}52^\circ 50'$ в.д., а повторяемость длительных АБ более 10 дней — в регионе $54^\circ\text{--}58^\circ$ в.д. В январе и феврале наибольшая повторяемость периодов с блокинами приходится на территорию от $55^\circ 50'$ до $60^\circ 00'$ в.д. Ближе всего к данному региону

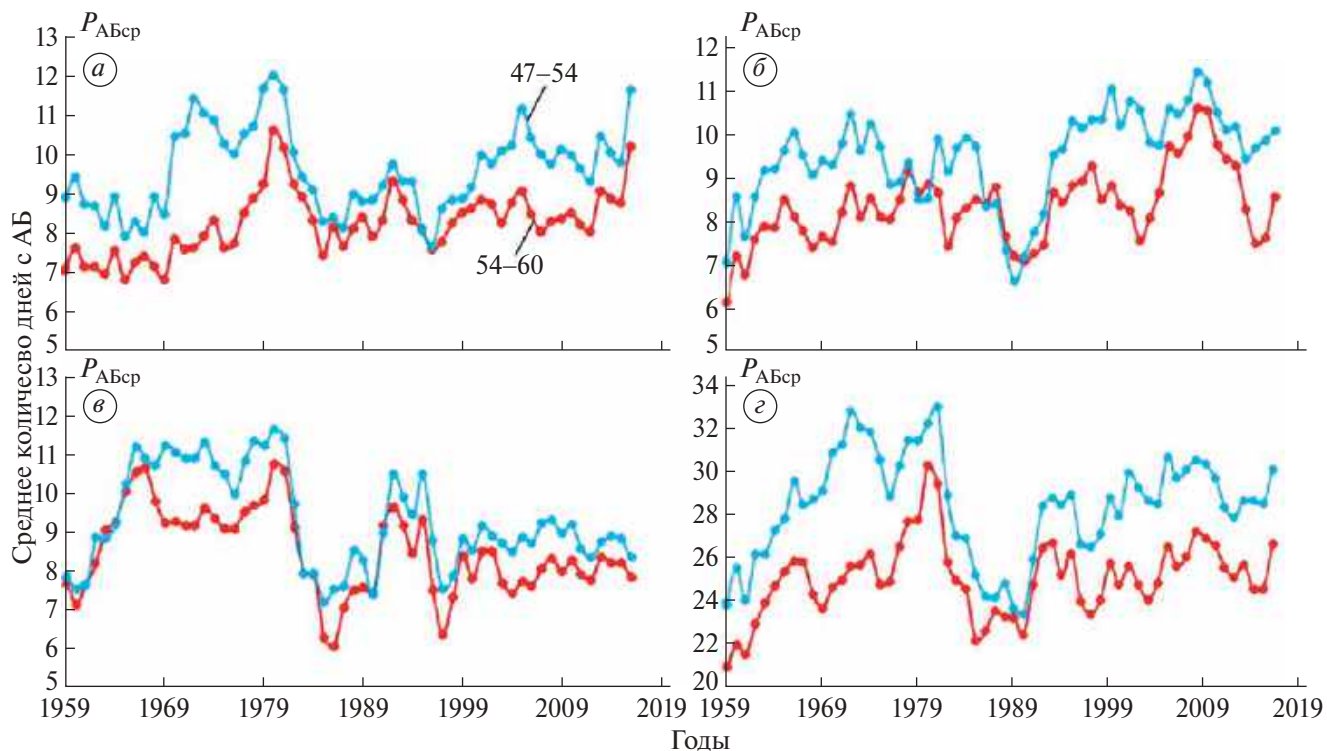


Рис. 2. Зависимости от года начала скользящего окна длиной 5 лет вычисленных для него средних значений P_{AB} (дни) для западной (47–54° в.д.) и восточной (54–60° в.д.) половины Прикаспийского региона: декабрь (а); январь (б); февраль (в); зима (з).

Fig. 2. Dependences on the year of the beginning of the 5-year sliding window of the average values of P_{AB} (days) calculated for it for the western (47–54°) and for the eastern (54–60°) half of the Caspian region: December (a); January (b); February (v); winter (z).

Таблица 1. Значения углового коэффициента линейного тренда временных рядов P_{ABcp} (суток за пятилетие) для западной и восточной частей Прикаспийского региона для зимних условий, которые значимы с вероятностью не менее 0.9

Месяц/регион	Западная часть (47–54° в.д.)	Восточная часть (54–60° в.д.)
Декабрь	0.032	0.038
Январь	0.021	0.070
Февраль	–0.028	–0.030
Весь зимний сезон	0.026	0.077

расположены станции Аккудук, Кульсары, Бейнеу и Сам.

Тенденции перемен каких-либо характеристик климата (в том числе и повторяемости АБ) Всемирная метеорологическая организация рекомендует оценивать как значения разности их климатических норм, соответствующих современному климатическому периоду (с 1991 по 2020 г.), по отношению к базовому (с 1961 по 1990 г.).

Анализ результатов исследований показал, что повторяемость блокирующих ситуаций в современный период меньше, чем в базовый период. Существенные отличия наблюдаются в феврале, что может оказывать значительное влияние на температурный фон региона, а соответственно и на нарастание толщины льда на море. Так, по результатам ранее выполненных работ (Лобанов, Наурузбаева, 2021) за многолетний период по рядам наблюдений эмпирические зависимости при статистически значимых коэффициентах уравнения регрессии и коэффициентах множественной корреляции (R) равны: для Атырау — 0.70, Лагани — 0.83, о. Кулалы — 0.60 и т.д. Кроме того, из оценки вклада каждого месяца ледового периода следует, что наибольший вклад вносит предзимний период. Как правило, в феврале толщина льда Северного Каспия достигает максимальных значений. Станции Пешной, Жанбай, Атырау располагаются вблизи 51° в.д. В декабре не отмечается увеличения повторяемости блокингов, а в январе — феврале наблюдается наименьшая повторяемость за современный период. Значительное снижение повторяемости атмосферных блокингов в феврале отмечается на территории западной акватории моря, в Астраханской области, Калмыкии, дельте р. Волга.

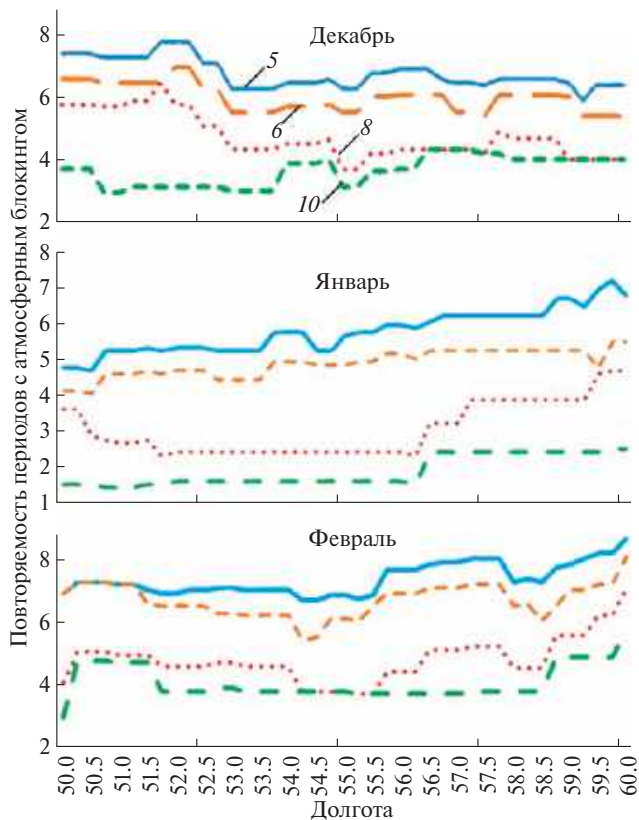


Рис. 3. Повторяемость периодов в днях (5, 6, 8 и 10) с атмосферными блокингами для параллели 45° с.ш. в зависимости от долготы P_{AB} (l): декабрь (а); январь (б); февраль (в).
Fig. 3. Frequency of periods in days (5, 6, 8 and 10) with atmospheric blockings for the 45° north latitude depending on longitude P_{AB} (l): December (a); January (b); February (v).

Как известно (Masato и др., 2014; Mokhov, Timazhev, 2019; Kononova, Lupo, 2020), следствием продолжительных АБ зимой оказывается понижение температур воздуха. В регионах западного Казахстана вклады процессов в изменения термического режима в зимние месяцы могут быть различны. Для выявления регионов, где влияние на термический режим, оказываемое АБ, является преобладающим, решена вторая задача (табл. 2).

В наше время климатическая норма в декабре практически такая же, как и в базовый период. В январе она по значениям меньше, т.е. температура воздуха в среднем выше. А в феврале её значения отличаются от первого периода в среднем на 1.5–2.0 °С, с наибольшими значениями на западном побережье Северного Каспия (см. табл. 2). Для 1959–2022 гг. характерна тенденция увеличения средней температуры воздуха за три зимних месяца: суровые зимы в 1968/69, 1976/77, 2002/03 и 2011/12 гг.; тёплые зимы — в 1965/66, 2015/16 и 2019/20 гг. Из ранее полученных выводов об изменении температуры воздуха именно в феврале было интересно рассмотреть их аномалии. Существенно низкие среднемесячные температуры были в суровые зимы (на 8 °С ниже климатической нормы). Для оценки толщины ледяного покрова привлечены данные по морским станциям Каспия (рис. 4).

За период исследований толщина льда значительно уменьшилась, особенно в западной акватории, — до 17 см. Особое внимание привлекает ст. Пешной, где толщина льда за последние 10 лет не превышает 40 см, а количество суровых зим

Таблица 2. Значения климатической нормы (°С) за периоды 1961–1990 и 1991–2020 гг.

Метеостанция		Декабрь		Январь		Февраль	
Название	Долгота	1961–1990	1991–2020	1961–1990	1991–2020	1961–1990	1991–2020
Атырау	51.53	–4.3	–4.2	–8.3	–6.4	–7.9	–5.6
Пешной	51.41	–4.1	–3.9	–8.2	–6.3	–8.1	–5.7
О. Кулалы	50.02	–0.5	0.0	–3.8	–1.9	–4.0	–1.3
Актау	51.10	1.2	1.4	–1.8	–0.3	–1.1	0.6
Форт-Шевченко	50.15	1.2	0.7	–2.0	–1.3	–1.8	–0.8
Ганюшкино	49.27	–2.8	–3.0	–6.7	–5.0	–6.4	–4.4
Уштаган	52.72	–4.6	–4.4	–8.7	–6.5	–8.2	–5.7
Карабау	52.92	–6.4	–6.5	–11.1	–8.8	–11.0	–8.1
Сагиз	54.88	–6.9	–7.5	–11.7	–10.0	–11.7	–9.4
Кульсары	54.10	–5.0	–5.6	–9.6	–7.9	–9.9	–7.0
Махамбет	51.35	–5.1	–5.2	–9.6	–7.5	–9.8	–6.7
Бейнеу	55.12	–3.5	–4.2	–7.9	–6.2	–7.7	–6.2
Кызан	52.67	–2.1	–2.1	–5.9	–3.9	–5.3	–3.1
Сам		–4.0	–5.1	–8.6	–7.3	–8.6	–6.2
Тушибек	51.94	–1.1	–1.2	–4.3	–2.9	–3.4	–1.9

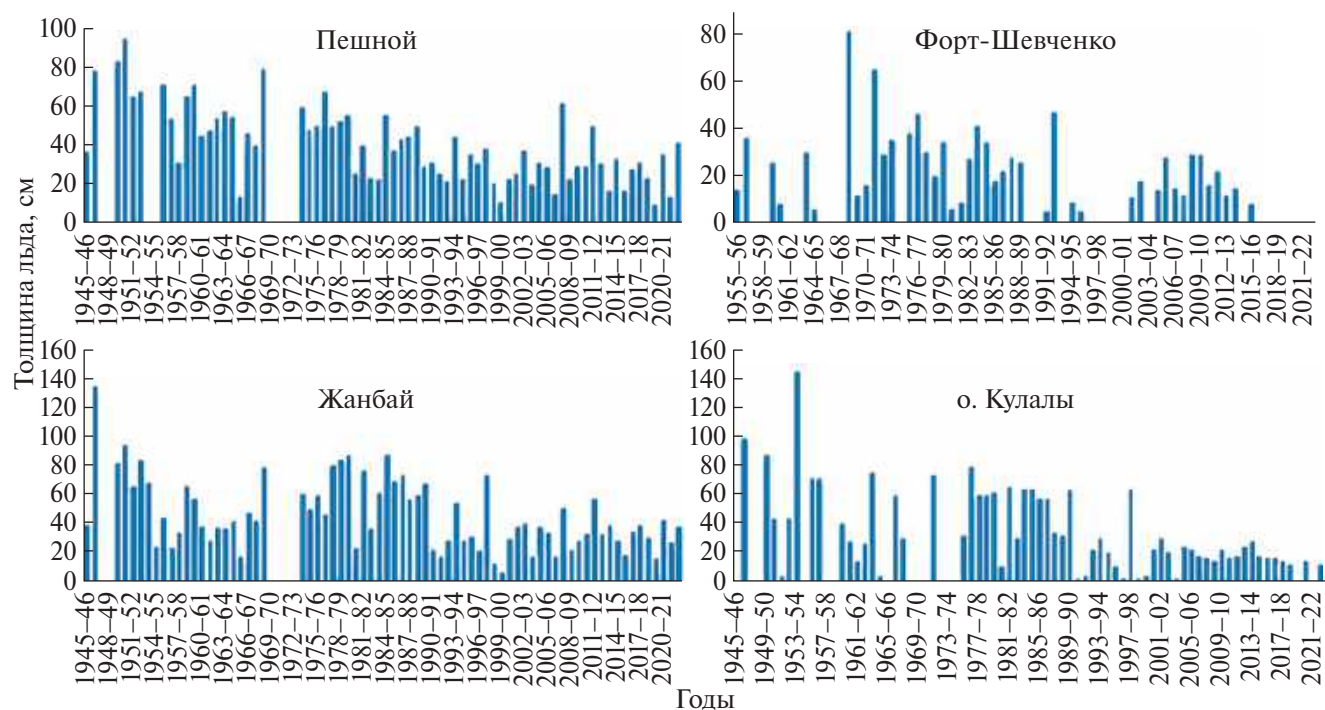


Рис. 4. Максимальная толщина льда за зимний период: Пешной (а); Жанбай (б); Форт-Шевченко (в); о. Кулалы (г).
Fig. 4. Maximum ice thickness in winter: Peshnoy (a); Zhanbay (b); Fort-Shevchenko (v); Kulaly Island (z).

значительно сократилось. На станциях Среднего Каспия практически не фиксируется ледяной покров, только приносной лёд, дрейфующий с акватории Северного Каспия.

Необходим также анализ сумм отрицательных температур воздуха как одного из главных факторов нарастания толщины льда. Для этого были посчитаны суммы по морским станциям за исследуемый период. На рис. 5 для примера приведены три станции: Пешной как репрезентативная станция Северного Каспия, где устойчивый ледовый покров образуется каждый год; станция на острове Кулалы, которая находится на границе Северного Среднего Каспия, где лёд устанавливается только в умеренные и суровые (очень суровые) зимы; Актау, расположенный в Среднем Каспии. Суммы отрицательных температур воздуха за зимний период уменьшаются повсеместно. Суммы менее 400 °С относятся к мягким зимам, более 900 °С — к суровым (по классификации суровости зим Бухарицина).

На рис. 6 показаны значения среднемесячной температуры воздуха в феврале 1969 и 2016 гг. (суровая и мягкая зимы). В 1969 г. такие значения значительно ниже. При рассмотрении количества дней с блокингом отмечено, что в феврале 1969 г. АБ были с 3-го по 10-е число и с 21-го по 25-е число, а в 2016 г. — с 12 по 19 февраля. Во время периода с блокингом температура воздуха опустилась до -33.7 °С в Атырау (10 февраля), в течение 4 ночей

температура была ниже -29 °С. В Форт-Шевченко 9 февраля температура опускалась до -25 °С. В течение 4 ночей температура была ниже -20 °С. В 2016 г. 13 февраля температуры были не столь значительны: в Атырау опустилась до -3.9 °С, в Форт-Шевченко до -0.9 °С. В 2003 г. в Атырау 20 февраля температура понизилась до -17.3 °С, а в 2012 г. — до -27.3 °С. На станции Форт-Шевченко в 2003 г. понижение было также значительным: до -14.5 °С, в 2012 г. до -18.6 °С.

При рассмотрении срочных данных (дискретностью 6 часов) замечено, что в периоды длительных блокингов понижается не только среднесуточная температура воздуха, но и минимальная. Кроме того, нарастание льда в эти периоды происходит интенсивнее. По данным о площади ледяного покрова, предоставляемым Научно-исследовательским центром «Планета», динамика изменения площади в суровый зимний период 2011/12 г. и в мягкий 2015/16 г. значительно отличается. В суровую зиму 2011/12 г. площадь ледяного покрова достигала 92 тыс. км² в феврале, что на 16 тыс. км² больше, чем в мягкую зиму. Важно обратить внимание на первую декаду февраля 2012 г., когда установился длительный блокинг и площадь стремительно увеличилась с 75 до 92 тыс. км². Толщина льда на станции Пешной достигла 50 см, о. Искусственный и в Лагани — 46 см, даже на о. Тюлений 24 см и о. Кулалы 9 см. А в 2016 г. блокинга более

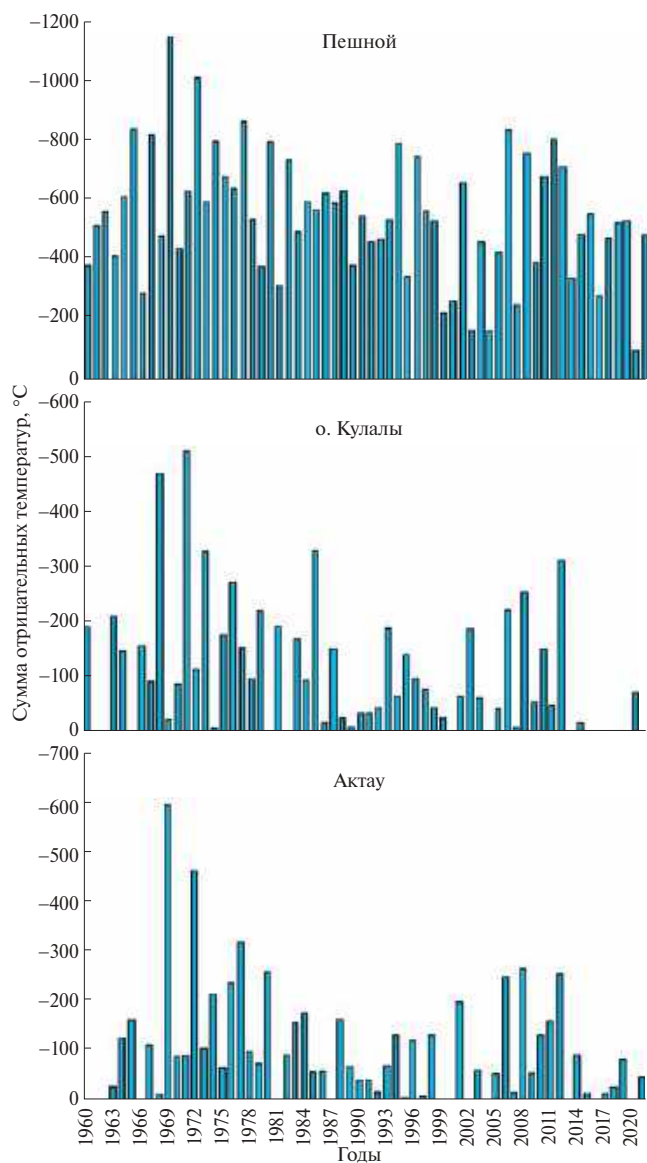


Рис. 5. Значения сумм отрицательных температур воздуха за зимний период: Пешной (а); о. Кулалы (б); Актау (в).

Fig. 5. The values of the sums of negative air temperatures for the winter period: Peshnoy (a); Kulaly Island (b); Aktau (c).

5 дней в третьей декаде января и в феврале не было, соответственно, и прирост льда составил 4 тыс. км².

В последние десятилетия в регионе сокращается количество суток с заморозками и с сильными морозами ниже -20°C . Существенно сокращается количество таких суток (на 2–3 суток за 10 лет) в западных регионах (Кожаметовы, 2016). Снижение среднесуточных температур при блокингах обусловлено синоптическими процессами, барико-циркуляционным полем. Влияние Сибирского антициклона проявляется слабее, активнее воздействует циклоническая деятельность с юга и запада, более ощутимо проявляется влияние самого Каспийского моря и выходов южно-каспийских циклонов, что воздействует на ледовый режим Северного Каспия.

Учитывая изложенный выше анализ распределения атмосферных блокингов продолжительностью более 5 суток, можно заметить, что значительные суммы отрицательных температур совпадают с периодами длительных блокингов. В годы продолжительных блокингов можно отметить увеличение толщины ледяного покрова. Мы предполагаем, что уменьшение продолжительности блокинга способствует увеличению среднемесячной температуры воздуха, незначительному накоплению сумм отрицательных температур и, соответственно, небольшому росту толщины льда. Затoki воздушных масс с запада и северо-запада могут приносить насыщенные влагой воздушные массы, что в свою очередь приводит к выпадению осадков смешанного типа в феврале. Из анализа продолжительности блокингов следует, что затoki воздушных масс с приходом стационарных антициклонов из районов Атлантики, Европы и Западной Сибири способствуют более благоприятным погодным условиям в сравнении с затоками с севера и востока в виде отрога Сибирского антициклона.

Установлено, что в Прикаспийском регионе в наше время уменьшаются суммы отрицательных температур, что согласуется с выводами (Бухарицин и др., 2014; Бухарицин, 2019) о потеплении здесь климата; эти выводы согласуются и с выявленным уменьшением толщины льда. Чем

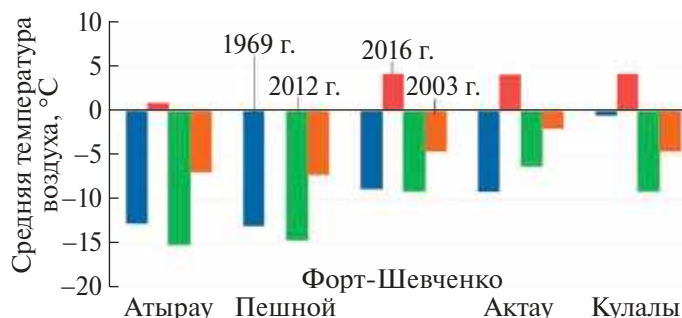


Рис. 6. Среднемесячная температура воздуха в феврале 1969, 2003, 2012 и 2016 гг.

Fig. 6. Average monthly air temperature in February 1969, 2003, 2012, and 2016.

больше длительность АБ, тем температурный фон ниже, а толщина льда больше.

Результаты решения второй задачи подтверждают применимость предложенной методики выявления АБ. Они свидетельствуют о том, что в зимние месяцы АБ оказывают наибольшее влияние на температурный режим Прикаспийского региона (где влияние Сибирского антициклона проявляется слабее). Последнее свидетельствует об адекватности для территории Казахстана не только полученных выводов и применённой методики, но также результатов реанализа ERA5, которые используются как фактический материал.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты проведённого исследования соответствуют существующим представлениям о влиянии АБ на метеосостояние в континентальных регионах северного умеренного климатического пояса (Бухарицин и др., 2014; Мохов, 2016; Копопова, Луро, 2020; Гинзбург и др., 2021). В работах (Luo, 2016; Antokhina et al., 2018; Tyrlis et al., 2019) представлены корреляционные карты между частотой блокирования и температурой воздуха в узлах сетки и сообщается, что корреляционное поле имеет дипольную диаграмму. Над территорией, соответствующей Казахстану, отмечается уменьшение температуры с увеличением частоты блокингов, что соответствует полученным выводам. В зимние месяцы влияние АБ на температурный режим различных частей территории Казахстана сильнее проявляется в её западном (Прикаспийском) регионе.

Как и следовало ожидать, влияние АБ на термический режим регионов Казахстана в зимние месяцы проявляется тем более ощутимо, чем дальше их территории расположены от центра Сибирского антициклона, который становится зависимым от структуры блокирования. Слабее всего это влияние проявляется на востоке и севере, а наиболее сильно — в Прикаспийском регионе. Степень соответствия между изменениями средних температур воздуха, оцененных за период АБ, а также $P_{АБ}$ тем выше, чем больше продолжительность АБ.

В настоящем исследовании впервые получены оценки повторяемости АБ разной продолжительности в зимние месяцы 1959–2022 гг. над всеми регионами Казахстана, что позволяет сопоставить риски возникновения сильных морозов и ряда других опасных метеорологических явлений, связанных с АБ. Для Прикаспийского региона установлено, что в настоящее время уменьшается повторяемость длительных атмосферных блокингов, которые возникают в зимние месяцы, что может служить существенной причиной быстрого потепления здешнего климата.

В суровые зимы суммы отрицательных температур на побережье Северного Каспия в периоды АБ могут достигать (и даже превышать) 70–90 °С,

что благоприятствует быстрому увеличению толщины ледяного покрова. Эти процессы могут быть наиболее опасны в ноябре — декабре, когда они способны приводить к образованию такой разновидности льда, как “резун”, опасного для лодок и маломерных судов. В мягкие (тёплые) зимы повторяемость АБ заметно меньше, чем в суровые, а суммы отрицательных температур воздуха в регионе по модулю значительно меньше. При этом ледяной покров Северного Каспия не образуется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием реанализа ERA5 оценена повторяемость атмосферных блокингов над Прикаспийским регионом в зимние месяцы 1959–2022 гг. Установлено, что при АБ температуры ниже, чем в период их отсутствия. Показано, что для Прикаспийского региона существует связь между уменьшением повторяемости атмосферных блокингов, сумм отрицательных температур воздуха на его побережьях и толщиной ледяного покрова соответствующих участков прибрежных акваторий. Чем больше суммарная длительность АБ за зимние месяцы, тем температурный фон в регионе ниже, а толщины льда в феврале больше.

Перспективные направления дальнейших исследований в рассматриваемом научном направлении связаны с выявлением на основе использования реанализа ERA5 тенденций изменения суммарных длительностей АБ в разных регионах территории Казахстана, характерных для зимних месяцев, которые проявились за весь период современного потепления климата. Результаты таких исследований могут применяться в транспортной логистике, сельскохозяйственной отрасли, а также коммунальном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухарицин П. И. Исследования каспийских льдов: ледовый режим Каспия, процессы льдообразования, характеристики ледяного покрова, методы расчёта и прогноза ледовых явлений // *Palmarium Academic Publishing*. 2019. 132 с.
- Бухарицин П. И., Болдырев Б. Ю., Новиков В. И. Комплексная система гидрометеорологического обеспечения безопасности мореплавания, портов и транспортных комплексов на Каспийском море. Комплекс мероприятий по гидрометеорологическому обеспечению безопасности мореплавания и работы портов // *Международный журнал экспериментального образования*. 2015. № 8—2. С. 190–192.
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — мировой центр данных // *Электронный ресурс*. <http://meteo.ru/> (Дата обращения: 28.01.2022).

- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Серых И. В., Лебедев С. А. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Каспийского моря (1980–2020) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 277–291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-277-291>
- Данные и информация, предоставляемые службой Copernicus // Электронный ресурс. <https://www.copernicus.eu/en/access-data> (Дата обращения: 30.03.2023).
- Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии // Материалы метеоролог. исследований. М.: АН СССР и Межвед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1968. 240 с.
- Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Тр. н.-и. учреждений Глав. упр. гидрометеослужбы при Совете Министров СССР. Сер. 2. Синоптическая метеорология. Вып. 21. Л.: Гидрометиздат, 1946. 80 с.
- Ежегодный бюллетень мониторинга состояния и изменения климата Казахстана // Электронный ресурс. <https://www.kazhydromet.kz/ru/klimat/ezhegodnyu-byulleten-monitoringa-sostoyaniya-i-izmeneniya-klimata-kazahstana> (Дата обращения: 30.03.2023).
- Закс Л. Статистическое оценивание. М.: Статистика, 1976. 598 с.
- Кожухметов П. Ж., Кожухметова Э. П. Экстремальные метеорологические явления в Казахстане в условиях глобального потепления климата // Гидрометеорология и экология. 2016. № 2 (81). С. 7–19.
- Лобанов В. А., Наурызбаева Ж. К. Влияние изменения климата на ледовый режим Северного Каспия. СПб.: РГГМУ, 2021. 140 с. http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/rid_f9fc95690a374fa38903ed7cdd3be28b.pdf
- Мохов И. И. Экстремальные атмосферные и гидрологические явления в российских регионах: связь с тихоокеанской десятилетней осцилляцией // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 183–188.
- Мохов И. И., Акперов М. Г., Прокофьева М. А., Тимажеев А. В., Лупо А. Р., Ле Трет Э. Блокинг в северном полушарии и евроатлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчетам // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 5. С. 1–5.
- Мохов И. И., Тимажеев А. В. Интегральный индекс активности атмосферных блокирований в северном полушарии в последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 6. С. 638–647.
- Шакина Н. П., Иванова А. Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5–18.
- Antokhina O., Antokhin P., Devyatova E., Martynova Y. 2004–2016 Wintertime Atmospheric Blocking Events over Western Siberia and Their Effect on Surface Temperature Anomalies // Atmosphere. 2018. № 9. 72 p. <https://doi.org/10.3390/atmos902007>
- Bacer S., Jomaa F., Beaumet J., Gallée H., Le Bouëdec E., Ménégot M., Staquet C. Impact of climate change on wintertime European atmospheric blocking // Weather and Climate Dynamics. 2021. <https://doi.org/10.5194/wcd-2021-47>
- Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A. R., Hernández E. A Climatology of Northern Hemisphere Blocking // Journ. of Climate. 2006. № 19. P. 1042–1063. <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>
- Davini D., D'Andrea F. From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Simulation in Present and Future Climate // Journ. of Climate. 2020. V. 33. Is. 23. P. 10021–10038. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0862.1>, 2020
- Drouard M., Woollings T. Contrasting Mechanisms of Summer Blocking Over Western Eurasia // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. Is. 21. P. 12040–12048. <https://doi.org/10.1029/2018GL079894>
- IMERG: Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM. NASA // Электронный ресурс. <https://gpm.nasa.gov/data/imerg> (Дата обращения: 30.03.2023).
- Hersbach H., Dee D. ERA5 reanalysis is in production // ECMWF Newsletter. 2016. V. 147. P. 7.
- Hoffmann L., Günther G., Li D., Stein O. From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations // Atm. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 3097–3124.
- Kholoptsev A. V., Naurozbayeva Zh. K. The Northern Caspian Levels and Its Ice Regime Changing During Current Climate Warming // Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences. 2022 P. 133–146. https://doi.org/10.1007/978-3-030-99504-1_15
- Kholoptsev A. V., Naurozbayeva Zh. K. Estimates of the Periodicity of Atmospheric Blockings Over Kazakhstan in the Spring–Summer Time According to Era₅ Reanalysis Data // Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences. 2022. P. 19–29. https://doi.org/10.1007/978-3-031-25962-3_2
- Kononova N. K., Lupo A. R. Changes in the Dynamics of the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation and the Relationship to Surface Temperature in the 20th and 21st Centuries // Atmosphere. 2020. V. 11 (3). 255 p. <https://doi.org/10.3390/atmos11030255>

- Luo D., Xiao Y., Yao Y., Dai A., Simmonds I., Franzke C. L. E. Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part I: Blocking-Induced Amplification // *Journ. of Climate*. 2016. V. 29. P. 3925–3947. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0611.1>
- Masato G., Woollings T., Hoskins B. J. Structure and impact of atmospheric blocking over the Euro-Atlantic region in present-day and future simulations // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 1051–1058. <https://doi.org/10.1002/2013GL058570>
- Mokhov I., Timazhev A. Atmospheric Blocking and Changes in its Frequency in the 21st Century Simulated with the Ensemble of Climate Models // *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019. P. 369–377. <https://doi.org/10.3103/S1068373919060013>
- Tyrlis E., Manzini E., Bader J., Ukita J., Nakamura H., Matei D. Ural Blocking Driving Extreme Arctic Sea Ice Loss, Cold Eurasia, and Stratospheric Vortex Weakening in Autumn and Early Winter 2016–2017 // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2019. V. 124. P. 11313–11329. <https://doi.org/10.1029/2019jd031085>
- Naurozbayeva Z., Baubekova A., Kvasha A., Lobanov V., Kløve B., Haghighi A. T. Determining factors for changes in the ice regime of the Caspian Sea // *Intern. Journ. of Water Resources Development*. 2023. <https://doi.org/10.1080/07900627.2023.2231099>

Citation: Kholoptsev A. V., Naurozbayeva Zh. K. Estimation of the repeatability of atmospheric blockings over the Caspian region in the winter months of 1959–2022 and their impact on the ice regime of the Northern Caspian. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 121–132. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010094

Determination of occurrence of atmospheric blockings over the Caspian Sea region in winters of 1959–2022, and influence of them on the ice regime of the Northern Caspian Sea

A. V. Kholoptsev^a, Zh. K. Naurozbayeva^{b#}

^a Sevastopol Division of the N. N. Zubov State Oceanographic Institute, Sevastopol, Russia

^b Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan

[#] e-mail: naurozbaeva.zhanar@mail.ru

Received July 13, 2023; revised October 19, 2023; accepted March 31, 2024

The ice regime of the Caspian Sea has pronounced influence on the heat and moisture exchange of the reservoir with the atmosphere, the state of the ecosystem, as well as human marine activities, including shipping, fishing, construction of hydraulic structures, etc. Consequently, the development of existing ideas about the causes of changes in the characteristics of the ice regime of such water bodies is actual and socially significant problem of limnology, hydrometeorology, ecology, and navigation. This study was aimed at determination the frequency of occurrence of atmospheric blockings over the Caspian region with standings longer 5 days in winter period of 1959–2022, and investigation of influence of them on the ice regime in the Northern area of the Sea. The following information and data were used: changes in hourly mean values of atmospheric pressure at the sea level, geopotential of isobaric surfaces 850, 500 and 300 hPa, presented in the ERA5 reanalysis; and observational data on air temperature and ice cover from hydrometeorological stations located in the Caspian region of Kazakhstan and Russia. It has been established that in the winter during a long standing of atmospheric blockings the mean daily air temperatures noticeably drop. The values of all the studied characteristics of every atmospheric blocking which occurred in 1959–2022 were estimated as well the influence of them on the ice regime in the North of the Caspian Sea was analyzed. The relationship between a decrease in the frequency of atmospheric blockings (AB), sums of negative air temperatures on its coasts, and the ice cover thickness in the corresponding areas of coastal waters has been revealed in the region. The longer the total AB duration, the lower is the air temperature, and the ice thickness in February is larger.

Keywords: Caspian Sea, atmospheric blockings, atmospheric pressure, reanalysis, air temperature, sum of negative air temperatures, ice thickness, ice regime

REFERENCES

- Buharicin P. I.* Exploration of the Caspian ice: The ice regime of the Caspian Sea, the processes of ice formation characteristics of the ice cover methods of calculation and prediction of ice phenomena. Palmarium Academic Publishing. 2019: 122 p. [In Russian].
- Buharicin P. I., Boldyrev B. Ju., Novikov V. I.* Integrated system of hydrometeorological safety of navigation, ports and transport complexes on the Caspian Sea. A set of measures for hydrometeorological safety of navigation and operation of ports. *Mezhdunarodnyj zhurnal eksperimental'nogo obrazovaniya*. International Journ. of Experimental Education. 2015, 8–2: 190–192 [In Russian].
- All-Russian Scientific Research Institute of Hydrometeorological Information — World Data Center. Retrieved from: <http://meteo.ru/> (Last access: 28 January 2022) [In Russian].
- Ginzburg A. I., Kostyanov A. G., Serykh I. V., Lebedev S. A.* Climatic changes in hydrometeorological parameters of the Caspian Sea (1980–2020). Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2021, 18 (5): 277–291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-277-291> [In Russian].
- Data and information provided by the Copernicus service. Retrieved from: <https://www.copernicus.eu/en/access-data> (Last access: 30 March 2023) [In Russian].
- Dzardzeevskij B. L.* Circulation mechanisms in the atmosphere of the northern hemisphere in the XX century. *Materialy meteorologicheskikh issledovanij*. Materials of Meteorological Studies. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR and Mezhd. Geophys. Committee under the Presidium of the Academy of Sciences of the USSR, 1968: 240 p. [In Russian].
- Dzardzeevskij B. L., Kurganskaja V. M., Vitvickaja Z. M.* Typization of circulation mechanisms in the northern hemisphere and characteristics of synoptic seasons. *Trudy nauch. — issled. uchrezhdenij Glavnogo upravleniya gidromet. sluzhby pri Sovete Ministrov SSSR. Ser. 2. Sinopticheskaya meteorologiya. Vyp. 21*. Proc. of the Scientific and Technical institutions of the Main Directorate of the Hydrometeorological Service under the Council of Ministers of the USSR. Ser. 2. Synoptic meteorology. Issue 21. *Gidrometizdat*. Science institute mat. Chap. ex. hydrometeorol. service under the Council of Ministers of the USSR. Ser. 2. Synoptic meteorology. Issue. 21. Leningrad: Hydrometizdat, 1946: 80 p. [In Russian].
- Annual bulletin of monitoring the state and climate change in Kazakhstan. Retrieved from: <https://www.kazhydromet.kz/ru/klimat/ezhegodnyy-byulleten-monitoringa-sostoyaniya-i-izmeneniya-klimata-kazahstana> (Last access: 30 March 2023) [In Russian].
- Zaks L.* *Statisticheskoe ocenivanie*. Statistical estimation. Moscow: Statistics, 1976: 598 p. [In Russian].
- Kozhahmetov P. Zh., Kozhahmetova Je. P.* Extreme meteorological phenomena in Kazakhstan in the context of global climate warming. *Nauchno-tehnicheskij zhurnal "Gidrometeorologiya i ekologiya"*. Hydrometeorology and Ecology. 2016, 2 (81): 7–19 [In Russian].
- Lobanov V. A., Naurozbaeva Zh. K.* *Vlijanie izmeneniya klimata na ledovyyj rezhim Severnogo Kaspija*. The impact of climate change on the ice regime of the Northern Caspian. Monograph. Saint Petersburg: RGGMU, 2021: 140 p. http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/rid_f9fc95690a374fa38903ed7cdd3be28b.pdf
- Mohov I. I.* Extreme Atmospheric and Hydrological Phenomena in the Russian Regions: Connection with the Pacific Decadal Oscillation. *Doklady Rossijskoj Akademii nauk. Nauki o Zemle*. Reports of the Russian Academy of Sciences. Earth sciences. 2021, 2 (500): 183–188 [In Russian].
- Mohov I. I., Akperov M. G., Prokof'eva M. A., Timazhev A. V., Lupo A. R., Le Tret Je.* Blockings in the northern hemisphere and the Euro-Atlantic region: estimates of changes based on reanalysis data and model calculations. *Doklady Rossijskoj Akademii nauk*. Reports of the Russian Academy of Sciences. 2013, 5 (449): 1–5 [In Russian].
- Mohov I. I., Timazhev A. V.* Integral index of atmospheric blocking activity in the Northern Hemisphere in recent decades. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. News of the Russian Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and ocean. 2022, 6 (58): 638–647 [In Russian].
- Shakina N. P., Ivanova A. R.* Blocking anticyclones: current state of research and forecasting. *Meteorologija i gidrologija*. Meteorology and Hydrology. 2010, 11: 5–18 [In Russian].
- Antokhina O., Antokhin P., Devyatova E., Martynova Y.* 2004–2016 Wintertime Atmospheric Blocking Events over Western Siberia and Their Effect on Surface Temperature Anomalies. *Atmosphere*. 2018, 9: 72 p. <https://doi.org/10.3390/atmos902007>
- Bacer S., Jomaa F., Beaumet J., Gallée H., Le Bouëdec E., Ménégoz M., Staquet C.* Impact of climate change on wintertime European atmospheric blocking. *Weather and Climate Dynamics*. 2021. <https://doi.org/10.5194/wcd-2021-47>
- Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A. R., Hernández E.* A Climatology of Northern Hemisphere Blocking. *Journ. of Climate*. 2006, 19: 1042–1063. <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>
- Davini D., D'Andrea F.* From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Simulation in Present and Future Climate. *Journ. of Climate*. 2020, 33 (23): 10021–10038. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0862.1>, 2020
- Drouard M., Woollings T.* Contrasting Mechanisms of Summer Blockings Over Western Eurasia // *Geophys. Research Letters*. 2018, 45 (21): 12040–12048. <https://doi.org/10.1029/2018GL079894>
- IMERG: Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM. NASA Retrieved from: <https://gpm.nasa.gov/data/imerg> (Last access: 30 March 2023).

- Hersbach H., Dee D.* ERA5 reanalysis is in production. ECMWF Newsletter. 2016, 147: 7.
- Hoffmann L., Günther G., Li D., Stein O.* From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. *Atm. Chem. Phys.* 2019, 19: 3097–3124.
- Kholoptsev A. V., Naurozbayeva Zh. K.* The Northern Caspian Levels and Its Ice Regime Changing During Current Climate Warming. *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences.* 2022: 133–146. https://doi.org/10.1007/978-3-030-99504-1_15
- Kholoptsev A. V., Naurozbayeva Zh. K.* Estimates of the Periodicity of Atmospheric Blockings Over Kazakhstan in the Spring–Summer Time According to Era 5 Reanalysis Data. *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences.* 2022: 19–29. https://doi.org/10.1007/978-3-031-25962-3_2
- Kononova N. K., Lupo A. R.* Changes in the Dynamics of the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation and the Relationship to Surface Temperature in the 20th and 21st Centuries. *Atmosphere.* 2020, 11 (3): 255 p. <https://doi.org/10.3390/atmos11030255>
- Luo D., Xiao Y., Yao Y., Dai A., Simmonds I., Franzke C. L.E.* Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part I: Blocking-Induced Amplification. *Journ. of Climate.* 2016, 29: 3925–3947. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0611.1>
- Masato G., Woollings T., Hoskins B. J.* Structure and impact of atmospheric blocking over the Euro-Atlantic region in present-day and future simulations. *Geophysical Research Letters.* 2014, 41: 1051–1058. <https://doi.org/10.1002/2013GL058570>
- Mokhov I., Timazhev A.* Atmospheric Blocking and Changes in its Frequency in the 21st Century Simulated with the Ensemble of Climate Models. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2019: 369–377. <https://doi.org/10.3103/S1068373919060013>.
- Tyrlis E., Manzini E., Bader J., Ukita J., Nakamura H., Matei D.* Ural Blocking Driving Extreme Arctic Sea Ice Loss, Cold Eurasia, and Stratospheric Vortex Weakening in Autumn and Early Winter 2016–2017. *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres* 2019, 124: 11313–11329. <https://doi.org/10.1029/2019jd031085>
- Naurozbayeva Z., Baubekova A., Kvasha A., Lobanov V., Kløve B., Haghghi A. T.* Determining factors for changes in the ice regime of the Caspian Sea. *Intern. Journ. of Water Resources Development.* 2023. <https://doi.org/10.1080/07900627.2023.2231099>

РАЗНОНАПРАВЛЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ДИНАМИКЕ АРКТИЧЕСКИХ ОЗЁР НА СЕВЕРЕ СИБИРИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА В 1985–2021 ГОДАХ

© 2024 г. Ю. М. Полищук¹, М. А. Куприянов¹, В. Ю. Полищук^{2,3,*}

¹Югорский НИИ информационных технологий, Ханты-Мансийск, Россия

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

³Томский политехнический университет, Томск, Россия

*e-mail: yupolishchuk@gmail.com

Поступила в редакцию 29.03.2023 г.

После доработки 21.09.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Обсуждаются результаты анализа временных рядов данных о площадях озёр Сибирской Арктики по спутниковым снимкам и о среднегодовой температуре воздуха по результатам реанализа ERA5 за 36-летний период. Установлено значительное различие среднегодовых температур воздуха (более 4°C) в регионах Ямала и Таймыра, на территориях которых выявлены разнонаправленные тенденции многолетних изменений площадей озёр.

Ключевые слова: дистанционные методы, спутниковые снимки, многолетняя мерзлота, термокарстовые арктические озёра Сибири, среднегодовая температура, реанализ метеоданных

DOI: 10.31857/S2076673424010101

ВВЕДЕНИЕ

Значительную часть арктических территорий Евразии и Северной Америки покрывают термокарстовые озёра, которые, по оценкам (Webb, Liljedahl, 2023), составляют наибольшую долю объёма поверхностных вод среди всех наземных биомов. Быстрое потепление в Арктике приводит к таянию вечной мерзлоты и изменению площади озёр, что может оказывать влияние на среду обитания диких животных и снабжение водой отдалённых арктических поселений. В условиях климатических изменений арктические озёра играют важную роль в круговороте углерода, являясь источниками эмиссии парниковых газов в атмосферу (Walter Anthony et al., 2018; Serikova et al., 2019; Turetsky et al., 2020).

Многочисленные исследования динамики площади озёр с использованием спутниковых снимков проведены в Западной Сибири, на Аляске и в других северных регионах (Викторов и др., 2017; Polishchuk et al., 2018; Zabelina et al., 2020; Veremeeva et al., 2021). На основе анализа большого числа работ о результатах исследований динамики площади озёр в различных арктических регионах Северной Евразии и Северной Америки установлено (Webb, Liljedahl, 2023), что под действием климатических изменений в зоне

прерывистого распространения мерзлоты большинство участков демонстрируют сокращение площади озера, в то время как в зоне сплошной мерзлоты наблюдаются разнонаправленные тенденции увеличения либо уменьшения площади озёр. Согласно (Webb, Liljedahl, 2023) многочисленные исследования динамики термокарстовых арктических озёр указывают на то, что основным фактором изменения площади озёр служит таяние вечной мерзлоты в результате повышения температуры воздуха, а не изменения в уровне осадков. Этот вывод подтверждается результатами регрессионного анализа данных о площадях озёр, полученных по спутниковым снимкам территории Таймырской тундры, и данных о среднегодовой температуре воздуха и годовой сумме осадков, которые показали, что изменения площади озёр определяются в основном изменениями температуры воздуха, а влиянием осадков можно пренебречь (Полищук и др., 2021). Поэтому в настоящей работе в качестве основного климатического параметра, влияющего на динамику площади озёр, принята среднегодовая температура воздуха на арктической территории Сибири.

Начиная со времени публикации (Smith et al., 2005 г.), проводятся исследования тенденций изменения площади озёр на арктических территориях.

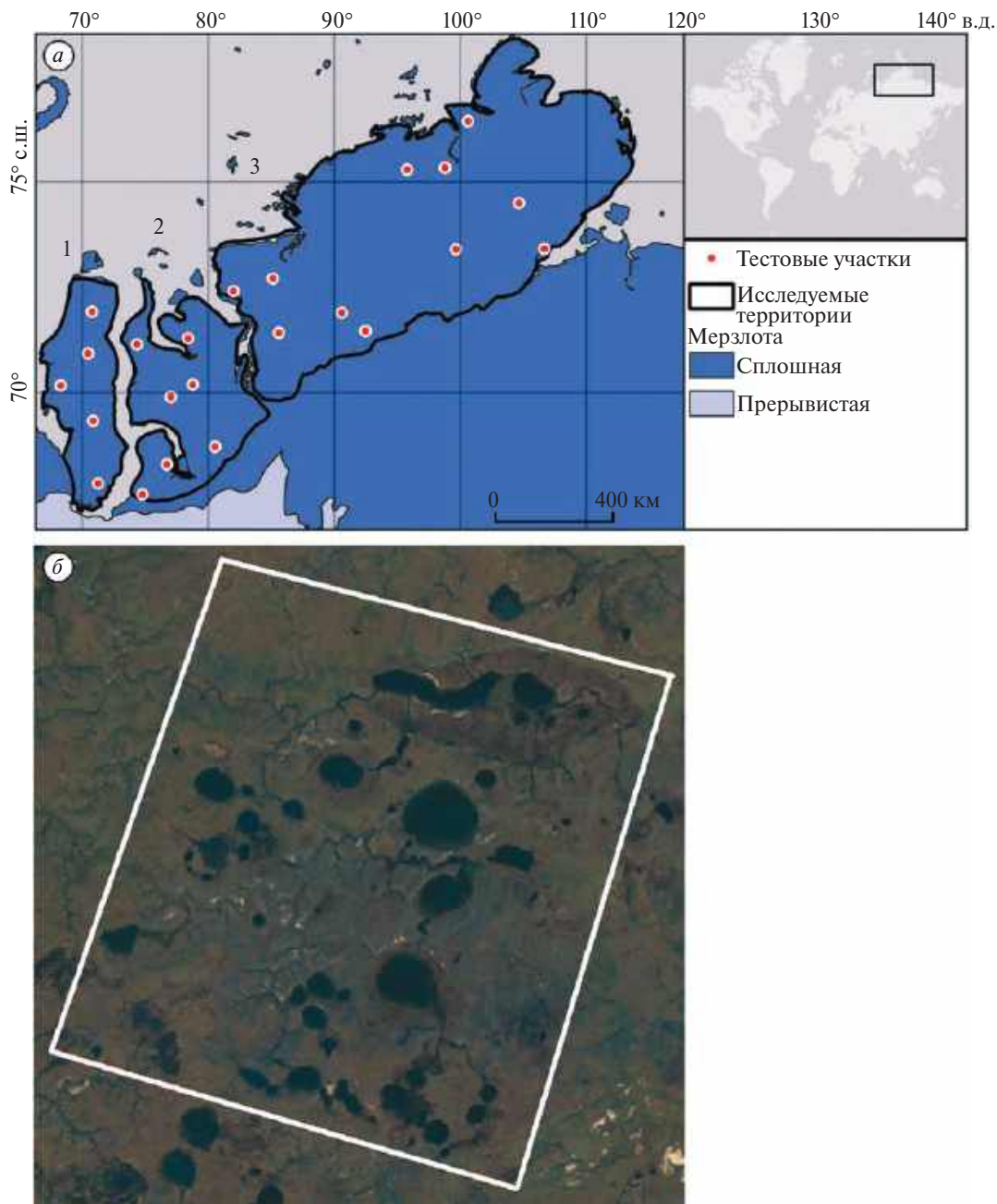


Рис. 1. Расположение тестовых участков и границ исследованных территорий Ямала (1), Гыдана (2) и Таймыра (3) на карте-схеме геокриологического зонирования (а) и фрагмент космического снимка территории Таймыра с обозначенной границей тестового участка (б).

Fig. 1. Location of test sites and boundaries of the studied territories Yamal (1), Gydan (2) and Taimyr (3) on the map-scheme of geocryological zoning (a) and a fragment of a satellite image of the territory of Taimyr with a marked border of the test area (b).

Однако вопросы, связанные с выявлением климатических факторов, ответственных за проявление определённой тенденции (сокращение или рост) в изменении площадей арктических озёр, до сих пор не изучены. Поэтому целью данной работы стало исследование особенностей динамики площадей термокарстовых озёр на арктических территориях

Сибири и установление климатического фактора, определяющего проявление той или иной тенденции (сокращение или рост) в изменении площадей озёр, на основе анализа временных рядов, данных об изменениях среднегодовой температуры воздуха и площадей озёр, полученных по снимкам Landsat за 36-летний период начиная с 1985 г.

МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

Для проведения исследований в арктической зоне Сибири выбраны три достаточно однородные по природным условиям соседние области на полуостровах Ямал, Гыдан и Таймыр, их площади составляют 114, 175 и 426 тыс. км² соответственно. Все три исследуемых региона расположены, согласно карте геокриологического зонирования (Brown et al., 1997), в зоне сплошного распространения мерзлоты, и их можно рассматривать как сравнительно однородные в геокриологическом отношении.

Для получения данных о динамике площадей озёр использовались 23 тестовых (ключевых) участка, положение которых приведено на рис. 1, а. Тестовые участки закладывались, как принято в дистанционных исследованиях термокарстовых озёр, в местах скопления озёр, т.е. в зонах активного термокарста (Викторов и др., 2017), и при условии отсутствия рек на их территории для исключения влияния речной сети на динамику озёр (например, исчезновение озёр в процессе их увеличения и смыкания с руслом рек). Размеры участков примерно одинаковы по площади (около 37 км²). Общая площадь исследованных тестовых участков (далее — ТУ) на территориях Ямала, Гыдана и Таймыра составила 860 км².

В работе использованы изображения со спутников Landsat 4, 5, 7 и 8 (пространственное разрешение 30 м). Всего использовано 372 безоблачных снимка за период с 1985 по 2021 г., они распределялись по исследуемым регионам следующим образом: 100, 182 и 90 снимков на Ямале, Гыдане и Таймыре соответственно. Для иллюстрации фрагмент снимка территории Таймыра с обозначенной границей тестового участка приведён на рис. 1, б. Чтобы уменьшить влияние колебаний уровня воды по сезонам, космические снимки выбирались, как принято в дистанционных исследованиях термокарстовых озёр, в достаточно короткий летний период (июль — август).

Площади озёр измеряли по космическим снимкам с помощью средств геоинформационной системы QGIS3.2. Минимальная площадь озёр ограничена величиной 4500 м², соответствующей площади на снимке 5 пикселей, обеспечивающей достаточно достоверное определение озёр малых размеров на фоне “шумов” изображения. Более подробно вопросы обработки и анализа снимков для получения данных о динамике площадей озёр в зонах мерзлоты рассмотрены в (Полищук и др., 2021).

Для анализа тенденций в изменении площадей озёр в условиях меняющейся температуры в работе наряду с данными об изменении среднегодовой температуры использованы временные ряды данных о средних значениях площадей озёр (на каждом ТУ), полученных путём осреднения

значений площади озёр на всех ТУ за каждый год. Исползованные в анализе временные ряды среднегодовой температуры воздуха получены за исследуемый период по результатам реанализа метеоданных, позволяющего определить значения температуры в конкретных точках района исследований, а именно: в центрах тестовых участков. В нашем исследовании использованы данные системы реанализа ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>).

Согласно данным регрессионного анализа (Полищук и др., 2021) “...влияние изменений среднегодовой температуры на величину средней площади термокарстовых озёр оказывается определяющим и значительно (на два порядка) превышает влияние уровня осадков на изменение площади озёр, т.е. влиянием осадков на изменение площадей термокарстовых озёр по данным за 35-летний период исследований на данной территории можно пренебречь по сравнению с воздействием среднегодовой температуры”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно изложенному выше временные ряды средних значений площади озёр и среднегодовой температуры для исследуемых территорий Ямала, Гыдана и Таймыра сформированы за период 1985–2021 гг. Для характеристики качества статистического материала временных рядов в таблице представлены данные о среднем значении площади озёр (по всем тестовым участкам каждого региона) и величине разброса годовых выборок значений площадей озёр, использованных для формирования временных рядов данных для территорий исследованных регионов. В связи с тем что из-за пасмурной погоды на некоторых ТУ в отдельные годы вообще не удалось найти безоблачных летних снимков, во временных рядах данных о средних (по территории) площадях озёр возникли пропуски данных, что видно в таблице. По причине пасмурной погоды в отдельные годы (например, 1992 г.) была определена площадь озёр только на одном ТУ, что и определило нулевой разброс в такие годы в таблице.

На рис. 2 представлены графики временных рядов значений средних площадей озёр и среднегодовой температуры воздуха на разных территориях исследований. Для изучения особенностей динамики площадей озёр в условиях воздействия изменений температуры на разных территориях исследования временные ряды (см. рис. 2) аппроксимировались линейным уравнением

$$y = ax + b, \quad (1)$$

где a — коэффициент линейного тренда (га/год); x — время (в годах); b — свободный член уравнения аппроксимации.

Таблица. Средняя площадь озёр и диапазоны разброса данных о площади озёр на всех тестовых участках на территориях регионов за период 1985–2021 гг.

Год	Ямал		Гыдан		Таймыр	
	диапазоны разброса, га	средняя площадь, га	диапазоны разброса, га	средняя площадь, га	диапазоны разброса, га	средняя площадь, га
1985	–	–	7.61–0.74	8.99	7.59–9.82	8.54
1986	16.6–20.58	18.59	–	–	3.16–10.1	6.94
1987	6.05–16.37	10.61	7.21–13.37	9.12	4.06–10.41	7.89
1988	5.94–20.32	15.07	7.61–14.87	9.64	7.07–24.78	13
1989	6.06–17.12	12.23	8.03–15.36	11.69	–	–
1990	14.64–23.53	18.44	7.15–10.79	8.62	2.94–10.06	6.5
1991	0	16.82	7.24–15.15	9.56	7.46–10.34	8.9
1992	0	16.33	0	7.73	–	–
1993	5.32–21.88	12.06	0	8.77	–	–
1994	5.15–16.21	9.99	8.6–15.34	10.96	8.05–10.47	9.26
1995	8.73–15.91	12.32	6.9–10.8	8.52	4.16–10.51	7.34
1996	0	17.44	7.86–14.31	10.25	–	–
1997	0	16.59	6.57–13.93	9.46	2.8–10.24	6.74
1998	8.72–19.03	13.88	6.76–15.87	10	7.02–10.25	8.69
1999	–	–	–	–	8.16–10.14	9.46
2000	5.14–16.82	12.73	6.7–16.33	10.2	7.04–24.22	11.87
2001	5.15–20.9	13.78	6.66–16.14	10.1	3.05–25.09	10.63
2002	–	–	0	7.96	7.14–39.06	18.12
2003	–	–	–	–	–	–
2004	–	–	–	–	–	–
2005	–	–	–	–	–	–
2006	0	17.25	6.51–10.71	9.07	0	7.59
2007	–	–	7.65–16.15	10.98	–	–
2008	–	–	–	–	–	–
2009	8.37–17.07	12.72	6.34–16.38	10.05	3.08–10.26	7.13
2010	–	–	0	7.31	0	10.29
2011	0	8.11	0	9.06	–	–
2012	–	–	–	–	–	–
2013	5.08–20.5	13.42	6.48–14.97	9.16	3.03–38.54	12.1
2014	7.91–17.53	13.13	7.52–10.81	9.16	–	–
2015	–	–	6.45–10.7	8.51	3.05–39	12.19
2016	5.3–18.51	13.13	6.46–16.68	9.56	4.13–10.52	7.56
2017	5.4–17.37	11.68	6.48–15.83	9.21	6.62–10.75	8.07
2018	7.77–15.55	13.55	6.04–16.44	9.56	7.05–39.31	18.15
2019	5.15–17.73	11.45	6.29–10.55	7.93	5.55–38.88	13.16
2020	5.15–17.85	12.53	6.08–12.35	8.73	2.84–10.7	7.31
2021	4.91–15.77	10.34	6.15–12.2	8.76	–	–

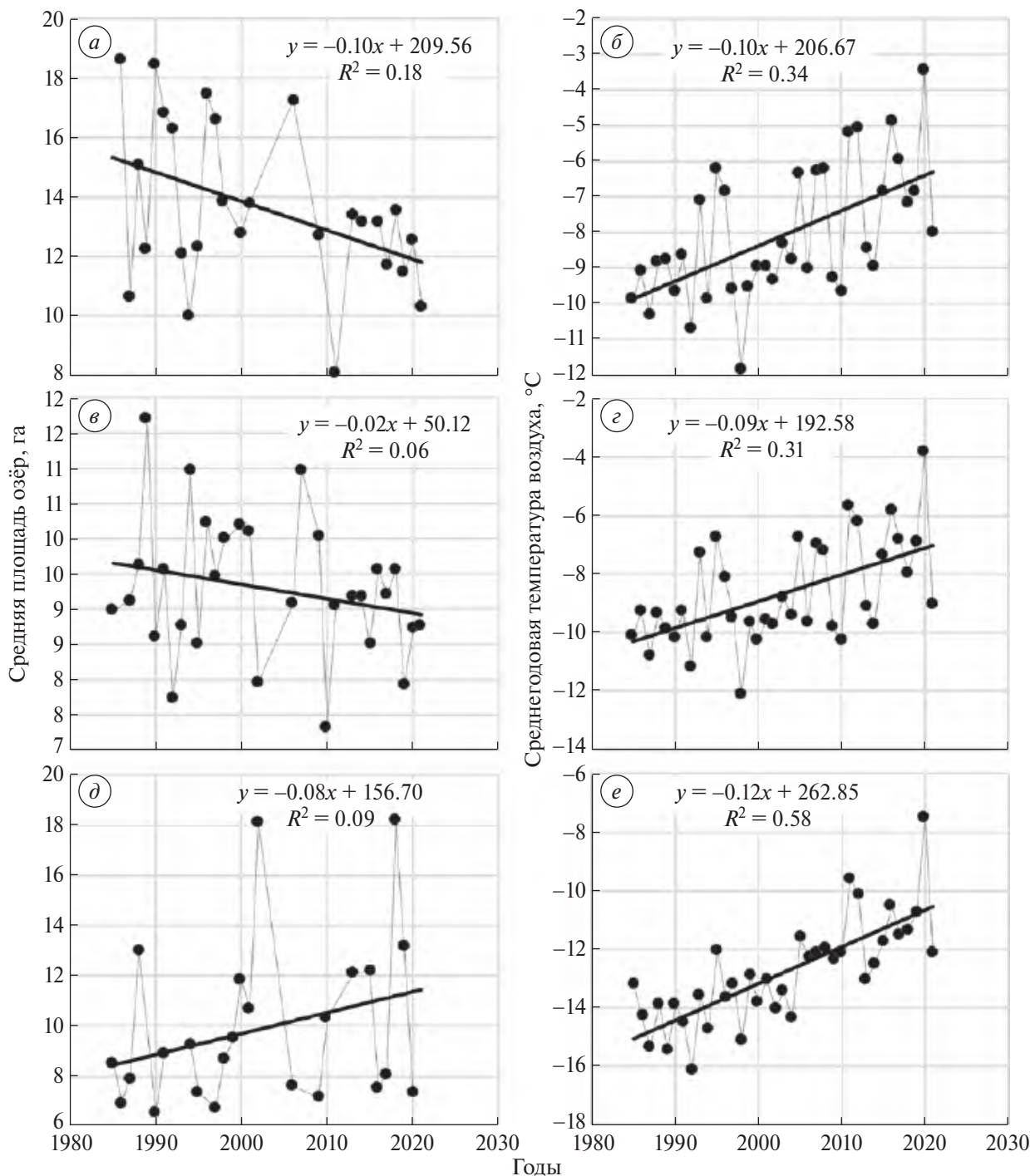


Рис. 2. Временные ряды данных о средней (по всем тестовым участкам региона) площади озёр (а, в, д) и среднегодовой температуре (б, г, е) на территориях регионов Ямала (а, б), Гыдана (в, г), Таймыра (д, е).

Fig. 2. Time series of data on the average (for all test areas of the region) area of lakes (a, в, д) and average annual temperature (б, г, е) in the regions of Yamal (a, б), Gydan (в, г), Taymyr (д, е).

Рассчитанные согласно (1) уравнения линейной аппроксимации временных рядов площади озёр и среднегодовой температуры воздуха на территории Ямала представлены в поле графиков (см. рис. 2). Точки на графиках (см. рис. 2, а)

представляют средние значения площадей озёр, а на рис. 2, — среднегодовой температуры. Отрезки сплошных линий на этих графиках отображают линейные тренды изменения рассматриваемых показателей, полученные по результатам

аппроксимации временных рядов линейным уравнением вида (1).

Как видно из рис. 2, а, изменение средней площади озёр на территории Ямала проявляет заметный отрицательный линейный тренд с коэффициентом -0.1 га/год, показывающий тенденцию сокращения во времени площади озёр на этой территории за 1985–2021 гг. А по данным рис. 2, б изменение среднегодовой температуры на территории Ямала, демонстрирующее положительный линейный тренд с коэффициентом тренда $0.10^\circ\text{C}/\text{год}$, показывает рост температуры в среднем за время исследования на этой территории.

Аналогичный анализ временных рядов площадей озёр и температуры воздуха на территориях Гыдана и Таймыра показал, что коэффициенты трендов временных рядов температуры в этих регионах равны 0.09 и $0.13^\circ\text{C}/\text{год}$ соответственно, что демонстрирует ту же тенденцию повышения среднегодовой температуры, что и на территории Ямала. А изменения в среднем площадей озёр показали разнонаправленные тенденции, проявляющиеся в сокращении площадей озёр на Гыдане (коэффициент тренда -0.02 га/год) и в их росте (с коэффициентом тренда 0.08 га/год) на территории Таймыра.

Следовательно, сопоставление трендов изменения площадей озёр и среднегодовой температуры воздуха на исследованных нами территориях показало (см. рис. 2), что в условиях приблизительно одинаковых за период исследования темпов роста температуры воздуха (значений коэффициентов тренда) на разных исследованных территориях Сибирской Арктики проявляются разнонаправленные тенденции в изменении размеров термокарстовых озёр — на территориях Ямала и Гыдана происходит сокращение площадей озёр, а на Таймыре — их рост. Этот вывод, основанный на наших количественных оценках по результатам анализа временных рядов, соответствует данным (Webb, Liljedahl, 2023), полученным на экспертном (качественном) уровне в результате анализа большого числа публикаций, представляющих результаты исследований динамики площадей озёр в разных арктических регионах Северной Америки и Евразии.

Однако ни в цитированной выше работе (Webb, Liljedahl, 2023), ни в других публикациях по обсуждаемой теме не рассматриваются вопросы, связанные с установлением факторов, ответственных за проявление той или тенденции (сокращение или рост) в изменении площадей арктических озёр. Полученные в нашей работе данные о временных рядах площадей озёр и температуры воздуха на разных арктических территориях, а также результаты проведённого анализа этих временных рядов дают основание поставить задачу установления фактора, определяющего проявление той или иной тенденции (сокращения/роста) изменения площади озёр.

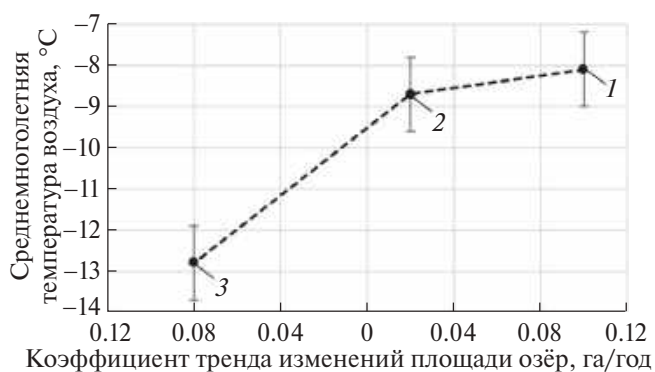


Рис. 3. Сопоставление величин коэффициентов линейного тренда изменений площади озёр и средней (за период 1985–2021 гг.) температуры воздуха на территориях Ямала (1), Гыдана (2) и Таймыра (3).

Fig. 3. Comparison of the values of the coefficients of the linear trend of changes in the area of lakes and the average (for the period 1985–2021) air temperature in the territories of Yamal (1), Gydan (2) and Taimyr (3).

В связи с этим проведено сопоставление величин среднемноголетней (за период исследований) температуры и коэффициентов линейного тренда изменений площадей озёр в разных регионах, определённых как значения линейного коэффициента a в уравнении аппроксимации (1).

Результаты этого сопоставления представлены в виде графика (рис. 3), на котором приведены значения коэффициентов линейного тренда изменения площадей озёр, равные -0.10 , -0.02 и 0.08 га/год для трёх исследованных регионов соответственно. Отрезки прямых линий на графиках показывают доверительные интервалы для среднемноголетнего значения температуры воздуха, вычисленные для доверительной вероятности 95%. Как видно из графика (см. рис. 3), на территориях Ямала и Гыдана, где наблюдается сокращение площадей озёр, среднемноголетняя температура воздуха равна -8.1 ± 0.9 и $-8.7 \pm 0.9^\circ\text{C}$ соответственно, т.е. в среднем не превышает по абсолютной величине значение -9°C . А на более “холодной” территории Таймыра, где среднемноголетняя температура составляет $-12.8 \pm 0.94^\circ\text{C}$, наблюдается рост площадей озёр. Следовательно, можно констатировать, что при изменении температуры приблизительно в пределах от -9 до -13°C на разных арктических территориях наблюдается кардинальная смена тенденций в изменении площадей озёр, т.е. переход за период исследования от тренда сокращения площадей на более “тёплых” территориях Ямала и Гыдана к их росту на более “холодной” территории Таймыра.

В качестве объяснения полученных результатов отметим, что на основе анализа данных многочисленных исследований термокарстовых процессов в зонах многолетней мерзлоты, выполненного

в (Webb, Liljedahl, 2023), можно выделить два одновременно протекающих процесса, определяющих характер динамики площадей термокарстовых озёр: возникновение (формирование) новых термокарстовых озёр, приводящих к росту их суммарных, а следовательно, и средних по территории площадей; спуск воды из озёр с последующим образованием осушённых, дренированных котловин (хасыреев, аласов), вызывающих сокращение площадей озёр.

Ускорение термокарстовых и эрозионных процессов в зоне мерзлоты под воздействием повышения температуры воздуха в последние десятилетия сопровождается, с одной стороны, ростом числа молодых вновь формирующихся озёр малых размеров, а с другой — ускорением спуска воды из одних озёр (как правило, малых размеров) в другие, более крупные озёра. Механизмы спуска озёр, приводящего к сокращению общей площади озёр, обсуждаются в разных публикациях, в частности в (Kirpotin et al., 2008; Webb, Liljedahl, 2023). В качестве наиболее вероятного механизма в (Kirpotin et al., 2008) рассматривается почвенный дренаж при оттаивании мёрзлых грунтов в результате повышения температуры почвы. В цитируемой работе представлена феноменологическая модель, объясняющая механизм спуска воды из малых озёр (как правило, более молодых по возрасту) в более крупные озёра, существующие уже достаточно продолжительное время (до сотен и тысяч лет), что позволяет им накопить массу воды, достаточную для проредания дна озера из-за таяния подстилающих пород. Из-за пониженного уровня водного зеркала таких озёр по сравнению с окружающими озёрами малых размеров крупные озёра работают как воронки для сбора воды из малых озёр, поступающей в результате почвенного (подпочвенного) дренажа в результате оттаивания мёрзлых грунтов при повышении температуры воздуха. Такая модель позволяет объяснить сокращение общей площади термокарстовых озёр, а следовательно, и их средней площади на определённой территории в зоне мерзлоты за счёт спуска воды из малых озёр.

На любой территории в зоне мерзлоты одновременно действуют оба рассмотренных выше процесса (возникновение озёр и их спуск). Можно предполагать на основании графика (см рис. 3), что в зависимости от величины среднемноголетней (за период исследования) температуры воздуха на разных арктических территориях будет преобладать один из этих процессов. Согласно данным (см. рис. 3) на территориях Ямала и Гыдана, где среднемноголетняя температура воздуха не превышает по абсолютной величине значения -9°C , наблюдается сокращение площадей, т.е. преобладает процесс спуска малых озёр в более крупные. А на более “холодной” территории Таймыра, где среднемноголетняя температура составляет

приблизительно -13°C , преобладает процесс формирования новых озёр, что и приводит к наблюдаемому на этой территории росту площадей озёр.

Сформулированные выше закономерности динамики термокарстовых озёр, установленные на ограниченной по площади арктической территории регионов Ямала, Гыдана и Таймыра, могут стимулировать проведение аналогичных исследований в других регионах Российской Арктики. Заметим, что установленные закономерности получены на основе анализа временных рядов площадей озёр, которые демонстрируют значительный разброс данных и могут быть связаны, с одной стороны, с ограниченным числом использованных тестовых участков, вызываемым дефицитом летних безоблачных спутниковых снимков, а с другой стороны, с влиянием различных разнородных факторов, к числу которых можно отнести льдистость и температуру грунтов, глубину сезонного протаивания, характер рельефа и речной (гидрографической) сети, особенности геологических отложений, растительного и почвенного покрова, климатических характеристик и др. Эти факторы проявляют значительную пространственную неоднородность. Большинство из перечисленных факторов не контролируются космическими изображениями земной поверхности, что требует для изучения их влияния на изменения площади озёр привлечения других методов исследования, применяемых в различных науках о Земле. Однако такие исследования выходят за рамки настоящей работы, хотя влияние некоторых факторов минимизировалось, например, с выбором тестовых участков: при отсутствии рек на их территории практически устранялось влияние фактора влияния речной сети.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа временных рядов среднегодовой температуры воздуха на арктических территориях Ямала, Гыдана и Таймыра за 36-летний период исследования установлена тенденция повышения температуры с приблизительно одинаковым темпом роста как проявление современного глобального потепления. Проведённый анализ временных рядов площади озёр на указанных территориях, основанный на данных дистанционных измерений по спутниковым снимкам за тот же период 1985–2021 гг., показал на Ямале и Гыдане тенденцию сокращения площадей озёр, а на территории Таймыра — противоположную тенденцию роста площадей.

На основе проведённого анализа можно сделать вывод о том, что в условиях воздействия наблюдающегося в последние десятилетия повышения среднегодовой температуры воздуха на термокарстовые процессы в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов на арктических территориях

проявляются разнонаправленные тенденции в динамике площадей термокарстовых озёр, такие как увеличение площадей озёр в Таймырской Арктике и их уменьшение на западно-сибирских арктических территориях. Эта закономерность может представлять интерес для специалистов, связанных с прогнозированием объёмов эмиссии метана из термокарстовых озёр на обширных арктических территориях.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда по проекту № 22-11-023.

Acknowledgments. This work was supported by grant from the Russian Science Foundation, project no. 22-11-023.

ЛИТЕРАТУРА

- Викторов А. С., Капралова В. Н., Орлов Т. В., Трапезникова О. Н., Архипова М. В., Березин П. В., Зверев А. В., Панченко Е. Н., Садков С. А. Закономерности распределения размеров термокарстовых озёр // Доклады Академии наук. 2017. Т. 474. № 5. С. 625–627. <https://doi.org/10.7868/S0869565217170212>
- Полищук В. Ю., Курприянов М. А., Полищук Ю. М. Анализ взаимосвязи изменений климата и динамики термокарстовых озёр в арктической зоне Таймыра // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 193–200. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-193-200>
- Brown J., Ferrians O., Heginbottom J. A., Melnikov E. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 1 Boulder, Colorado USA // National Snow and Ice Data Center. 2014. DATA SET ID: GGD318. <https://doi.org/10.7265/8d57-9f79>
- Kirpotin S., Polishchuk Y., Zakharova E., Shirokova L., Pokrovsky O., Kolmakova M., Dupre B. One of the possible mechanisms of thermokarst lakes drainage in West-Siberian North // Intern. Journ. Environmental Studies. 2008. V. 65. No. 5. P. 631–635.
- Permafrost in the Northern hemisphere // European Environment Agency (EEA) // Retrieved from: https://www.eea.europa.eu/ds_resolveuid/N9M4KCR6UP (Last access: 23 July 2023).
- Polishchuk Y. M., Bogdanov A. N., Muratov I. N., Polishchuk V. Y., Lim A., Manasyrov R. M., Shirokova L. S., Pokrovsky O. S. Minor contribution of small thaw ponds to the pools of carbon and methane in the inland waters of the permafrost — affected part of the Western Siberian lowland // Environmental Research Letters. 2018. V. 13. P. 1–16. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aab046>
- Serikova S., Pokrovsky O. S., Laudon H., Krickov I. V., Lim A. G., Manasyrov R. M., Karlsson J. High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia // Nature Communications. 2019. V. 10. P. 1552. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09592-1>
- Turetsky M. R., Abbott B. W., Jones M. C., Walter Anthony K., Olefeldt D., Schuur E. A., Grosse G., Kuhry P., Hugelius P., Koven C., Lawrence D., Gibson C., Sannel A., McGuire A. D. Carbon release through abrupt permafrost thaw. Nature Geoscience. 2020. V. 13. P. 138–143. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>
- Smith L. C., Sheng Y., MacDonald G. M., Hinzman L. D. Disappearing Arctic Lakes // Science. 2005. V. 308. No. 3. P. 111–154.
- Veremeeva A., Nitze I., Gunter F., Rivkina E. Geomorphological and climatic drivers of thermokarst lake area increase trend (1999–2018) in the Kolyma Lowland Yedoma region, north-eastern Siberia // Remote Sensing. 2021. V. 13. 178 p.
- Walter Anthony K., Schneider T., Nitze I., Frohling S., Edmond A., Daanen R., Anthony P., Lindgren P., Jones B., Grosse G. 21st-century modeled permafrost carbon emissions accelerated by abrupt thaw beneath lakes // Nature Communications. 2018. V. 9. P. 3262. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05738-9>
- Webb E. E., Liljedahl A. K. Diminishing lake area across the northern permafrost zone // Nature Geoscience. 2023. V. 16. P. 202–209. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01128-z>
- Zabelina S., Shirokova L., Klimov S., Chupakov A., Lim A., Polishchuk Y., Polishchuk V., Bogdanov A., Muratov I., Guerin F., Karlsson J., Pokrovsky O. Carbon Emission Related to Thermokarst Processes in Wetlands of NE European Tundra // Limnology and Oceanography. 2020. 9999. P. 1–15. <https://doi.org/10.1002/Ino.11560>

Citation: Polishchuk Y. M., Kupriyanov M. A., Polishchuk V. Y. Different trends in the dynamics of Arctic lakes in North Siberia under climate change in 1985–2021. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 133–142 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010101

Different trends in the dynamics of Arctic lakes in North Siberia under climate change in 1985–2021

Y. M. Polishchuk^a, M. A. Kupriyanov^a, V. Y. Polishchuk^{b,c,#}

^aUgra Research Institute of Information Technologies, Khanty-Mansiysk, Russia

^bInstitute of Monitoring of Climate and Ecological Systems, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Tomsk, Russia

^cTomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

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

Received March 29, 2023;
revised September 21, 2023;
accepted March 31, 2024

The methods and results of a comparative analysis of the effects of climate changes on the dynamics of the areas of thermokarst lakes over the past 36 years in the Arctic regions on the Yamal, Gydan, and Taimyr peninsulas are considered, the areas of which are 114, 175 and 426 thousand km², respectively. All three regions are located within the permafrost zone of the Siberian Arctic. Using images of the Landsat 4, 5, 7, and 8 satellites, time series of data on average values of lake areas for the indicated regions were obtained on the basis on averaging areas of lakes over 23 test (key) areas. The total area of the test sites is about 800 km². Using the ERA5 reanalysis system, time series of data on the mean annual air temperature in these territories have been generated, which show a rise of the temperature over the studied period 1985–2021. A comparison of trends in changes in regional mean areas of lakes and mean annual air temperature shows that with approximately the same rate of the temperature rise on these peninsulas, different trends in the dynamics of the lake areas are observed, which are manifested, on the one hand, in a noticeable reduction in the areas of lakes in the territories of Yamal and Gydan and, on the other hand, in their growth in Taimyr. Air temperature averaged over the period 1985–2021 and coefficients of the linear trend of changes in the lake areas in each of the above regions were compared. The results show that on the territories of Yamal and Gydan, where the lake areas decrease, the mean air temperature for the same period is equal to -8.1 ± 0.9 and -8.9 ± 0.9 °C, respectively. On the Taimyr territory, where the lake areas increase, the mean air temperature is significantly lower: -12.8 ± 0.94 °C. Thus, this makes possible to make a conclusion that these considered regions differ significantly from each other by values of mean air temperature, and respectively, they are characterized by different trends in changes in areas of the thermokarst lakes.

Keywords: remote sensing, permafrost, thermokarst Arctic lakes in Siberia, annual average temperature, reanalysis of meteorological data

REFERENCES

- Viktorov A. S., Kapralova V. N., Orlov T. V., Trapeznikova O. N., Arkhipova M. V., Berezin P. V., Zverev A. V., Panchenko E. N., Sadkov S. A. Regularities in the size distribution of thermokarst lakes. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. Reports of the Academy of Sciences. 2017, 474 (5): 625–627. <https://doi.org/10.7868/S0869565217170212> [In Russian].
- Polishchuk V. Yu., Kupriyanov M. A., Polishchuk Y. M. Analysis of relationship between climate change and dynamics of thermokarst lakes in Arctic zone of Taimyr. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems of remote sensing of Earth from space. 2021, 18 (5): 193–200. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-193-200> [In Russian].
- Brown J., Ferrians O., Heginbottom J. A., Melnikov E. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice

- Conditions, Version 1 Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. 2014. DATA SET ID: GGD318. <https://doi.org/10.7265/8d57-9f79>
- Kirpotin S., Polishchuk Y., Zakharova E., Shirokova L., Pokrovsky O., Kolmakova M., Dupre B.* One of the possible mechanisms of thermokarst lakes drainage in West-Siberian North. *Intern. Journ. Environmental Studies*. 2008, 65 (5): 631–635.
- Permafrost in the Northern hemisphere.* European Environment Agency (EEA). Retrieved from: https://www.eea.europa.eu/ds_resolveuid/N9M4KCR6UP (Last access: 23 July 2023).
- Polishchuk Y. M., Bogdanov A. N., Muratov I. N., Polishchuk V. Y., Lim A., Manasypov R. M., Shirokova L. S., Pokrovsky O. S.* Minor contribution of small thaw ponds to the pools of carbon and methane in the inland waters of the permafrost — affected part of the Western Siberian lowland. *Environmental Research Letters*. 2018, 13: 1–16. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aab046>
- Serikova S., Pokrovsky O. S., Laudon H., Krickov I. V., Lim A. G., Manasypov R. M., Karlsson J.* High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia. *Nature Communications*. 2019, 10: 1552. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09592-1>
- Turetsky M. R., Abbott B. W., Jones M. C., Walter Anthony K., Olefeldt D., Schuur E. A., Grosse G., Kuhry P., Hugelius P., Koven C., Lawrence D., Gibson C., Sannel A., McGuire A. D.* Carbon release through abrupt permafrost thaw. *Nature Geoscience*. 2020, 13: 138–143. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>
- Smith L. C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L. D.* Disappearing Arctic Lakes. *Science*. 2005, 308 (3): 111–154.
- Veremeeva A., Nitze I., Gunter F., Rivkina E.* Geomorphological and climatic drivers of thermokarst lake area increase trend (1999–2018) in the Kolyma Lowland Yedoma region, north-eastern Siberia. *Remote Sensing*. 2021, 13: 178.
- Walter Anthony K., Schneider T., Nitze I., Frohling S., Edmond A., Daanen R., Anthony P., Lindgren P., Jones B., Grosse G.* 21st-century modeled permafrost carbon emissions accelerated by abrupt thaw beneath lakes. *Nature Communications*. 2018, 9: 3262. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05738-9>
- Webb E. E., Liljedahl A. K.* Diminishing lake area across the northern permafrost zone. *Nature Geoscience*. 2023, 16: 202–209. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01128-z>
- Zabelina S., Shirokova L., Klimov S., Chupakov A., Lim A., Polishchuk Y., Polishchuk V., Bogdanov A., Muratov I., Guerin F., Karlsson J., Pokrovsky O.* Carbon Emission Related to Thermokarst Processes in Wetlands of NE European Tundra. *Limnology and Oceanography*. 2020, 9999: 1–15. <https://doi.org/10.1002/Ino.11560>

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СРОКИ ПОЯВЛЕНИЯ ЛЬДА НА КАМСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

© 2024 г. К. Д. Микова^{1*}, В. Г. Калинин¹

¹Пермский государственный научно-исследовательский университет, Пермь, Россия

*e-mail: mikovak@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.07.2023 г.

После доработки 24.10.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Исследованы зависимости сроков появления льда от дат перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С к отрицательным значениям и температуры воды через 2 и 3 °С. Выявлено, что при проверке на независимом материале (1996–2021) оправдываемость прогнозов снизилась на 20%. Для улучшения оправдываемости предлагается разделить весь период наблюдений на группы с разными метеорологическими условиями осени.

Ключевые слова: водохранилище; лёдообразование; прогнозы замерзания

DOI: 10.31857/S2076673424010119

ВВЕДЕНИЕ

Образование льда происходит ежегодно на большинстве водных объектов России. Продолжительность периода со льдом составляет 5–6 месяцев (Донченко, 1987). Знание особенностей формирования и разрушения льда на водных объектах крайне необходимо для бесперебойной работы водного транспорта, эксплуатации гидротехнических сооружений, водозаборов, обеспечения безопасности населения. Поэтому прогнозирование характеристик ледового режима очень важно для эффективного управления водными объектами.

Первые исследования, посвящённые прогнозированию характеристик ледового режима водных объектов, появились в годы Великой Отечественной войны (Гидрометеорологическое..., 2023). Тогда же было опубликовано первое Руководство для прогнозов толщины ледового покрова (Руководство..., 1942). Позднее методикам краткосрочного прогноза сроков замерзания и вскрытия был посвящён целый ряд работ (Ширкин, 1945; Шуляковский, 1947, а–б; Бурдыкина, 1949; Балашова, 1954). Методы прогноза характеристик ледового режима рек и водохранилищ впервые были опубликованы в работах (Наставление..., 1962; Руководство..., 1963). В следующем издании (Руководство..., 1989) были внесены усовершенствования в существующие и добавлены новые методы прогнозов. При этом методы краткосрочных прогнозов замерзания водных объектов разделены на две группы. К первой группе отнесён метод, в основе которого лежит расчёт составляющих теплового

баланса на поверхности водоёма (Шуляковский, 1960), ко второй — методы, основанные на физико-статистических зависимостях от определяющих факторов. Прогнозы замерзания имеют заблаговременность 3–5 суток (Руководство..., 1989).

Изучению процессов лёдообразования на камских водохранилищах посвящены работы (Матарзин, Макаров, 1962; Ефремова, 1965; Мацкевич, 1973; Калинин, 1993; Микова, 2007) предложена методика долгосрочного прогноза начала ледостава. В работах (Матарзин, Макарова, 1962; Мацкевич, 1973) дана характеристика особенностей замерзания на основе обобщения имеющихся сведений и установленных на тот момент закономерностей.

Для условий Камского водохранилища выявлены закономерности формирования ледового режима и получены надёжные эмпирические зависимости за репрезентативный стационарный 40-летний период (1956–1995) для краткосрочного и среднесрочного прогнозов их замерзания и вскрытия (Калинин, Микова, 2006). В настоящее время на Камском водохранилище период наблюдений составляет 66 лет (1956–2021). За последние 26 лет эти зависимости не проверялись и не уточнялись. Кроме того, с середины 1970-х годов (Шимараев и др., 2002; Георгиевский и др., 2014), а по другим оценкам — с 1980-х годов (Антропогенные..., 1986) на территории Российской Федерации наблюдается изменение климатических условий и, как следствие, изменение сроков замерзания водных объектов (Фролова и др., 2018; Калинин и др., 2021).

Это вызывает необходимость проведения новых исследований по оценке оправдываемости методик прогноза и их уточнения.

Цель работы — проанализировать и дать оценку эмпирических зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям и от дат устойчивого перехода среднесуточной температуры воды через $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения. Для реализации этой цели в работе решались следующие задачи: проверка полученных ранее связей на независимом материале (1996–2021); анализ применимости всего периода наблюдений (1956–2021) для построения прогностических зависимостей с оценкой их оправдываемости; исследование возможности использования для целей прогноза данных только за период современных климатических изменений (1996–2021); разработка методик прогноза, учитывающих разные метеорологические условия осеннего периода.

ИССЛЕДУЕМАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Водосбор Камского водохранилища охватывает территорию Верхней и Средней Камы и расположен на северо-востоке европейской части России. Частично водосбор расположен на территории Уральского горного массива, занимает площадь 1910 км^2 и имеет разнообразный рельеф, который включает в себя горы, равнины, холмы и долины. Климат умеренно-континентальный, с холодной зимой и тёплым летом. Зима обычно снежная, продолжительная. Средняя годовая температура воздуха изменяется от -2 до $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января на северо-востоке региона $-18.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на юго-западе $-13.3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум температуры на севере края достигает $-53\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Атлас..., 2012). Количество поступающей солнечной радиации распределяется неравномерно с севера на юг. В течение года северная часть водосбора получает на 15% меньше солнечного тепла, чем южная. Ещё большие изменения значений суммарной солнечной радиации наблюдаются по сезонам года. Летом на территорию водосбора поступает 80% годового количества тепла, а зимой около 20% (Шкляев, Балков, 1963). Переход среднесуточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям по средним многолетним данным наблюдается с 15 октября на севере до 26 октября на юге. В такие периоды осенью на реках и водохранилищах появляются первые ледяные образования.

Формирование ледяных образований в виде заберегов и сала на Камском водохранилище по средним многолетним данным начинается 27 октября на мелководьях краевых заливов и плёсов, где быстрее всего происходит выхолаживание водных масс. Далее замерзание происходит

последовательно с севера на юг от зоны выклинивания подпора (29 октября) до приплотинной глубоводной (13 ноября) части водохранилища.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходными данными для выполнения исследования послужили многолетние ряды наблюдений за температурой воздуха на метеостанциях, температурой воды и появлением льда в осенний период на гидрологических постах (г/п) Росгидромета (рис. 1) за весь период существования водохранилища (1956–2021). В качестве исследуемой характеристики использованы сроки появления устойчивых ледяных образований в осенний период. За дату появления устойчивых ледяных образований

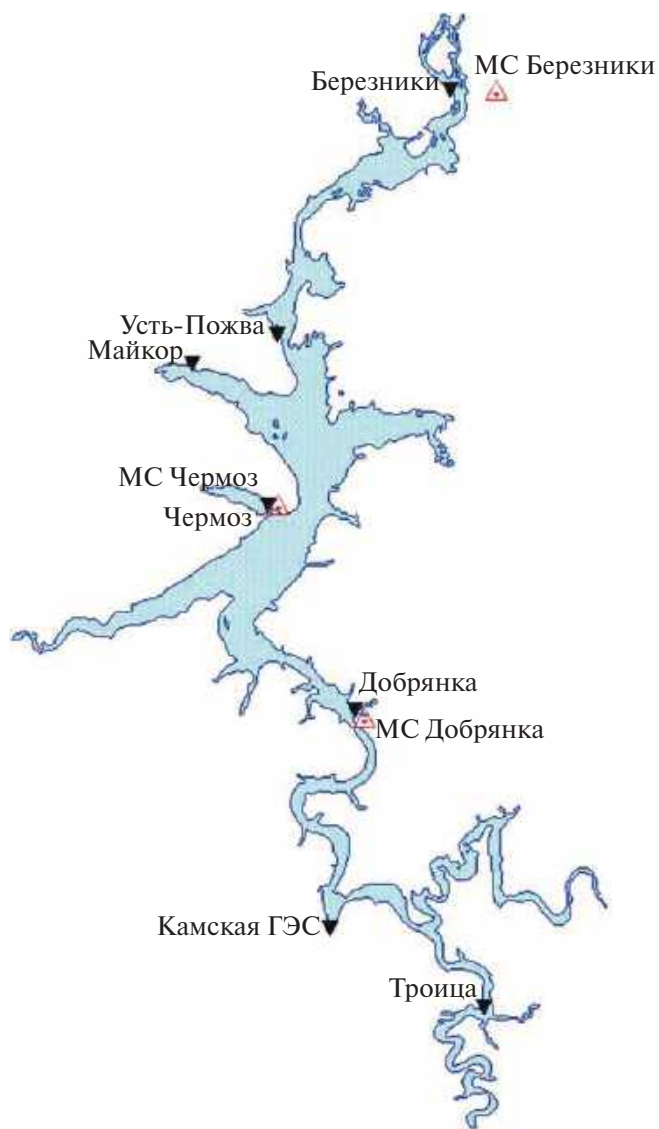


Рис. 1. Схема расположения метеорологических станций и гидрологических постов на Камском водохранилище.

Fig. 1. Location of weather stations and gauges on the Kamskoe Reservoir.

принята первая дата формирования заберегов, различных форм плавающего льда или шуги. В случае возврата тепла принималась первая дата, если период с ледяными образованиями был больше, чем последующий период “чисто”. Если период с ледяными образованиями был меньше, чем последующий период “чисто”, то за дату появления устойчивых ледяных образований принималась первая дата их появления после периода “чисто” (Калинин, Микова, 2006). Аналогичная методика принята и для определения даты устойчивого перехода температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям, только в этом случае подсчитывались суммы отрицательных и положительных температур, а не продолжительность периода. По такой же методике определялись даты перехода температуры воды через 2 и $3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Все ряды наблюдений прошли проверку на случайность, соответствие нормальному закону распределения и однородность согласно методологическому подходу (Калинин, Чичагов, 2014). Проверка гипотезы случайности для всех рядов и отдельных их частей выполнена с помощью критерия инверсий. В результате для сроков появления устойчивых ледяных образований и сроков перехода температуры воды через 2 и $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ за весь период наблюдений 1956–2021 гг. выявлено отклонение гипотезы случайности для трёх из семи г/п, что свидетельствует о наличии значимых изменений, происшедших в рядах наблюдений. При этом для периодов 1956–1995 и 1996–2021 гг. гипотеза случайности принималась для всех постов. Для сроков перехода температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ гипотеза случайности принималась как за весь период наблюдений 1956–2021 гг., так и для периодов 1956–1995 и 1996–2021 гг. Тестирование рядов наблюдений на однородность выполнено с помощью критериев Стьюдента и Фишера. Предварительно данные были проверены на нормальность, где выявлено соответствие рядов нормальному закону распределения. Отклонение гипотезы однородности для периодов 1956–1995 и 1996–2021 гг. свидетельствует о наличии статистически значимых изменений в рядах наблюдений за период 1956–2021 гг.

Для гидрологических постов Камского водохранилища за репрезентативный 40-летний период 1956–1995 гг. была разработана методика прогноза, основанная на зависимости сроков появления устойчивых ледяных образований D от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям по ближайшей метеостанции $D_{0\text{ }^{\circ}\text{C}}$, а также даты перехода температуры воды через 3 и $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в период остывания водоёма (Калинин, 2008).

Оценка методик прогноза проводилась в соответствии с (Наставлением..., 1962):

1) для краткосрочных (заблаговременность до 10 суток) и среднесрочных (заблаговременность 10–15 суток) прогнозов по средней квадратичной погрешности проверочных прогнозов \bar{S} в зависимости от допустимой погрешности $\pm\delta_{\text{доп}}$. При этом допустимая погрешность краткосрочных прогнозов дат наступления явлений принималась в соответствии с предложением (Калинин, Микова, 2006) по половине заблаговременности Δ прогноза:

$$\pm\delta_{\text{доп}} = 0.5\Delta \quad (1)$$

для долгосрочных прогнозов (заблаговременность более 15 суток) по критерию \bar{S}/σ , где — средняя квадратичная погрешность проверочных прогнозов, σ — среднее квадратичное отклонение предсказываемой величины от нормы σ . Допустимая погрешность проверочных прогнозов ($\pm\delta_{\text{доп}}$, сут) рассчитывалась по формуле

$$\pm\delta_{\text{доп}} = 0.674 \cdot \sigma; \quad (2)$$

2) по величине обеспеченности допустимой погрешности P , вычисленной как вероятность превышения допустимой погрешности числа случаев, в которых ошибки проверочных прогнозов были меньше допустимой, к общему числу проверочных прогнозов.

Зависимости, установленные без учёта резко отклонившихся случаев, считались практически применимыми при следующих значениях обеспеченности допустимой погрешности:

при $n \geq 25$, $P > 75\%$; при $25 > n > 15$, $P > 80\%$; при $n < 15$, $P > 85\%$.

В результате выполненных ранее (Калинин, 2008) исследований получены зависимости с заблаговременностью от 4 до 20 суток для верхней (г/п Березники, Усть-Пожва), центральной (г/п Чермоз) и приплотинной (г/п Камская ГЭС) частей Камского водохранилища. Коэффициенты корреляции для этих зависимостей с датой перехода температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям составили $0.66 \div 0.92$ (табл. 1, графа 2). По величине \bar{S} в зависимости от допустимой погрешности $\pm\delta_{\text{доп}}$ три зависимости из семи удовлетворили критерию качества прогнозов. Обеспеченность допустимой погрешности P_f , рассчитанная на зависимом материале для этих же зависимостей, составила 76–95% (см. табл. 1, графа 5).

Зависимости с датой перехода температуры воды через $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ в период остывания водоёма характеризовались коэффициентами корреляции $0.62 \div 0.88$ при заблаговременности 7–12 суток. По критериям \bar{S} и P также три зависимости удовлетворили критерию качества прогнозов (см. табл. 1, графы 2–5).

Анализ аналогичных зависимостей с датой перехода температуры воды через $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. табл. 1,

Таблица 1. Характеристики зависимостей для прогноза сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого воздуха через 0 °С к отрицательным значениям и дат перехода температуры воды через 3 °С и 2 °С

Гидрологический пост	1956–1995 гг.					1956–2021 гг.				1996–2021 гг.			
	r	Δ , сут	\bar{S}	P_1 , %	P_2 , %	r	Δ , сут	\bar{S}	P_1 , %	r	Δ , сут	\bar{S}	P_1 , %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Зависимости с датами перехода температуры воздуха через 0 °С													
Березники	0.92	7	3.2	76	54	0.89	8	4.2	62	0.85	9	5.0	52
Усть-Пожва	0.90	8	3.8	84	54	0.92	8	3.7	57	0.88	9	4.2	64
Майкор	0.91	4	3.1	63	46	0.93	4	3.0	66	0.89	5	4.2	48
Чермоз	0.87	6	4.0	66	50	0.90	7	3.9	63	0.87	7	3.8	61
Добрянка	0.74	11	6.1	55	35	0.81	12	6.4	42	0.85	14	5.9	68
КамГЭС*	0.70	20	0.70	95	58	0.68	19	0.74	73	0.58	18	0.83	56
Троица	0.66	14	6.3	58	69	0.76	14	6.3	59	0.79	14	5.8	52
Зависимости с датами перехода температуры воды через 3 °С													
Березники	0.62	12	6.5	78	58	0.69	12	6.1	76	0.78	11	5.7	86
Усть-Пожва	0.73	9	5.7	54	42	0.74	9	5.7	62	0.70	10	5.6	67
Майкор	0.72	9	5.4	59	42	0.73	10	5.9	56	0.74	12	5.8	64
Чермоз	0.88	10	4.0	84	42	0.79	11	5.5	80	0.60	13	6.4	68
Добрянка	0.81	7	5.5	49	38	0.81	8	6.1	63	0.74	13	6.0	88
КамГЭС	0.85	10	4.5	85	64	0.81	10	5.0	77	0.65	9	5.8	67
Троица	0.76	8	5.6	53	46	0.75	9	6.0	60	0.57	9	6.5	55
Зависимости с датами перехода температуры воды через 2 °С													
Березники	0.80	8	4.5	71	58	0.80	8	5.3	66	0.74	8	6.4	48
Усть-Пожва	0.92	4	3.4	63	23	0.84	6	4.9	47	0.74	7	5.8	50
Майкор	0.93	4	3.0	54	31	0.81	6	5.1	52	0.74	8	5.7	45
Чермоз	0.88	7	4.1	75	50	0.84	8	4.7	60	0.71	9	5.8	67
Добрянка	0.92	3	3.7	49	36	0.87	4	5.2	29	0.80	7	5.3	38
КамГЭС	0.86	6	4.4	55	44	0.86	6	4.8	54	0.82	6	5.6	44
Троица	0.86	5	4.3	48	33	0.86	4	4.6	47	0.74	4	5.3	45

r — коэффициент корреляции; Δ — средняя заблаговременность прогноза, сут; \bar{S} — средняя квадратичная погрешность проверочного прогноза, сут; P_1 — обеспеченность допустимой погрешности на зависимом материале; P_2 — обеспеченность допустимой погрешности на независимом материале. Жирным шрифтом выделены значения критериев и P обеспеченности допустимой погрешности для г/п, у которых зависимости имеют качество прогностических.

*Для г/п КамГЭС в графах 4, 9 и 13 помещена величина \bar{S}/σ , так как зависимость имеет долгосрочную заблаговременность.

графы 2–5) показал, что теснота этих связей r выше (0.80–0.93) за счёт уменьшения заблаговременности (3–8 суток). Однако при уменьшении заблаговременности снижается и допустимая ошибка прогноза. Это приводит к уменьшению величины $P_1 \leq 71\%$, что не позволяет использовать зависимости в качестве методики прогнозов сроков ледообразования. В то же время зависимости,

удовлетворяющие соответствующим критериям, были внедрены в Пермский ЦГМС для выпуска прогнозов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Проверка полученных ранее зависимостей на независимом материале (1996–2021). Анализ

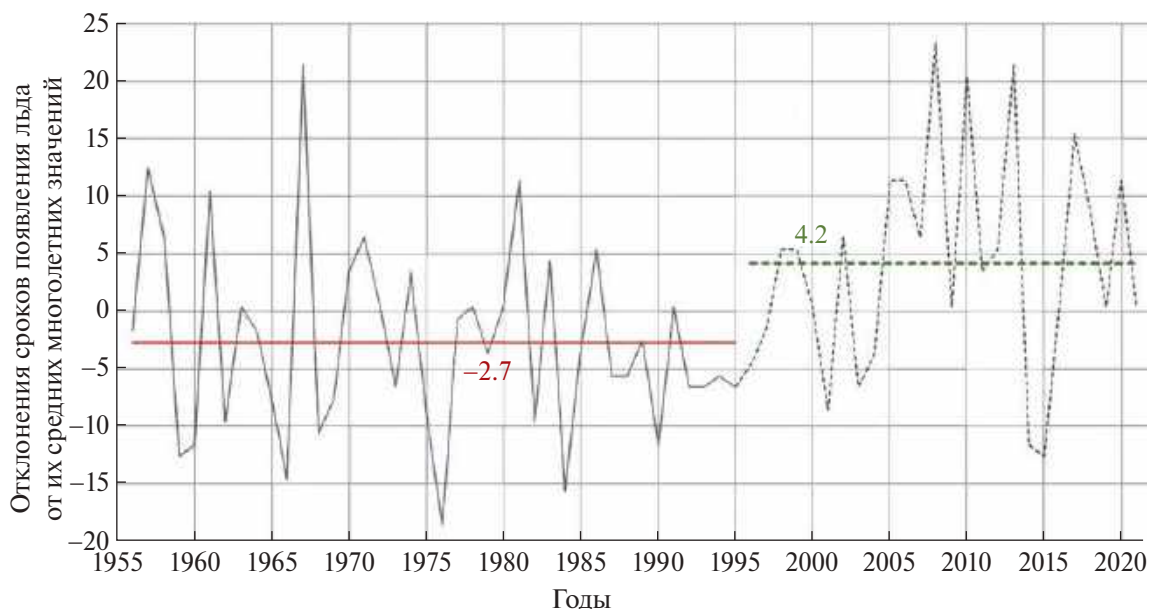


Рис. 2. Ежегодные отклонения сроков появления устойчивых ледяных образований (ΔD , сут) от их средних многолетних значений за 1956–2021 гг. по г/п Березники для двух периодов: 1956–1995 гг. (1) и 1996–2021 гг. (2).

Fig. 2. Annual deviations in the stable ice dates formations (ΔD , days) from their average long-term values for 1956–2021 by gauge station Berezniki for two periods: 1956–1995 (1) and 1996–2021 (2).

оправдываемости прогнозов на независимом материале P_2 показал, что на большинстве постов по всем исследуемым зависимостям оправдываемость снизилась в среднем на 20% (см. табл. 1, графы 5–6). Причиной этого может быть увеличение амплитуды отклонений ежегодных дат от их средних многолетних значений и смещение сроков замерзания на более поздние даты после 1995 г. Например, по г/п Березники в период 1956–1995 гг. преобладали отрицательные отклонения сроков (среднее значение отклонений составило -2.7 суток) (рис. 2). В последующие 26 лет (1996–2021 гг.) отклонения от средних значений этих сроков стали преимущественно положительными ($+4.2$ суток), при этом они увеличились по абсолютной величине. Тенденции в смещении сроков замерзания на более поздние даты в последние десятилетия подтверждены в работе (Калинин и др., 2021).

Период 1956–1995 гг. в целом характеризовался редкими возвратами тепла после перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям, которые наблюдались 1–2 раза за десятилетие. В результате проведённых ранее исследований (Калинин и др., 2021) выявлено, что для условий Камского водохранилища начало выраженных климатических изменений приходится на 1996 г. После 1996 г. возвраты тепла осенью стали более частыми — 3–4 раза за десятилетие, поэтому даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям, а также даты перехода температуры воды

через 3 и 2°C в период остывания водоёма стали наблюдаться в более поздние сроки.

Анализ применимости всего периода наблюдений (1956–2021) для построения прогностических зависимостей с оценкой их оправдываемости. Анализ зависимостей, построенных за весь период наблюдений 1956–2021 гг., показал, что заблаговременность (см. табл. 1, графы 3, 8), как и теснота связей (см. табл. 1, графы 2, 7) по ним практически не изменились. Результаты проверки зависимостей с датами перехода температуры воздуха через 0°C и температуры воды через 2°C по критериям \bar{S} (\bar{S}/σ) и P_1 показали, что за период 1956–2021 гг. большинство зависимостей соответствуют критерию, при этом P_1 стало ниже 75%. Такое снижение качества можно объяснить увеличением амплитуды дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C , температуры воды через 2°C и сроков появления устойчивых ледяных образований за период 1996–2021 гг. Ни одна из полученных зависимостей не может быть использована для составления прогнозов.

Зависимости с датами перехода температуры воды через 3°C по сравнению с периодом 1956–1995 гг. практически не изменились, что свидетельствует об устойчивости данного фактора к возвратам тепла (табл. 1, графы 9–10). При этом зависимости также только по трём г/п Березники, Чермоз и КамГЭС могут быть использованы для выпуска краткосрочных прогнозов сроков ледообразования.

Таблица 2. Повторяемость (%) ошибок прогноза сроков появления устойчивых ледяных образований за 1956–2021 гг.

Ошибка прогноза, сут	От даты перехода температуры воздуха через 0 °С				От даты перехода температуры воды через 3 °С				От даты перехода температуры воды через 2 °С			
	Березники		Усть-Пожва		Добрянка		Троица		Березники		Чермоз	
	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.	1956–1995 гг.	1996–2021 гг.
> 1	76	72	76	71	85	88	93	82	84	78	74	96
> 2	58	60	54	54	75	79	73	77	68	61	51	78
> 3	37	44	43	38	65	58	60	68	53	57	41	61
> 4	21	28	24	25	55	38	58	59	32	39	36	48
> 5	8	16	11	21	40	33	40	41	21	30	26	35
> 6	0	12	3	4	30	33	28	36	11	22	18	17
> 7	0	12	0	4	25	17	15	23	8	22	8	9
> 8	0	12	0	4	10	17	8	18	5	17	3	4
> 9	0	8	0	0	8	13	5	18	5	17	3	0
> 10	0	8	0	0	5	8	3	18	3	17	3	0
> 11	0	8	0	0	3	8	3	5	0	13	3	0

Увеличение частоты возвратов тепла в период замерзания за 1996–2021 гг. привело к росту повторяемости больших положительных ошибок прогнозов (табл. 2) и, как следствие, снижению их оправдываемости. Анализ повторяемости ошибок прогноза в процентах от общего числа прогнозов выполнен для двух периодов (1956–1995 и 1996–2021) на примере зависимостей, допускаемая ошибка прогноза которых одинакова и составляет ± 4 сут. Это зависимости сроков появления устойчивых ледяных образований от дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С (г/п Березники, Усть-Пожва), температуры воды через 3 °С (г/п Добрянка, Троица) и температуры воды через 2 °С (г/п Березники, Чермоз). Расчёты показали, что для периода 1996–2021 гг. характерно увеличение больших ошибок (> 6–11 сут) в 2–3 раза (см. табл. 2).

Исследование возможности использования для целей прогноза данных только за период современных климатических изменений (1996–2021). Анализ зависимостей для прогноза сроков ледообразования от дат перехода температуры воздуха через 0 °С и температуры воды через 2 °С, построенных за период 1996–2021 гг., показал, что заблаговременность практически не изменилась. Однако ни одна из зависимостей не соответствует критерию обеспеченности допустимой погрешности P_I , которая стала ниже на 11–14% по сравнению с величиной P_I за 1956–1995 гг. (см. табл. 1, графы 5, 14). Таким

образом, эти зависимости нельзя рекомендовать для прогнозов сроков ледообразования.

Теснота связи и заблаговременность выпускаемых прогнозов у зависимостей с датой перехода температуры воды через 3 °С изменились незначительно (см. табл. 1, графы 2–3, 11–12). Оправдываемость P_I стала выше в среднем на 13%, за исключением г/п Чермоз и КамГЭС. При этом только две зависимости (г/п Березники и Добрянка) имеют $P_I \geq 75\%$ и могут быть использованы для выпуска прогнозов.

Следует отметить, что зависимости с высокими коэффициентами корреляции r (0.89) и заблаговременностью 5 сут не удовлетворили ни одному из критериев. В то же время зависимости с более низкими коэффициентами корреляции r (0.74÷0.78) и большей заблаговременностью (11–13 сут) удовлетворили обоим критериям (\bar{S} и P_I).

Разработка методик прогноза, учитывающих разные метеорологические условия осеннего периода. Выполненные исследования свидетельствуют о проблеме использования разработанных методик, поскольку они не учитывают возвраты тепла осенью. В 1992, 1996, 2015 и 2017 гг. возвраты тепла были отмечены на всех гидропостах. Анализ условий ледообразования в эти годы позволил выявить причины столь сильных отклонений. Так, осень 1992 г. характеризовалась сложными атмосферными процессами. Устойчивый переход температуры

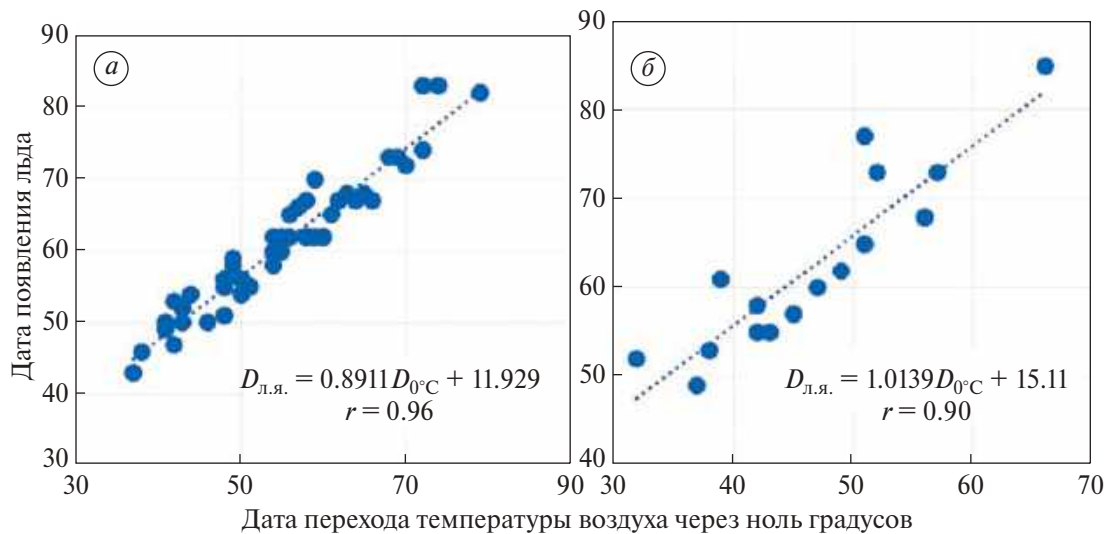


Рис. 3. Зависимости для прогноза дат появления льда от дат перехода температуры воздуха через 0 °С ($D_{0^{\circ}\text{C}}$) на г/п Березники: годы с устойчивым похолоданием (а); для лет с возвратами тепла (даты пересчитаны от 1 сентября) (б).
Fig. 3. Correlations for forecasting of the ice dates vice the zero-isotherm dates at the Berezniki gauge station: years with stable cooling (a); years with heat returns (dates recalculated from 01st September) (б).

воздуха через 0 °С наблюдался во второй декаде октября (12 октября), что на 13 дней раньше средних многолетних значений (25 октября). Однако с конца октября период с отрицательными температурами сменялся оттепелями, которые продолжались до конца ноября. Сумма положительных температур во время возврата тепла была меньше, чем сумма отрицательных температур предшествующего периода, поэтому согласно методике за дату перехода температуры воздуха через 0 °С была принята дата 12 октября. В то же время появление ледяных образований из-за возврата тепла на рассматриваемых г/п наблюдалось на 12–30 дней позже средних многолетних значений. Аналогична картина развития процессов и в 1996, 2015, 2017 гг.

В течение периода 1996–2021 гг. потепления наблюдались чаще (1 раз в 3–4 года), чем в 1956–1995 гг. (1 раз в 5 лет). За 1956–2021 гг. накопилось достаточно данных по годам с возвратами тепла. Поэтому решение проблемы возможно путём разделения всего периода наблюдений на две группы: в первой группе собраны годы с устойчивым похолоданием, а во второй — годы с возвратами тепла (рис. 3). Для каждой группы лет построены зависимости сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С к отрицательным значениям и дат перехода температуры воды через 3° и 2 °С и выполнена их оценка по критериям \bar{S} (\bar{S}/σ) и P (табл. 3).

Как видно из табл. 1 (графа 10), при использовании всего периода наблюдений (1956–2021 гг.) ни одна из зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от даты

перехода температуры воздуха через 0 °С не соответствует обоим критериям (и P) методики прогнозов. В то же время после разделения этой зависимости на группы ситуация резко изменилась (см. табл. 3). В первой группе, где зависимости построены для лет с устойчивым похолоданием, заблаговременность прогнозов уменьшилась до 2–16 суток, а теснота связи и оправдываемость увеличились ($r = 0.85–0.96$; $P = 74–88\%$). Из-за увеличения тесноты связей (r) стала существенно ниже средняя квадратичная погрешность проверочного прогноза ($\bar{S} = 2.6–5.1$). Зависимости, построенные для лет с возвратами тепла, имеют большую заблаговременность (13–32 суток). Таким образом, для лет с устойчивым похолоданием у всех зависимостей заблаговременность прогноза уменьшается в среднем на 2 суток, а для лет с возвратами тепла — увеличивается в среднем на 10 суток. При этом практически все зависимости (кроме г/п Чермоз) имеют высокую оправдываемость ($P = 76–94\%$) и пригодны для выпуска прогнозов. Заблаговременность зависимостей для разных г/п составляет от 10 до 16 суток, а в годы с возвратами тепла на г/п Камской ГЭС — до 32 суток.

Температура воды имеет меньшую суточную изменчивость по сравнению с температурой воздуха, поэтому сроки перехода температуры воды через определённые пределы в период осеннего охлаждения водохранилища более устойчивы. Качество большинства зависимостей с датой перехода температуры воды через 3 °С соответствует требованиям, предъявляемым к методикам прогноза. Для данного типа зависимостей характерно

Таблица 3. Характеристики зависимостей для прогноза сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С и дат перехода температуры воды через 3 и 2 °С

Гидрологический пост	Годы с устойчивым похолоданием				Годы с возвратами тепла			
	r	Δ , сут	\bar{S}	P_1 , %	r	Δ , сут	\bar{S}/σ	P_1 , %
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Зависимости с датами перехода температуры воздуха через 0 °С								
Березники	0.96	6	2.6	88	0.90	16	0.47	94
Усть-Пожва	0.95	6	2.8	86	0.87	17	0.52	94
Майкор	0.91	2	4,0	31	0.74	13	0.69	93
Чермоз	0.96	5	2.7	74	0.72	17	0.72	71
Добрянка	0.90	10	5.1	63	0.77	24	0.64	76
КамГЭС	0.85	16	4.9	65	0.90	32	0.48	81
Троица	0.90	10	4.6	75	0.78	25	0.67	80
Зависимости с датами перехода температуры воды через 3 °С								
Березники	0.83	10	4.0	82	0.78	27	0.65	76
Усть-Пожва	0.86	8	4.2	86	0.71	24	0.73	63
Майкор	0.80	8	4.5	71	0.61	25	0.82	53
Чермоз	0.89	9	3.8	80	0.70	25	0.73	75
Добрянка	0.91	6	4.0	59	0.90	19	0.45	87
КамГЭС	0.86	7	3.4	83	0.95	17	0.33	83
Троица	0.89	6	4.0	50	0.88	18	0.50	56
Зависимости с датами перехода температуры воды через 2 °С								
Березники	0.91	6	3.2	75	0.86	21	0.53	86
Усть-Пожва	0.93	4	2.8	60	0.79	17	0.63	75
Майкор	0.91	4	3.1	62	0.53	22	0.89	62
Чермоз	0.93	6	3.4	67	0.89	18	0.47	93
Добрянка	0.95	2	3.2	43	0.91	13	4.8*	88
КамГЭС	0.93	4	3.1	54	0.96	13	2.4*	100
Троица	0.95	3	2.8	51	0.89	13	4.2*	87

r — коэффициент корреляции; Δ — средняя заблаговременность прогноза, сут; \bar{S} — средняя квадратичная погрешность проверочного прогноза, сут; P_1 — обеспеченность допустимой погрешности на зависимом материале; \bar{S}/σ — критерий качества для долгосрочных зависимостей; * — приведены величины \bar{S} (критерий качества для среднесрочных прогнозов). Жирным шрифтом выделены значения критериев \bar{S} и P_1 обеспеченности допустимой погрешности для г/п, у которых зависимости имеют качество прогностических.

уменьшение тесноты связи с увеличением средней заблаговременности (см. табл. 3). Четыре зависимости из семи имеют высокую оправдываемость (см. табл. 3, графы 5, 9), причём как для лет с устойчивым похолоданием ($P = 80–86\%$), так и для лет с возвратами тепла ($P = 75–87\%$). Следует также отметить, что для группы лет с возвратами тепла заблаговременность прогноза увеличилась. Методики прогноза по этим зависимостям перешли в категорию долгосрочных.

Результаты расчётов по зависимостям с датой перехода температуры воды через 2 °С для лет с устойчивым похолоданием практически не изменились — только одна зависимость имеет качество прогностической (г/п Березники). У группы лет с возвратами тепла, наоборот, — для шести из семи зависимостей характерна высокая оправдываемость ($P = 75–100\%$).

Таким образом, учёт устойчивости похолоданий осенью приводит к улучшению качества

прогностических зависимостей. А решение о том, какую зависимость применять при составлении прогноза в текущем году, следует принимать на основе сценария развития метеорологических условий осени в этом году по прогнозу погоды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ зависимостей сроков ледообразования от рассмотренных факторов показал, что оправдываемость выпускаемых прогнозов на независимом материале (1996–2021) снизилась в среднем на 20% по сравнению с оправдываемостью на зависимом материале (1956–1995). Причина заключается в учащении возвратов тепла в период замерзания осенью, увеличении отклонений сроков ледообразования от средних многолетних значений и их смещении на более поздние даты с 1995 г. Это привело к увеличению повторяемости больших ошибок и снижению оправдываемости прогнозов в 1996–2021 гг.

2. Использование всего имеющегося периода наблюдений 1956–2021 гг. не привело к заметному уточнению исследуемых зависимостей. Величина R для зависимостей от даты устойчивого перехода температуры воды через 3 °С практически не изменилась, в то время как от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С и температуры воды через 2 °С заметно снизилась по всем постам. По критериям \bar{S} и R только три зависимости от даты устойчивого перехода температуры воды через 3 °С (для г/п Березники, Чермоз и Камская ГЭС) можно использовать в качестве методики прогнозов сроков ледообразования.

3. Зависимости от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С и температуры воды через 2 °С, построенные за период 1996–2021 гг., не соответствуют критериям \bar{S} и R . В то же время для г/п Березники и Добрянка зависимости от даты устойчивого перехода температуры воды через 3 °С можно использовать в качестве методики прогнозов сроков ледообразования. Для периода 1996–2021 гг. характерно увеличение больших ошибок (> 6–11 сут) в 2–3 раза.

4. Улучшение оправдываемости прогнозов появления льда на водохранилищах возможно путём разделения всего периода наблюдений на группы с разными метеорологическими условиями осени и построения зависимостей отдельно для каждой группы (годы с устойчивым похолоданием и с возвратами тепла). Учёт устойчивости похолоданий улучшил качество прогностических зависимостей, что даёт возможность использовать их для планирования сроков окончания навигации на Камском водохранилище. Критерием использования той или иной зависимости в конкретном году служит прогноз погоды.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропогенные изменения климата / Под ред. М. И. Будыко и Ю. А. Израэля. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 405 с.
- Атлас Пермского края / Под ред. А. М. Тартаковского. Пермь: Пермский гос. национальный исследовательский ун-т, 2012. 124 с.
- Балашова И. В. Краткосрочные прогнозы замерзания зарегулированных рек (на примере Верхней Волги). Л.: Гидрометеоздат, 1954. Вып. 34. 61 с.
- Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 389 с.
- Бурдыкина А. П. О методике фоновых прогнозов сроков вскрытия и замерзания рек арктической зоны Сибири // Тр. ААНИИ. 1949. Т. 22. 170 с.
- Георгиевский В. Ю., Георгиевский М. В., Голованов О. Ф., Шальгин А. Л. Воздействия изменений климата на природные системы суши // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. С. 30–37.
- Гидрометеорологическое обеспечение советской армии в Великой Отечественной войне // Электронный ресурс. <https://meteoinfo.ru/9may> (Дата обращения: 28.06.2023).
- Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 242 с.
- Ефремова Н. Д. Методика долгосрочного прогноза начала ледостава на Камском водохранилище // Тр. Центрального ин-та прогнозов. Вып. 151. 1965. С. 34–35.
- Калинин В. Г. Ледовый режим рек и водохранилищ бассейна Верхней и Средней Камы: монография / Ред. В. Г. Калинин. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2008. 252 с.
- Калинин В. Г. Особенности пространственно-временной динамики формирования ледовых явлений на Камском водохранилище. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь: Пермский гос. науч.-исслед. ун-т, 1993. 17 с.
- Калинин В. Г., Микова К. Д. О зависимостях сроков наступления ледовых явлений и критериях их оценки (на примере камских водохранилищ) // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 96–100.
- Калинин В. Г., Микова К. Д., Чичагов В. В. Влияние современных климатических изменений на сроки ледообразования на Камском водохранилище // Тр. VIII Всеросс. науч.-практич. конф. с междунар. участием. Пермь: Пермский гос. науч.-исслед. ун-т, 2021. С. 94–99.
- Матарзин Ю. М., Макарова Т. П. О возможности прогноза ледовых явлений на Камском водохранилище // Учен. записки Пермского ун-та. 1962. Т. 21. № 3. С. 121–167.

- Мацкевич И. К.* Особенности гидрологии Воткинского водохранилища в связи с его положением в каскаде. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь: Пермский гос. науч.-исслед. ун-т, 1973. 223 с.
- Микова К. Д.* Ледовый режим Воткинского водохранилища и методики его прогноза. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь: Пермский гос. науч.-исслед. ун-т, 2007. 24 с.
- Наставление по службе прогнозов. Раздел III. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 362 с.
- Руководство для прогнозов толщины ледового покрова на реках и озёрах. М.: Гидрометеиздат, 1942. 55 с.
- Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 168 с.
- Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 4: Прогнозы ледовых явлений на реках и водохранилищах. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 291 с.
- Фролова Н. Л., Магрицкий Д. В., Киреева М. Б., Агафонова С. А., Повалишников Е. С.* Антропогенные и климатически обусловленные изменения стока воды и ледовых явлений рек Российской Арктики // Вопросы географии. 2018. Вып. 145. С. 233–251.
- Шимараев М. Н., Куимова Л. Н., Синюкович В. Н., Цехановский В. В.* Климат и гидрологические процессы в бассейне озера Байкал в XX веке // Метеорология и гидрология. 2002. № 3. С. 71–78.
- Ширкина Н. А.* Методика фоновых прогнозов сроков вскрытия и замерзания рек бассейна Амура. М.: Гидрометеиздат, 1945. 64 с.
- Шкляев А. С., Балков В. А.* Климат Пермской области. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1963. 189 с.
- Шуляковский Л. Г.* К методике краткосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек // Тр. ЦИП. 1947. № 5. С. 3.
- Шуляковский Л. Г.* О механизме вскрытия рек, текущих на север // Тр. ЦИП. 1947. Вып. 6. С. 97–111.
- Шуляковский Л. Г.* Появление льда и начало ледостава на реках, озёрах и водохранилищах: Расчёты для целей прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 216 с.

Citation: Mikova K. D., Kalinin V. G. Correlations checking of the ice dates from main factors for forecasting on the Kama Reservoir. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 143–154. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010119

Factors determining the timing of ice appearance on the Kama Reservoir

K. D. Mikova^{a#}, V. G. Kalinin^a

^aPerm State University, Perm, Russia

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

Received July 27, 2023; revised October 24, 2023; accepted March 31, 2024

The analysis and assessment of the correlations of the ice dates vice the zero-isotherm dates, dates of water temperatures transition through 2 and 3 °C were carried out. The initial data were long-term series of observations of air temperature at weather stations, water temperature and ice dates at the gauge stations of Roshydromet for the whole period of the reservoir existence (1956–2021). As the characteristic under study, the dates of ice formation in autumn were used. Main results: verification of previously obtained correlations on independent data (1996–2021) showed that the accuracy of issued forecasts (*P*) was decreased by 20% compared with the accuracy on dependent data (1956–1995); an analysis of the whole period applicability (1956–2021) for constructing predictive correlations with an assessment of their justification showed that there was no noticeable refinement. The accuracy of the forecasts based on the dates of water temperatures transition through 3 °C has not changed, while forecasts based on the zero-isotherm dates and the dates of water temperatures transition through 2 °C, has noticeably decreased at all stations; the use of data only for the period of modern climate changes (1996–2021)

led to the following: correlations of the ice dates vice the zero-isotherm dates and water temperature through 2 °C did not pass the criteria \bar{S} and P . This period is characterized by a decrease in the frequency of small forecast errors (< 4–5 days) and an increase in large errors (> 6–11 days) by 2–3 times; a forecast technique is proposed based on the separation of the studied correlations for years with different meteorological conditions in autumn (years with stable cooling and with heat returns). The criterion for using this or that dependence in a particular year is the weather forecast. Forecasts issued according to such dependencies have a higher accuracy.

Keywords: reservoir, ice formation, ice dates forecasts

REFERENCES

- Antropogennyye izmeneniya klimata*. Anthropogenic climate change. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986: 405 p. [In Russian].
- Atlas Permskogo kraya*. Atlas of the Perm kray. Perm: Perm State University, 2012: 124 p. [In Russian].
- Balashova I. V. Kratkosrochnyye prognozy zamerzaniya zaregulirovannykh rek (na primere Verhney Volgi)*. Short-term forecasts of freezing of regulated rivers (on the example of the Upper Volga). Leningrad: Hydrometeoizdat, 1954, 34: 61 p. [In Russian].
- Befani N. F., Kalinin G. P. Uprazhneniya i metodicheskie razrabotki po gidrologicheskim prognozam*. Exercises and methodological developments on hydrological forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 389 p. [In Russian].
- Burdykina A. P.* On the method of large-area forecasts for the break-up and freezing of rivers in the Arctic zone of Siberia. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proceedings of the Arctic and Antarctic Research Institute. 1949, 22: 170 p. [In Russian].
- Georgievskij V. Yu., Georgievskij M. V., Golovanov O. F., Shalygin A. L. Vozdeystviya izmenenij klimata na prirodnyye sistemy sushy*. Impacts of climate change on natural land systems. *Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii*. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the Russian Federation territory. Moscow: Roshydromet, 2014: 30–37 [In Russian].
- Gidrometeorologicheskoe obespechenie sovetской armii v Velikoj Otechestvennoy vojne*. Retrieved from: <https://meteoinfo.ru/9may> (Last access: 28 June 2023) [In Russian].
- Donchenko R. V. Ledovyy rezhim rek SSSR*. Ice regime of the rivers of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1987: 242 p. [In Russian].
- Efremova N. D. Metodika dolgosrochnogo prognoza nachala ledostava na Kamskom vodohranilishе*. Methodology for long-term forecasting of the freezing date at the Kama Reservoir. *Trudy Centralnogo instituta prognozov*. Proc. of the Central Institute of Forecasts. 1965, 151: 34–35 [In Russian].
- Kalinin V. G. Ledovyy rezhim rek i vodohranilish bassejna Verhney i Sredney Kamy*. Ice regime of rivers and reservoirs in the catchment of the Upper and Middle Kama River. Perm: Perm State University, 2008: 252 p. [In Russian].
- Kalinin V. G. Osobennosti prostranstvenno-vremennoy dinamiki formirovaniya ledovykh yavlenij na Kamskom vodohranilishе*. Features of spatio-temporal dynamics of the formation of ice phenomena in the Kama reservoir. PhD Thesis. Perm: Perm State University, 1993: 17 p. [In Russian].
- Kalinin V. G., Mikova K. D.* On the correlations of the ice dates and the criteria for their assessment (on the example of the kamskiye reservoirs). *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2006, 12: 96–100 [In Russian].
- Kalinin V. G., Mikova K. D., Chichagov V. V.* Influence of modern climatic changes on the ice dates formation in the Kama Reservoir. *Trudy VIII Vserossiiskoy nauchno-prakticheskoi konferencii s mezhdunarodnym uchastiem*. Proceedings of the VIII All-Russian Scientific and Practical Conference with International Participation. Perm: Perm State University, 2021: 94–99 [In Russian].
- Matarzin Yu. M., Makarova T. P.* On the Possibility of Predicting Ice Phenomena in the Kama Reservoir. *Uchenyye zapiski Permskogo universiteta*. Scientific notes of Perm State University. 1962, 21 (3): 121–167. [In Russian].
- Mackevich I. K. Osobennosti gidrologii Votkinskogo vodohranilisha v svyazi s ego polozheniem v kaskade*. Features of the hydrology of the Votkinsk reservoir in connection with its position in the cascade. PhD Perm: Perm State University. 1973: 223 p. [In Russian].
- Mikova K. D. Ledovyy rezhim Votkinskogo vodohranilisha i metodiki ego prognoza*. Ice regime of the Votkinsk Reservoir and methods of its forecast. PhD Thesis. Perm: Perm State University. 2007: 24 p. [In Russian].

- Nastavlenie po sluzhbe prognozov.* Manual on the service of forecasts. III. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1962: 362 p. [In Russian].
- Rukovodstvo dlya prognozov tolshiny ledovogo pokrova na rekah i ozerah.* Guidelines for forecasting the thickness of the ice cover on rivers and lakes. Moscow: Hydrometeoizdat, 1942: 55 p. [In Russian].
- Rukovodstvo po gidrologicheskim prognozam.* Guidelines for Hydrological Forecasts. Issue 3. *Prognoz ledovyh yavlenij na rekah i vodohranilishah.* Forecast of ice phenomena on rivers and reservoirs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 168 p. [In Russian].
- Rukovodstvo po gidrologicheskim prognozam.* Manual of hydrological forecasts. Issue 4. *Prognozy ledovyh yavlenij na rekah i vodohranilishah.* Forecasts of ice events on rivers and reservoirs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1963: 291 p. [In Russian].
- Frolova N. L., Magrickij D. V., Kireeva M. B., Agafonova S. A.* Anthropogenic and climatically determined changes in water runoff and ice phenomena in the rivers of the Russian Arctic. *Voprosy geografii.* Questions of Geography. 2018, 145: 233–251 [In Russian].
- Shimaraev M. N., Kuimova L. N., Sinyukovich V. N., Cehanovskij V. V.* Climate and hydrological processes in the Baikal basin in the 20th century. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2002, 3: 71–78 [In Russian].
- Shirkina N. A.* *Metodika fonovyh prognozov srokov vskrytiya i zamerzaniya rek bassejna Amura.* Methodology of background forecasts for the opening and freezing of the rivers of the Amur basin. Moscow: Hydrometeoizdat, 1945: 64 p. [In Russian].
- Shklyayev A. S., Balkov V. A.* *Klimat Permskoj oblasti.* The climate of the Perm region. Perm: Perm Book Publishing House, 1963: 189 p. [In Russian].
- Shulyakovskij L. G.* On the methodology of short-term forecasts of freezing and opening of rivers. *Trudy Central'nogo instituta prognozov.* Proc. of the Central Institute of Forecasts. 1947, 5: 3 p. [In Russian].
- Shulyakovskij L. G.* On the mechanism of the rivers break-up flowing to the north. *Trudy Central'nogo instituta prognozov.* Proc. of the Central Institute of Forecasts. 1947, 6: 97–111 [In Russian].
- Shulyakovskij L. G.* *Poyavlenie l'da i nachalo ledostava na rekah, ozyorah i vodohranilishchah: Raschyoty dlya celej prognozov.* The appearance of ice and the beginning of ice formation on rivers, lakes and reservoirs: Calculations for the purposes of forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1960: 216 p. [In Russian].

УДК 910.421.

ДРЕЙФУЮЩИЙ ДОЛГОЖИТЕЛЬ К 50-ЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ СТАНЦИИ “СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС — 22”

© 2024 г. В. В. Лукин^{1*}

¹Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: lukin@aari.ru

Поступила в редакцию 31.10.2023 г.

После доработки 21.11.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2024 г.

Советская дрейфующая станция “Северный полюс — 22” стала самой продолжительно действующей в истории отечественных исследований высокоширотных районов Арктического бассейна. С 13.09.1973 по 08.04.1982 г. её суммарный дрейф составил 17 069 км. За этот период на СП-22 выполнялся широкий комплекс исследований состояния ионосферы, магнитосферы, озоносферы, приземной и свободной атмосферы, ледяного покрова, гидросферы и литосферы в этом регионе.

Ключевые слова: Арктический бассейн, дрейфующая станция СП-22, ледяной остров, авиационное обеспечение, научные программы, подводные исследования, наклонное зондирование ионосферы, экосистема морского льда, тонкая термохалинная структура вод, спутниковая навигационная система

DOI: 10.31857/S2076673424010123

ВВЕДЕНИЕ

Отечественные дрейфующие научные станции “Северный полюс” внесли неоценимый вклад в изучение высокоширотных районов Северного Ледовитого океана. С их помощью с 1937 по 1991 г. и с 2003 по 2013 г. определены основные закономерности дрейфа льдов, структура и пространственно-временная изменчивость метеорологических характеристик процессов в приземной свободной атмосфере и в озоносфере, выделены различные типы водных масс и особенностей их циркуляции в Арктическом бассейне, измерены параметры магнитного поля Земли, ионосферы и космического радиоизлучения, собраны данные о биоразнообразии вод в недоступных для судовых экспедиций районов океана и отобраны пробы его грунта. На дрейфующих станциях СП проходили натурные испытания многих экспериментальных образцов научных приборов и технических экспедиционных средств. Всего 31 советская, 11 их филиалов и 9 российских станций СП проработали в Арктике 31 897 дней (87.4 года), совершив общий суммарный дрейф в 186 925 км, что составляет 4.66 длин экватора (Романов и др., 1997).

Среди всех отечественных подобных станций особое место занимает “Северный полюс — 22”, которая стала настоящим долгожителем среди советских и российских аналогов. Она проработала 3130 суток, продрейфовав 17 069 км (табл. 1). Этому

способствовали два обстоятельства: во-первых, она была создана не на многолетнем морском льду, а на ледяном острове, что заметно снижало вероятность раскола платформы дрейфующего научного лагеря (Кессель, 2005). Во-вторых, её дрейф вначале проходил в антициклональном круговороте льдов и вод в притихоокеанском секторе Арктического бассейна, а затем в выносном Трансарктическом потоке, в котором в своё время сразу же оказались станции СП-6, СП-19, СП-23 и СП-24, которые также располагались на ледяных островах (Кессель, 2005; Корнилов и др., 2017).

Более чем 8-летняя продолжительность дрейфа СП-22 позволила собрать обширный и уникальный научный материал о состоянии атмосферы, океана, ледяного покрова и характеристиках дна Арктического бассейна, внедрить в практику полярных наблюдений новые методы инструментальных исследований, испытать многочисленные экспериментальные образцы научных приборов и экспедиционной техники.

ОТКРЫТИЕ СП-22 И РАБОТА ПЕРВОЙ СМЕНЫ

6 апреля 1973 г. при выполнении океанографической съёмки по программе высокоширотной воздушной экспедиции (далее — ВВЭ) “Север-25” с борта экспедиционного самолёта Ли-2 (командир

А. Н. Долматов, проверяющий Л. А. Вепрев) ледовый разведчик И. П. Романов обнаружил в северной части моря Бофорта в точке $74^{\circ} 20'$ с.ш., $164^{\circ} 10'$ з.д. ледяной остров длиной около пяти километров. Остров выделялся своей мощностью среди окружающих его морских дрейфующих льдов. Он возвышался над ними на несколько метров. Провести его точные замеры нам тогда не удалось из-за недостатка времени и ограниченного запаса топлива на борту, но об этой находке мы сразу же доложили в Арктический и антарктический НИИ (ААНИИ).

30 июня 1973 г., когда на заседании учёного совета ААНИИ заслушивались результаты выполнения программы ВВЭ “Север-25”, было принято решение обратиться в Главное управление Гидрометеослужбы при Совмине СССР с предложением открыть осенью 1973 г. новую дрейфующую станцию СП-22 на этом ледяном острове. Это предложение было поддержано, и летом того же года началась активная подготовка к организации и высадке очередной дрейфующей станции. Её было решено создать с помощью морских судов. С этой целью был заключён договор с Дальневосточным морским пароходством на аренду ледокола “Владивосток” и дизель-электрохода (д/э) “Капитан Кондратьев”.

Во время проведения одной из ледовых разведок в августе 1973 г. известный специалист ААНИИ В. И. Шильников нашёл этот ледяной остров. К этому моменту были сформированы научные программы новой дрейфующей станции, собран её личный состав, подготовлено материально-техническое снабжение. Последнее вместе с коллективом станции доставлялось в чукотский посёлок Певек авиационными спецрейсами из Ленинграда. Начальником СП-22 был назначен океанолог Владимир Георгиевич Мороз (1926–1992), который за время работы в ААНИИ с 1957 по 1978 г. многократно участвовал в экспедициях А-138/169 по расстановке на дрейфующих льдах Арктики радиоавтоматических метеостанций. В 1972 г. он успешно защитил диссертацию на соискание учёной степени кандидата географических наук. Начальником экспедиции по высадке СП-22 был назначен сотрудник отдела научных экспедиций ААНИИ Артур Николаевич Чилингаров. Удивительное совпадение — в сентябре 1973 г. А. Н. Чилингаров впервые в своей жизни поднялся на борт ледокола “Владивосток”, с которым через 12 лет судьба сведёт его снова в период героического рейса по освобождению из ледового плена в антарктическом море Росса НЭС “Михаил Сомов”. За эту операцию в 1986 г. он был награждён Золотой Звездой Героя Советского Союза.

В начале сентября д/э “Капитан Кондратьев” встал под погрузку в певекском морском порту, а 8 сентября судно вышло в рейс по контракту

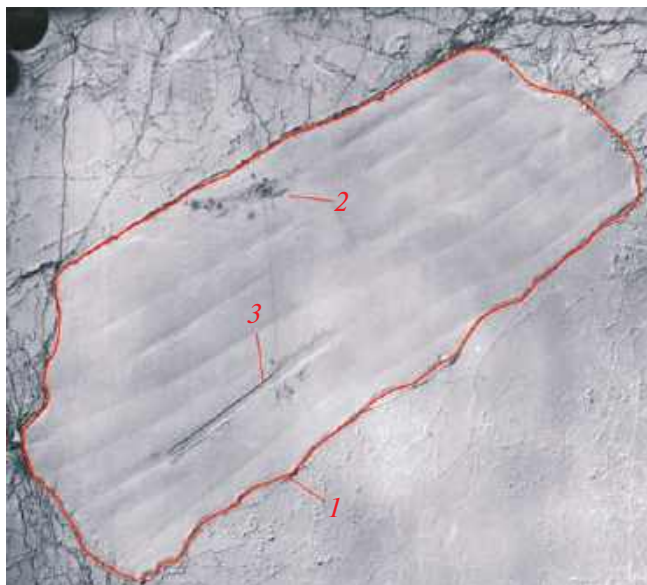


Рис. 1. Аэрофотоснимок ледяного острова СП-22. Фото из архива ААНИИ:

1 — границы ледяного острова СП-22; 2 — ледовый лагерь СП-22; 3 — взлётно-посадочная полоса.

Fig. 1. Aerial photo of the ice island of NP-22. Photo from the AARI archive:

1 — boundaries of the ice island of NP-22; 2 — ice camp of the NP-22; 3 — runway.

с ААНИИ для организации СП-22. В тот же день это грузовое судно встретилось у кромки льдов с ледоколом “Владивосток”, после чего они продолжили своё совместное плавание к ледяному острову. Он вновь был обнаружен В. И. Шильниковым с борта самолёта ледовой разведки Ил-14 в координатах $76^{\circ} 16'$ с.ш., $169^{\circ} 07'$ з.д. Таким образом, остров с 6 апреля по 11 сентября продрейфовал 258 км в направлении на северо-запад.

Д/э “Капитан Кондратьев” пришвартовался к ледяному острову у его северо-западной границы. Ледовая разведка, выполненная судовым вертолётком Ми-2 ледокола, позволила уточнить размеры острова и изучить характер его поверхности. Остров представлял собой неправильный четырёхугольник с размерами 5×2.2 км, площадь острова — 11 км^2 (рис. 1).

Позднее с помощью аквалангистов-ледоисследователей ААНИИ установлены следующие характеристики этого острова: средняя осадка — 24.5 м; толщина — от 25 до 35 м; объём ледяного тела острова 190 млн м^3 ; высота надводной части 3–5 м (Корнилов и др., 2017).

По длинной продольной оси острова параллельно друг другу протекали речки талой воды шириной от 20 до 60 м. Поверхность острова была достаточно ровной — без высоких бугров и углублений. Выгрузка имущества СП-22 была завершена

13 сентября, и после короткого торжественного митинга оба судна отправились в Певек, куда прибыли 16 сентября. Пространство перед зданием кают-компании станции было названо полярниками площадью “Владивостока”. В. Г. Мороз вернулся в Ленинград для завершения административных дел и приступил к выполнению обязанностей начальника станции 11 октября, когда на неё стали выполняться полёты самолётов ВВЭ “Север-25”, обеспечивавших осенний завоз материально-технического снабжения. С 13 сентября по 11 октября временно исполняющим обязанности начальника станции был А. Н. Чилингаров.

Первый коллектив СП-22 состоял из 9 человек. На их плечи с сентября 1973 по март 1974 г. был возложен огромный труд по созданию лагеря станции, строительству взлётно-посадочных полос (далее — ВПП) для осеннего и весеннего завоза грузов на станцию, подготовке рабочих и жилых мест для расширенного коллектива станции с марта 1974 г. и сезонных отрядов ВВЭ “Север-26”, планировавших свои исследования весной 1974 г., а также выполнение цикла традиционных для СП гидрометеорологических наблюдений (определение координат станции, метеорология, актинометрия, океанология и гидрохимия). Все поставленные перед первой сменой СП-22 задачи на этапе работ с 13 сентября до 2 марта 1974 г. были успешно выполнены.

С начала марта на станцию стали прибывать научные группы новых сотрудников зимовочного состава (16 человек) и сезонных специалистов, планировавших выполнение своих исследований в весенний период по программам высокоширотных воздушных экспедиций “Север-26” и “Север-74”. Новые специалисты зимовочного состава были представлены научными группами по аэрологии (4 человека), геофизике (4 человека), ледоисследовательским отрядом “Природа” (5 человек), радиофизическим отрядом (8 человек), отрядом гидрохимии (1 человек). Был увеличен состав поваров, радиоспециалистов и усилена механическая группа. Кроме того, на СП-22 базировался высокоширотный лётный отряд ВВЭ “Север-26”, выполнявший океанографическую съёмку Арктического бассейна с помощью двух самолётов Ли-2, группа радионавигации из Гидрографической экспедиции Северного флота. Прибывшие на станцию специалисты быстро смонтировали своё научное оборудование и оперативно приступили к выполнению научных программ: по гидрохимии — 17 марта, по геомагнетизму — 14 апреля, по аэрологии — 1 мая, по наклонному и вертикальному зондированию ионосферы — 24 мая, по риометрическим наблюдениям — 1 июня. Наиболее сложный и продолжительный объём монтажных и пусконаладочных работ перед началом выполнения программы наблюдений был у геофизиков. Впервые в практике

работ дрейфующих станций СП им предстояло организовать работы по наклонному зондированию ионосферы — приём радиосигналов на скользкой частоте в диапазоне 3.5–27.5 МГц. С этой целью на ледяном острове была установлена мачта приёмной антенны высотой 24 м. До этого на дрейфующих льдах начиная с 1954 г. на СП-3 стали проводиться работы по вертикальному зондированию ионосферы, но они давали информацию о состоянии этой естественной природной оболочки Земли только в ограниченном локальном районе. Наклонное зондирование ионосферы представляло информацию о прохождении радиоволн по трассе между передающей и приёмной станциями соответственно. На СП-22 стали регулярно приниматься радиосигналы по трассам Москва — СП-22, Мурманск — СП-22, Ленинград — СП-22.

С 2 марта по 24 мая 1974 г. на ледовые ВПП СП-22 было выполнено 372 полёта самолётов Ан-2, Ли-2, Ил-14, Ан-12 и вертолётов Ми-8, приписанных к Якутскому и Красноярскому управлениям гражданской авиации. Последняя обеспечивала работы Гидрографической экспедиции Северного флота по выполнению картирования глубин, магнитных и гравиметрических характеристик дна Арктического бассейна. С этой целью на противоположной стороне ледяного острова СП-22 в весенний период 1974 г. был организован сезонный лагерь этой экспедиции под руководством капитана 1-го ранга С. А. Фридмана. Личный состав этого лагеря, включая экипажи воздушных судов, в марте — мае 1974 г. составлял около 300 человек.

Коллектив первой смены полярников СП-22 был заменён в октябре 1974 г., когда на ледовый аэродром этой станции начались полёты самолётов Колымо-Индибирского объединённого авиаотряда (далее — КИОАО) по выполнению осеннего этапа ВВЭ “Север-26”.

ДРЕЙФ СП-22

В начале работы первой смены СП-22 осенью 1973 г. никто не предполагал, что её дрейф продлится 3130 дней — более восьми с половиной лет — и на ледяном острове, сменяя друг друга, проработают девять смен полярников. Как уже сообщалось выше, первую смену возглавил В. Г. Мороз. В октябре 1974 г. его сменил океанолог, кандидат географических наук Павел Тимофеевич Морозов (1929–1992). Первые две смены СП-22 начинали и завершали свой дрейф в осенний период. Третья смена во главе с метеорологом Николаем Владимировичем Макуровым (1927 г.р.) проработала 148 суток до 15 апреля 1976 г. С этого момента операции по приёму-передаче смен полярников на СП-22 стали проходить исключительно в весенний период года. Четвёртой сменой коллектива СП-22 с 1976 по 1977 г. руководил метеоролог,

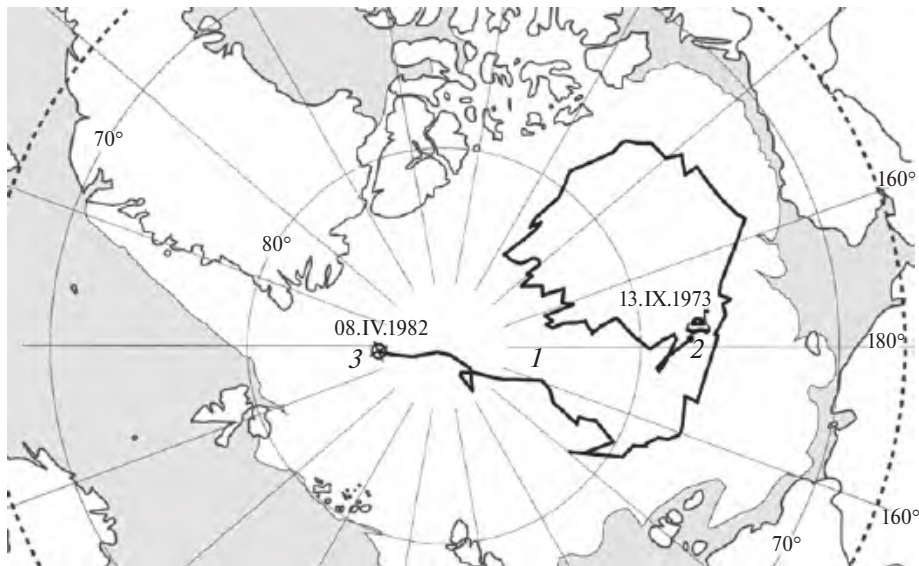


Рис. 2. Схема дрейфа станции СП-22 в 1973–1982 гг.:

1 — траектория дрейфа; 2 — точка и дата открытия станции; 3 — точка и дата завершения дрейфа.

Fig. 2. Scheme of the drift of the NP-22 station in 1973–1982:

1 — drift trajectory; 2 — point and date of station opening; 3 — point and date of the drift end.

Таблица 1. Основные сведения о работе СП-22 с 1973 по 1982 г.

Смена	Даты		Координаты		Начальник	Персонал, чел.	Период работы, сутки	Суммарный дрейф, км
	начало	конец	начало	конец				
1	13.09.1973	11.10.1974	76° 16' с.ш., 168° 31' з.д.	82° 09' с.ш., 175° 52' з.д.	В.Г. Мороз	33	394	2426
2	11.10.1974	19.11.1975	82° 09' с.ш., 175° 52' з.д.	83° 46' с.ш., 154° 28' з.д.	П.Т. Морозов	33	404	2153
3	19.11.1975	15.04.1976	83° 46' с.ш., 156° 18' з.д.	83° 35' с.ш., 141° 00' з.д.	Н.В. Макурин	23	148	533
4	15.04.1976	20.04.1977	83° 35' с.ш., 141° 00' з.д.	82° 06' с.ш., 128° 53' з.д.	Н.Д. Виноградов	19	370	1420
5	20.04.1977	22.04.1978	82° 06' с.ш., 128° 53' з.д.	75° 07' с.ш., 137° 25' з.д.	И.М. Симонов	23	367	1566
6	22.04.1978	26.04.1979	75° 07' с.ш., 137° 25' з.д.	74° 52' с.ш., 172° 21' з.д.	Л.В. Булатов	31	369	2191
7	26.04.1979	26.04.1980.	74° 52' с.ш., 172° 21' з.д.	78° 47' с.ш., 152° 02' в.д.	В.С. Рачков	28	366	2074
8	26.04.1980	12.05.1981	78° 47' с.ш., 152° 02' в.д.	86° 06' с.ш., 151° 25' в.д.	Г.И. Кизино	26	381	2457
9	12.05.1981	08.04.1982	86° 06' с.ш., 151° 25' в.д.	86° 10' с.ш., 00° 00'	В.В. Лукин	33	331	2249
Итого:	13.09.1973	08.04.1982	76° 16' с.ш., 168° 31' з.д.	86° 10' с.ш., 00° 00'		249	3130	17 069

кандидат географических наук Николай Дмитриевич Виноградов (1930–2005). Очередной коллектив СП-22 в 1977–1978 гг. возглавил географ,

кандидат географических наук Игорь Михайлович Симонов (1929–1995). Шестая смена проработала на ледяном острове с 1978 по 1979 г. во главе

с океанологом, кандидатом географических наук Львом Валериановичем Булатовым (1930–2013). Их сменила команда под руководством гидрохимика Виктора Серафимовича Рачкова (1938–2010), а весной 1980 г. на СП-22 прибыла смена начальника станции, метеоролога Георгия Иосифовича Кизино (1923–1992). Наконец, руководителем заключительной, девятой смены полярников стал Валерий Владимирович Лукин (1946 г.р.) — автор настоящей статьи.

Наибольший период времени на ледяном острове — 404 дня — провела вторая смена полярников. Самый большой километраж суммарного дрейфа совершила в Арктическом бассейне восьмая смена СП-22 в 1980–1981 гг. — 2457 км (табл. 1).

Станция СП-22 была открыта примерно в тех же географических координатах, что и дрейфующие станции “Северный полюс — 2” (1950), СП-8 (1959), СП-11 (1962) и СП-12 (1963) (Романов и др., 1997). Однако только СП-22 удалось совершить полный антициклональный круговорот, не прерывая научных наблюдений. Это произошло в период дрейфа шестой смены полярников. Далее дрейф коллективов 7, 8 и 9-й смен проходил в трансарктическом потоке (рис. 2).

Обращают на себя внимание небольшие значения средних скоростей генерального дрейфа ледяного острова СП-22 в периоды работы первых четырёх смен, особенно во время дрейфа 2, 3 и 4-й смен (менее 1.0 км в сутки). Когда СП-22 вышла на южную периферию антициклонального круговорота в море Бофорта и в восточную часть Чукотского моря, величина этого параметра возросла до 2.13 км/сутки. Она продолжала увеличиваться в 6-й и 7-й сменах, достигнув 2.89 км/сутки. Далее в трансарктическом потоке средние скорости генерального дрейфа уменьшились до 2.14 км/сутки.

В период работы 7-й смены полярников (1979–1980) ледяной остров приблизился на весьма опасное расстояние к островам Жанетты (12 км) и Генриетты (39 км). Интересно отметить, что именно в этом районе ледовый лагерь станции СП-14 11 февраля 1966 г. столкнулся с о. Жанетты, что привело к экстренной эвакуации коллектива полярников. В их составе тогда работал инженером-гидрохимиком В. С. Рачков, который потом руководил 7-й сменой полярников СП-22. Он хорошо помнил тот трагический эпизод в своей полярной карьере, но на этот раз всё обошлось, и ледяной остров благополучно продолжил свой дрейф в сторону пролива Фрама.

В начале 1977 г. ледяной остров СП-22 вошёл в исключительную экономическую зону Канады, что, безусловно, вызвало беспокойство правительственных кругов этой страны. В связи с этим МИД Канады запросил правительство СССР о приёме на нашей дрейфующей станции канадского самолёта с представителями средств массовой информации.

Этот полёт был выполнен на самолёте “Твин Оттер” в феврале 1977 г. Представители канадских СМИ убедились, что никаких военных исследований, опасных для их государства, на советской научной станции не выполняется. Однако уже в апреле того же года лагерь станции облетала пара канадских истребителей, которые на глазах наших полярников дозаправились в воздухе от воздушного танкера и ушли в южном направлении в сторону своих аэродромов базирования. Вероятно, опасения канадской стороны были связаны с работами Гидрографической экспедиции Северного флота, которая ежегодно с 1974 по 1981 г. организовывала базу своих высокоширотных воздушных экспедиций “Север-74” — “Север-81” на ледовом аэродроме станции СП-22.

На этом интерес североамериканских коллег к нашей станции не закончился. В марте 1979 г., когда дрейф СП-22 проходил в море Бофорта, на её ледовый аэродром произвёл посадку американский самолёт “Твин Оттер” с группой полярных исследователей лаборатории на мысе Барроу. В конце марта — начале апреля 1982 г., перед самым закрытием СП-22, её дважды облетали транспортные самолёты ВВС США LC-130 “Геркулес”, а затем на ледяной остров сел самолёт “Твин Оттер” с группой участников исследовательской программы “Фрам”, осуществивших свою деятельность в интересах ВВС США.

В марте 1982 г., когда стало совершенно очевидно, что ледяной остров СП-22 выносится в пролив Фрама, в ААНИИ и Госкомгидромете СССР было принято решение о закрытии этой дрейфующей станции. 8 апреля 1982 г. состоялась торжественная церемония спуска государственного флага СССР на СП-22, которая через восемь с половиной лет завершила свой уникальный дрейф.

НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СП-22 И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ

20 февраля 1954 г. постановлением Совмина СССР Арктическому НИИ поручалось ежегодно проводить исследования на двух постоянно действующих дрейфующих станциях “Северный полюс”, одна из которых должна была находиться в западном, а вторая в восточном секторах Арктического бассейна. В случае необходимости, в связи с приближением ледового лагеря станции к проливу Фрама или побережью зарубежной Арктики, раскола льдины и т.д. требовалось создавать новую станцию СП. Исторически основной комплекс научных наблюдений, выполнявшихся на отечественных дрейфующих станциях, в основном был связан с гидрометеорологическим и геофизическим направлениями, однако в первые годы деятельности СП-22 на таких станциях активно проводились гидрографические, биологические и геологические

исследования. 18 мая 1963 г. Арктический и антарктический НИИ перешёл из структуры Минморфлота СССР в Главное управление Гидрометеорологической службы (ГУ УГМС) при Совмине СССР, после чего задачи института на дрейфующих станциях в основном были связаны с реализацией программ работ по первым двум названным выше направлениям. В случае необходимости (заявки на производство работ на СП от Минобороны СССР, Мингео СССР и Академии наук СССР) на станциях СП свои наблюдения и научные проекты выполняли представители организаций этих ведомств.

Таким образом, на станции СП-22 научные исследования выполнялись по следующим направлениям:

- определение географических координат лагеря станции на всём протяжении дрейфа астрономическим или другими инструментальными навигационными методами (радио- и спутниковая навигация);

- океанологическое (измерение глубин, выполнение глубоководных гидрологических станций до дна, СТД-зондирование деятельного слоя океана, наблюдение за течениями);

- гидрохимическое (определение химических параметров вод, снега и льда, определение загрязнения природной среды углеводородами, тяжёлыми металлами и пестицидами);

- гляциологическое (морфология надводной и подводной частей морских льдов и ледяного острова, изучение процессов таяния и намерзания льдов, калибровка инструментальных дистанционных методов измерений характеристик льдов, определение физико-механических параметров морских льдов);

- геофизическое (наклонное и вертикальное зондирование ионосферы, измерение уровня космического радиоизлучения, геомагнетизм);

- аэрологическое (температурно-ветровое зондирование приземной и свободной атмосферы);

- метеорологическое (выполнение синоптических сроков наблюдений за состоянием приземной атмосферы, сбор и передача данных о метеопараметрах для обеспечения полётов авиации, снегомерные съёмки, градиентные метеорологические наблюдения в прилёдном слое атмосферы, измерение общего содержания озона, определение концентрации атмосферных аэрозолей);

- радиофизическое изучение параметров льдов и вод (изучение электрических свойств морских льдов и вод, гидрооптика, радиолокация морского льда);

- медико-биологическое (изучение состояния и изменчивости физиологии и психологии человека в условиях экстремального жизнеобитания

и продолжительной изоляции от обычной социальной среды).

Все перечисленные выше научные программы выполнялись специалистами ААНИИ (Корнилов и др., 2017). В первой смене станции СП-22 её океанолог факультативно по заданию специалистов Зоологического института АН СССР проводил сбор планктона на разных горизонтах в толще вод Арктического бассейна. В последующие годы гидробиологические исследования на станции проводили специалисты Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. Они заключались в изучении экосистем на границе “морской лёд — вода” в Арктическом бассейне и изучении бентоса Арктического бассейна.

Гидробиолог Института океанологии И. С. Мельников впервые в океанологической практике стал рассматривать морской лёд не только как твёрдую физическую границу раздела океана и атмосферы, а как среду обитания живых организмов в холодный период года. Его исследования, выполненные на СП-22 в 1975 и 1980 гг., легли в основу его монографии “Экосистема арктического морского льда”, опубликованной в нашей стране в 1989 г. и за рубежом в 1997 г.

Специалистами НПО “Севморгеология” (Ленинград) на СП-22 проводилось сейсмическое зондирование дна Арктического бассейна с целью изучения характера осадочных пород на его дне.

Традиционно, начиная с дрейфа станции “Северный полюс” в 1937–1938 гг., географические координаты ледового лагеря станции определялись астрономическим методом с помощью теодолитов по положению Солнца или звёзд на небосклоне. Однако на возможность применения этого метода сильно влияли метеорологические условия, так как облачность не давала возможности наблюдателю увидеть и зафиксировать положение небесных светил. В 1970 г. в СССР была принята эксплуатация отечественная радионавигационная система РНС-020 “Маршрут”, которая была создана для навигационного обеспечения плавания атомных подводных лодок в Северном Ледовитом океане. Несколько мощных радиопередающих станций, расположенных на огромных долготных пространствах СССР, непрерывно излучали сверхдлинные радиоволны, распространявшиеся на расстояние до 10 тыс. км, в том числе и под водой. С помощью приёмоиндикаторов этой радионавигационной системы, установленных на подводных лодках, принимались три линии положения от передающих станций, и точка их пересечения давала возможность определить географические координаты положения лодки. В то же время на характер распространения радиоволн значительное влияние оказывают возмущения в магнито- и ионосфере. Поэтому в различных районах Арктики, в том числе и на дрейфующих станциях СП, Гидрографическая служба Северного флота создавала контрольные пункты,

на которых определялись необходимые поправки в данные передающих станций. Первый такой контрольный пункт был создан на СП-19 в 1971 г., а на СП-22 он начал работать в марте 1974 г.

В конце 1970-х годов в нашей стране были созданы спутниковые навигационные системы “Цикада” и “Парус”, аналогичные американской системе “Транзит”. Они давали возможность получать географические координаты движущихся транспортных или природных объектов до пяти-шести позиционирований в час. Это обстоятельство создало условия для получения географических координат дрейфующей станции “Северный полюс” вне зависимости от погодных условий с высокой точностью. Заключение, девятая смена полярников СП-22 в 1981 г. получила для использования отечественный приёмник “Шлюз”, позволявший принимать информацию и обрабатывать её с помощью названных советских спутниковых навигационных систем. Полученные данные давали возможность эффективно и более качественно рассчитывать поправки для радионавигационных систем “Маршрут” и американской “Омега”. Материалы спутниковой и радионавигационных систем о географических координатах СП-22 собирались специалистом Гидрографической службы Северного флота.

Океанологические наблюдения на станциях СП всегда были неразрывно связаны с промером глубин Арктического бассейна, который выполнялся лотовым способом или с помощью эхолота. Такие измерения должны были в обязательном порядке сопровождаться определением их географических координат. Однако, как уже было показано выше, астрономический способ определения координат на станциях СП был не всегда возможен по метеорологическим причинам. В девятой смене СП-22 эта проблема была решена. Глубины океана на ней измерялись с помощью эхолота “НЭЛ-6”. Кроме этого, глубины Арктического бассейна на этой станции стали определяться с помощью сейсмического зондирования дна методом отражённых волн, который по своей точности наблюдений не уступал эхолотному промеру.

Ежемесячно на СП-22 проводились глубоководные гидрологические станции с измерением температуры воды и отбором её проб батометрами для последующих гидрохимических анализов на стандартных горизонтах. Для определения электрических свойств морской воды проводились учащённые гидрологические наблюдения в деятельном слое через каждые 5 м.

В 1960-е годы мировое приборостроение стало выпускать комплексы, зондирующие воды океана, снабжённые датчиками электропроводимости, температуры и давления морской воды. Отдельные экземпляры таких гидрозондов были рассчитаны для выполнения измерений до глубин 5000–6000 м. Спуск и подъём зондов, а также дистанционная передача измеренной информации проводилась

с помощью кабель-троса диаметром 12 мм. Вполне естественно, что подобные комплексы создавались для применения с борта исследовательских судов и не были приспособлены для работы на дрейфующих льдах.

В СССР в начале 1970-х годов СКБ гидрометприборостроения (г. Обнинск) организовало мелкосерийное производство подобных судовых комплексов под названием “Зонд-батометр”. Впервые он был применён в высокоширотной Арктике в 9-й смене СП-22 в 1981–1982 гг. Было выполнено 256 зондирований слоя 0–250 м с вертикальной дискретностью 1.0–1.5 м измерений температуры, электропроводимости и давления морской воды. Это позволило впервые в практике отечественных океанологических наблюдений на дрейфующих станциях СП провести исследования тонкой термохалинной структуры вод Арктического бассейна.

Большой объём океанологической программы во всех девяти сменах полярников на СП-22 занимали наблюдения за течениями. Они проводились как с помощью эпизодических вертикальных измерений течений в деятельном слое океана, так и в многослойных сериях на горизонтах 50, 150 и 750 м.

Весной 1980 г., в период завершения работ 7-й и начала 8-й смен СП-22, на этой станции выполнялся эксперимент “Полигон-80”. Его целью стала попытка обнаружить мезомасштабные вихревые образования в водах Арктического бассейна в слое пикноклина 60–150 м. С этой целью вокруг станции на удалении 25–30 км на дрейфующих льдах были организованы выносные станции наблюдений за течениями на двух названных выше горизонтах. В это же время на самой станции проводились как аналогичные серии наблюдений, так и вертикальные профильные зондирования самописцами течений. В начальный и завершающий периоды работ на полигоне с помощью авиации выполнялись две площадные океанографические съёмки деятельного слоя методом батиметрических серий.

Отбор проб морской воды на различных горизонтах, выполняемый по программе океанологических наблюдений, давал возможность гидрохимикам станции проводить их лабораторные анализы на определение солёности, растворённых соединений кремния, фосфора, нитратов, кислорода, рН морской воды. Аналогичные наблюдения за солёностью, содержанием кремния и фосфатов проводились для проб снега и льда различного возраста.

В период работы 2-й (1974–1975), 3-й (1975–1976), 5-й (1977–1978), 6-й (1978–1979) и 7-й (1979–1980) смен СП-22 в её гидрохимической лаборатории проводились наблюдения за загрязнением поверхностных вод Арктического бассейна углеводородами. В период работы 6-й смены на станции выполнялись специальные исследования по разложению углеводородов под действием ультрафиолетовой солнечной



Рис. 3. Измерение морфологических параметров надводной части морских льдов в районе СП-22. Апрель 1974 г. Фото Н. М. Шестакова.

Fig. 3. Measurements of morphological parameters of sea ice freeboard in the area of NP-22. April of 1974. Photo by N. M. Shestakov.

радиации, а также исследования по эволюции нефтепродуктов в ледяном покрове по вертикали в период ледообразования. Экспериментальным путём было установлено, что морской лёд является своеобразным естественным природным сорбирующим загрязнения элементом, после чего ледообразование, которое происходит на нижней поверхности молодого льда, оставляет нефтепродукты в верхнем слое ледяного покрова. С наступлением полярного дня, когда Солнце не опускается за горизонт, происходит интенсивное разложение естественным природным путём нефтепродуктов под воздействием прямого солнечного ультрафиолетового излучения.

Традиционно на дрейфующих станциях СП проводились морфологические наблюдения за характером надводной поверхности, включая гряды торосов, и толщиной морских льдов разного возраста (рис. 3). В 1974–1975 гг. (1-я и 2-я смены СП-22) и в 1980–1981 гг. (7-я и 8-я смены СП-22) на станции свои исследования проводила группа аквалангистов ААНИИ. Кроме традиционных надводных морфологических исследований выполнялись измерения подводных поверхностей морских льдов, торосов и ледяного острова. Эти наблюдения включали реперные изменения величин процессов таяния и намерзания морских льдов, а также различных поверхностей ледяного острова СП-22 (рис. 4). Характер пространственных изменений этих характеристик позволяла оценить аэрофотосъёмка морских льдов с борта самолёта Ан-2, который в период выполнения этих программ базировался на СП-22.



Рис. 4. Аквалангист-исследователь измеряет характеристики подводной части гряды торосов в районе СП-22. Апрель 1974 г. Фото Н. М. Шестакова.

Fig. 4. Scuba diver-investigator measures characteristics of the underwater part of ice ridge in the area of NP-22. April of 1974. Photo by N. M. Shestakov.

В период работы 4-й (1976–1977) и 8-й (1980–1981) смен на СП-22 проводились исследования физико-механических свойств морского льда. К ним относились измерение деформаций и напряжений, связанных с динамикой ледяного покрова, а также определение его физических свойств в процессе разрушения льда.

Весной 1980 г. на СП-22 была смонтирована аппаратура автономного пункта приёма информации с искусственных спутников Земли о состоянии морских льдов во время дрейфа в районе нахождения станции. Специалисты, работавшие на этом пункте, ежедневно принимали информацию с отечественных спутников “Метеор” и американских НОАА. Этот пункт непрерывно проработал до закрытия СП-22 в апреле 1982 г.

Наблюдения за наклонным зондированием ионосферы и космическим радиоизлучением (риометрия) достаточно подробно рассматривались в первом разделе настоящей статьи. Кроме этих видов наблюдений на станции СП-22 они сопровождалась вертикальным зондированием ионосферы, а также комплексом геомагнитных наблюдений. Последние были начаты 4 апреля 1974 г. и продолжались до закрытия станции в 1982 г. Они включали в себя измерение горизонтальной и вертикальной составляющих магнитного поля, его полного вектора, а также временные изменения характеристик магнитного поля по данным магнитовариационной станции. Эта информация ежедневно оперативно передавалась в ААНИИ.

Начиная с 1 мая 1974 г. по 1 марта 1982 г. на СП-22 выполнялось двухразовое вертикальное температурно-ветровое зондирование свободной атмосферы до высоты 30 км с помощью радиозондов А-22 и принимающей аппаратуры — радиотеодолита “Малахит”. После оперативной обработки результатов зондирования они передавались по радио в ААНИИ и Гидрометеоцентр в Москве, а также в региональные арктические бюро погоды (Певек, Тикси, Диксон, Амдерма) в зависимости от места расположения дрейфа станции.

Стандартные метеорологические наблюдения проводились восемь раз в сутки и включали наблюдения за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, количеством, формами и высотой облачности, горизонтальной видимостью, атмосферными осадками и метеорологическими явлениями погоды. Результаты этих наблюдений оперативно передавались по радио в те же адреса, что и данные аэрологических зондирований.

При выполнении полётов на СП-22 вели наблюдения за авиапогодой (атмосферное давление, температура воздуха, скорость и направление ветра, количество, форма и высота облачности, горизонтальная и вертикальная видимость). При

необходимости они дополнялись атмосферными явлениями (туман, снегопад, метель и т.д.). Результаты этих наблюдений передавались руководителю полётов на станции, который сообщал их в диспетчерские центры береговых и островных арктических аэродромов, а также на самолёты и вертолёты, находившиеся в зоне управления воздушным движением данного руководителя полётов.

Снегосъёмки проводились метеорологами станции по стандартным, заранее намеченным маршрутам. Измеряли высоту снежного покрова, фиксировали его виды и отбирали пробы снега для последующих измерений его плотности.

В период работы всех девяти смен метеорологические измерения сопровождалась актинометрическими наблюдениями за приходящей и отражённой солнечной радиацией, альбедо на различных участках снежно-ледовой поверхности и величинами теплового баланса. С целью определения вертикальных потоков тепла и импульса из океана в атмосферу через морские льды разного возраста на СП-22 в период 2-й (1974–1975) и 9-й (1981–1982) смен выполнялись градиентные наблюдения за температурой воздуха и скоростью ветра на специальных градиентных мачтах.

В период работы 4-й (1976–1977) и 7-й (1979–1980) смен на СП-22 проводили измерения общего содержания озона. В те же смены, а также во вторую (1974–1975) смену на СП-22 проводились измерения спектральной прозрачности атмосферы с целью определения содержания в ней аэрозолей (рис. 5).

Радиофизический комплекс исследований, проводимых в Арктике, традиционно был направлен на изучение гидроакустических характеристик вод Арктического бассейна. Однако ледяной остров СП-22, обладавший большой осадкой по сравнению с дрейфующими морскими льдами, становился естественной серьёзной преградой, вносящей большие искажения в распространение подводных акустических сигналов. Поэтому радиофизические исследования, проводимые на СП-22, были направлены на изучение электромагнитных свойств морской воды и льда (1974–1975), гидрооптики (1975) и радиолокации морского льда (1975–1976).

Врачи станции в период работы всех девяти смен ежемесячно проводили медицинские осмотры персонала, во время которых по специальным программам и тестам оценивалось физиологическое и психологическое состояние полярников. Материалы этих наблюдений сводились в определённые формы, которые после завершения дрейфа передавались для дальнейших научных исследований в Отдел полярной медицины ААНИИ.



Рис. 5. Измерения спектральной плотности атмосферы на СП-22. Апрель 1974 г. Фото Н. М. Шестакова.
Fig. 5. Measurements of spectral density of the atmosphere at the NP-22. April of 1974. Photo by N. M. Shestakov.

В весенний период различных смен СП-22 на станции проводились испытания новых образцов измерительных приборов и экспедиционного оборудования с целью организации разнообразных работ на дрейфующих льдах. К ним относятся: авиационный лазерный профилограф верхней поверхности дрейфующих льдов (8-я смена — 1980 г.); снегоход “Буря” (1–2-я смены — 1974 г.); переносный эхолот “Скат” (2-я смена — 1975 г., 3-я смена — 1976 г.); гидрологическая лебедка “Полюс” с приводом от мотороллера “Вятка” (2-я смена — 1975 г., 3-я смена — 1976 г.); батометр для отбора проб воды на содержание нефтепродуктов (2-я смена — 1975 г., 3-я смена — 1976 г.); ледово-фрезерная машина для подготовки ледовых аэродромов (7-я смена — 1980 г.); подводное убежище для аквалангистов (8-я смена — 1980 г.); автоматическая актинометрическая стрела (6-я смена — 1979 г.); обработка материалов наблюдений на ПЭКВМ “Электроника С-50”, “Искра-125”, “Искра-1251” (в период работ 2, 3, 4, 6 и 9-й смен СП-22 в 1975–1977 гг. и 1980/81 г.); СНС “Шлюз” (9-я смена — 1981 г.); STD-комплекс “Зонд-батометр” (9-я смена — 1981 г.).

Собранный за 8.5 лет дрейфа СП-22 комплексный научный материал стал основой для многочисленных научно-исследовательских и опытно-конструкторских разработок, выполняемых в ААНИИ и других научных учреждениях страны, а также необходимой натурной информацией для

составления метеорологических и ледовых прогнозов на трассе Северного морского пути, полётов авиации в Арктике и проведения различных морских транспортных операций.

СП-22 — ГЛАВНЫЙ ЛЕДОВЫЙ АЭРОДРОМ ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКИ

Отечественная авиация Якутского и Красноярского УГА с 1973 по 1982 г. совершила большое количество полётов на ледовые аэродромы станции СП-22, так как материально-техническое снабжение станции и исследовательские полёты авиации по программам ВВЭ “Север” ААНИИ (1974–1980) и Гидрографической экспедиции Северного флота (1974–1981) обеспечивались именно с помощью самолётов Ли-2, Ан-2 и вертолётов Ми-8. Всего с 1973 по 1982 г. с береговых и островных советских аэродромов на СП-22 было выполнено 1511 самолёто-рейсов, которые доставили на станцию 2961 т грузов (табл. 2) (Константинов, Грачев, 2000).

20 апреля 1977 г. на ледовую ВПП СП-22 впервые в истории мировой полярной авиации был принят тяжёлый пассажирский самолёт Ил-18, на котором к месту работы была доставлена пятая смена станции во главе с её начальником И. М. Симоновым. На этом же борту в Ленинград убыла завершившая свою трудовую вахту четвёртая смена

Таблица 2. Авиационное обеспечение станции СП-22 и работ с её ледового аэродрома ВВЭ “Север-26” — “Север-32” и “Север-74” — “Север-81”

Смена	Годы	Грузы (тонн)	Кол-во авиарейсов	Типы воздушных судов
1	1973/74	1056	550	Ан-2, Ил-14, Ли-2, Ан-2
2	1974/75	900	610	Ан-12, Ил-14, Ли-2, Ан-2, Ми-4, Ми-8
3	1975/76	20	6	Ан-12, Ил-14
4	1976/77	45	25	Ан-12, Ил-14
5	1977/78	900	20	Ан-12, Ил-18, Ил-14
6	1978/79	341	70	Ил-18, Ан-12, Ил-14
7	1979/80	290	132	Ан-12, Ил-18, Ил-14, Ан-2
8	1980/81	204	80	Ан-12, Ил-18, Ил-14, Ан-2
9	1981/82	15	18	Ан-12, Ил-14
Итого:	2961	1511		

с её начальником Н. Д. Виноградовым. Самолёт Ил-18 для этих целей был предоставлен Красноярским УГА, после чего до начала мая 1981 г. смены полярников на СП-22 каждый год выполнялись на этом типе воздушного судна.

ПЕРСОНАЛ СП-22

За девять смен работы СП-22 с 1973 по 1982 г. на этой дрейфующей станции проработало 249 человек, из них 10 начальников, 17 метеорологов, 21 аэролог, 11 океанологов, 4 гидрохимика, 20 геофизиков-ионосферистов, 8 магнитологов, 5 радиофизиков, 3 гидробиолога, 5 геофизиков-сейсмологов, 4 специалиста по приёму снимков ИСЗ, 2 специалиста ЭВМ, 3 аквалангиста-ледоисследователя, 16 радистов, 9 врачей, 14 механиков, 11 поваров. Рекордсменами по продолжительности работы на СП-22 стали радиолокаторщик-аэролог Б. М. Борзенко и повар И. С. Добряков, которые участвовали в дрейфе станции в течение пяти её смен. По четыре раза на станции проработали механик А. С. Кунделев, метеоролог Г. И. Евдокушин, геофизики Л. А. Большов и Е. Н. Когтев, аэролог К. Н. Гоби. По три раза на станции зимовали геофизики К. И. Борисов и Ю. Н. Корнеев, гидрохимика А. А. Давыдов и Б. А. Кошелев, аэрологи А. Н. Комаров и В. Т. Чичигин, метеоролог Г. А. Максимов, повар А. А. Тарасов. По две зимовки на этой станции провели 34 человека.

По завершении уникального дрейфа СП-22 некоторые из её участников Указом Президиума Верховного Совета СССР от 10 ноября 1982 г. были

удостоены государственных наград. Начальник Отдела научных арктических экспедиций ААНИИ Ю. Б. Константинов был награждён орденом Ленина, начальник четвёртой смены СП-22 Н. Д. Виноградов — орденом Трудового Красного Знамени, начальник седьмой смены СП-22 В. С. Рачков — орденом “Знак Почёта”, механик СП-22 В. П. Семёнов — медалью “За трудовую доблесть”, метеоролог Г. А. Максимов — медалью “За трудовое отличие”.

Все полярники, которые по много месяцев проработали на этом гостеприимном ледяном острове, безусловно, внесли свой важный вклад в изучение природных процессов в центральной части Арктического бассейна. Сама же дрейфующая станция “Северный полюс — 22” навечно останется в истории отечественных полярных исследований и многочисленных достижений в области научных знаний о труднодоступных районах Северного Ледовитого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложение о подготовке этой статьи было сделано гидробиологом Игорем Алексеевичем Мельниковым, который скоростно скончался 17 сентября 2023 г. К сожалению, он не мог принять участие в создании рукописи данной статьи, но его вклад в выполнение научных исследований на этой уникальной дрейфующей станции “Северный полюс — 22” продолжает оставаться выдающимся достижением в огромном труде познания природы Северного Ледовитого океана. В 2017 г. на праздновании 80-летия открытия



Рис. 6. Здание кают-компания СП-22. Фото А. А. Меркулова.
Fig. 6. Building of the mess-hall of NP-22. Photo by A. A. Merkulov.

знаменитой “папанинской” станции “Северный полюс” И. А. Мельников передал в ААНИИ щит, который был установлен на здании кают-компания СП-22. И. А. Мельников увидел этот щит у одного из сотрудников Лаборатории прикладной физики Вашингтонского университета (г. Сиэтл, США). Американский коллега взял этот щит себе на память в период своего посещения ледяного острова СП-22 уже после закрытия нашей станции в апреле 1982 г. (рис. 6).

Гостеприимный для наших полярников ледяной остров СП-22 уже давно растаял в водах Северной Атлантики, многие участники дрейфа этой легендарной станции навсегда покинули нас, а оставшиеся в живых продолжают вспоминать те прекрасные дни и ночи на удивительно спокойной дрейфующей естественной природной платформе,

напряжённые трудовые будни и радость общения с друзьями по полярным странствиям.

ЛИТЕРАТУРА

- Кессель С. А.* Ледяные острова Арктики. СПб.: Фонд “Отечество”, 2005. 160 с.
- Константинов Ю. Б., Грачев К. И.* Высокоширотные воздушные экспедиции “Север” (1937, 1941–1993 гг.). СПб.: ААНИИ, 2000. 176 с.
- Корнилов Н. А., Кессель С. А., Лукин В. В., Меркулов А. А., Соколов В. Т.* История организации и проведения исследований с дрейфующих льдов. СПб.: ААНИИ, 2017. 754 с.
- Романов И. П., Константинов Ю. Б., Корнилов Н. А.* Дрейфующие станции “Северный полюс” (1937–1991 гг.). СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 225 с.

Citation: Lukin V. V. "Drifting long-liver. To the 50th anniversary of opening of the "North Pole-22" station". *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 155–167. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424010123

Drifting long-lived. To the 50th anniversary of the opening of the "North Pole-22" station

V. V. Lukin^{a#}

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

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

Received October 31, 2023; revised November 21, 2023; accepted March 31, 2024

The national drifting station "North Pole-22" (NP-22 or SP-22) had been opened on September 13, 1973 in the Arctic on the big ice island and operated for 3130 days. Now it is the longest operating observational station in the history of Arctic studies of the USSR and the Russian Federation. For eight and a half years, its total drift amounted 17,069 km. During that period a wide complex of scientific programs in oceanography, geophysics, meteorology, glaciology, hydrography, hydrobiology was carried out here. In addition, field tests and implementation of new types of scientific instruments and introduction of new expeditionary polar equipment into the observation practice were performed. For the first time in the practice of the drifting NP/SP stations, oblique sounding of the ionosphere, observations of fine thermohaline structure of waters of the active layer of the Arctic Ocean were carried out. Geographical coordinates of the station drift were determined using Soviet satellite navigation systems; a complex for recording satellite images of the ice cover was deployed; investigations of the arctic ecosystems were made. Specific experiments were conducted aimed at the natural decomposition of heavy hydrocarbons by the ultraviolet solar radiation. The ice airfield of this station received 1,511 flights of aircraft and helicopters, delivering 2,961 tons of expedition cargos. Landings on this airfield were provided by flight teams of the High-Latitude Air Expedition "Sever" of the Arctic and Antarctic Research Institute and the Hydrographic Service of the Northern Fleet. Foreign specialists repeatedly visited the station. For the nine rotations of polar explorers who worked at the NP/SP-22, its personnel amounted to 249 people, many of them several times worked at this drifting station in different years. The work of the NP/SP-22 team was appreciated by the government authorities of the USSR.

Keywords: Arctic Basin, drifting station NP/SP-22, ice island, aviation support, scientific programs, underwater studies, oblique sounding of the ionosphere, arctic ecosystem, fine thermohaline water structure, satellite navigation system

REFERENCES

- Kessel S. A.* Ice islands of the Arctic. St. Petersburg: Foundation "Otechestvo", 2005: 160 p. [In Russian].
- Konstantinov Yu. B., Grachev K. I.* High-litudinal airborne expeditions "Sever" (1937, 1941–1993). St. Petersburg: AARI, 2000: 176 p. [In Russian].
- Kornilov N. A., Kessel S. A., Lukin V. V., Merkulov A. A., Sokolov V. T.* History of organization and studies from drifting ice. St. Petersburg: AARI, 2017: 754 p. [In Russian].
- Romanov I. P., Konstantinov Yu. B., Kornilov N. A.* Drifting stations "North Pole" (1937–1991). St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1997: 225 p. [In Russian].

2-Е ИНФОРМАЦИОННОЕ ПИСЬМО ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РАН ФГБУ СОЧИНСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК

XVIII гляциологический симпозиум

«Гляциосфера Земли – состояние, изменение и взаимодействие её компонентов»

7–11 октября 2024 г., г. Сочи

Уважаемые коллеги, гляциологическая ассоциация напоминает вам, что с 7 по 11 октября 2024 г. в г. Сочи состоится XVIII гляциологический симпозиум. Мероприятие будет проходить в Большом и Малом зале Сочинского Дендрария по адресу: г. Сочи, Курортный проспект, д. 74.

Тезисы докладов на русском или английском языке принимаются с 1 июня по 15 августа. Требования к оформлению тезисов: объём (текст + рисунок) не более 1 страницы, формат А4, шрифт 12-й “Times new roman”, полуторный межстрочный интервал, поля 2-2-2-2 см. НАЗВАНИЕ ДОКЛАДА, Авторы (Иванов А. А., Иванова О. О., ...), аффилиации, текст, благодарности, список литературы (не обязательно). Допустим 1 рисунок.

Адрес для корреспонденции: glac_2024@igras.ru

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ СИМПОЗИУМА

Котляков Владимир Михайлович – научный руководитель Института географии РАН, академик РАН, д-р геогр. наук.

Зобнин Александр Владимирович – председатель ГОО «Сочинское географическое общество».

Ковалев Андрей Юрьевич – советник главы муниципального образования городской-округ город-курорт Сочи Краснодарского края.

Смирнова Полина Олеговна – заместитель директора ФГБУ «Сочинский национальный парк» по экологическому просвещению.

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ СИМПОЗИУМА

Глазовский Андрей Федорович – в.н.с. Института географии РАН

Чернов Роберт Анатольевич – с.н.с. Института географии РАН

Ананичева Мария Дмитриевна – с.н.с. Института географии РАН

Корнева Ирина Алексеевна – с.н.с. Института географии РАН