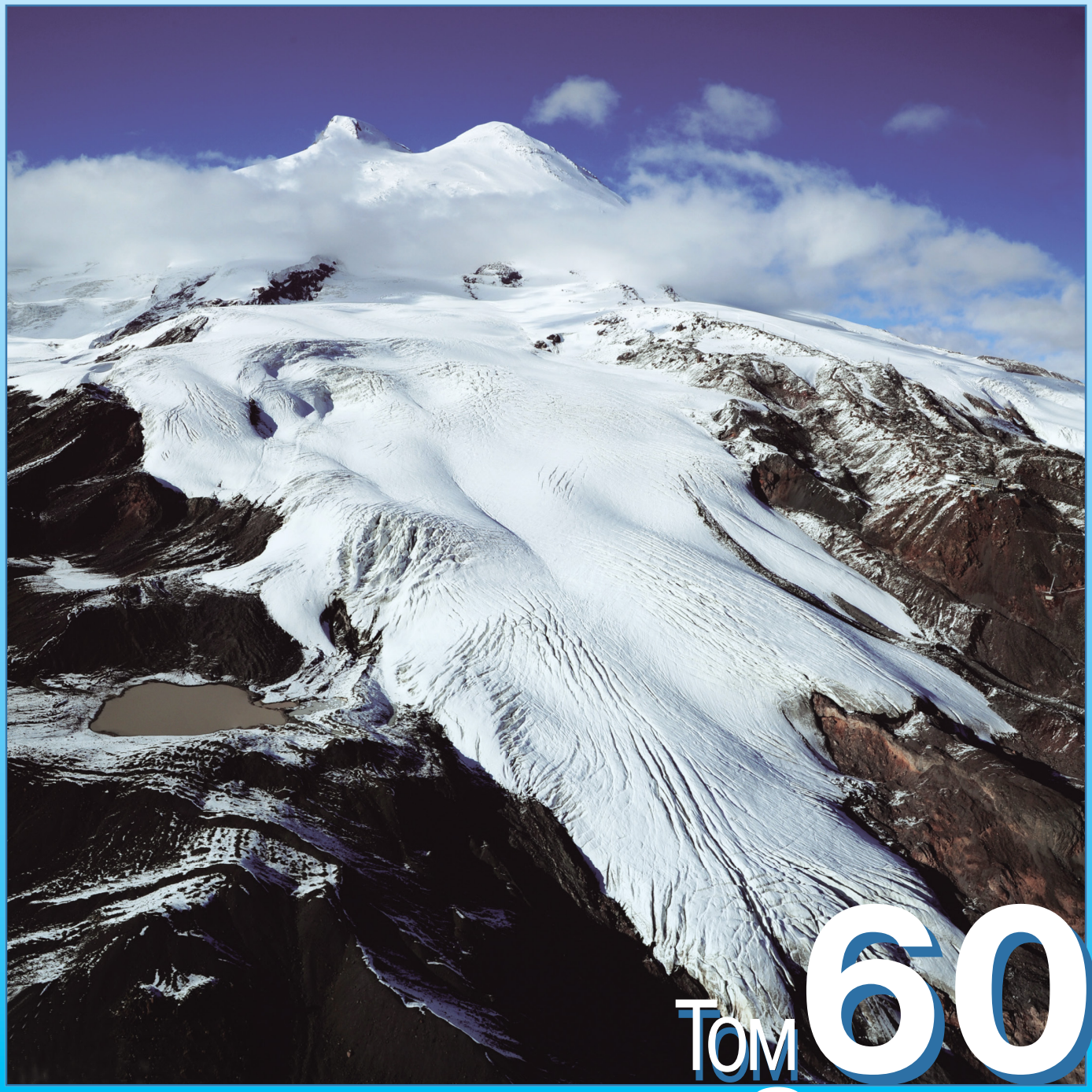
ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)

Лёд и Снег
Ice and Snow



Том 60
№ 3, 2020

Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова
В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований»
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
The journal is established in 1961 by the idea and initiative of Vladimir Kotlyakov
In 1961–2009 the journal had the name «Data of Glaciological Studies»
Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН
The journal is covered in the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)
Журнал индексируется в the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Состав редколлегии:
Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков
Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева
Редактор – Л.С. Дмитриева

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

Editorial Board:
Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov
Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva
Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:
K.V. Chistyakov, I.E. Frolov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief),
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov,
N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,
A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,
A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin,
V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,
O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
A.V. Sosnovsky, V.E. Tumskoy, T. Vihma (Finnland),
N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:
С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

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

Фото на обложке: Ледник Малый Азау в массиве Эльбруса, Кавказ.
Фото сделано 25 сентября 2008 г. В.Н. Михаленко

Photo on the cover: Maliy Azau Glacier, Elbrus, Caucasus.
25 September, 2008. Photo by V.N. Mikhalenko

© Российская академия наук, 2020
© Русское географическое общество, 2020
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2020
© V.N. Mikhalenko, 2020

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 60, № 3, 2020

Ice and Snow

2020

Contents

Glaciers and Ice Sheets

A.Ya. Muraviev. Distribution and morphology of present-day glaciers on Kamchatka 325

I.I. Lavrentiev, D.A. Petrakov, S.S. Kutuzov, N.V. Kovalenko, A.M. Smirnov. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus 343

M.D. Dokukin, M.Yu. Bekkiev, R.Kh. Kalov, S.S. Chernomorets, E.A. Savernyuk. Activation of rock avalanches in the Central Caucasus and their impact on the dynamics of glaciers and debris flows 361

Snow Cover and Avalanches

A.A. Skakun, K.B. Chikhachev, A.A. Ekaykin, A.V. Kozachek, D.O. Vladimirova, A.N. Veres, S.R. Verkulich, O.R. Sidorova, N.E. Demidov. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation and natural waters in the vicinity of Barentsburg (Svalbard) 379

Ground Ice and Icings

Yu.N. Chizhova, Yu.K. Vasil'chuk. Use of stable water isotopes to identify water as a source for palsa ice core formation 395

Sea, River and Lake Ice

V.V. Popova. Contribution of ice cover anomalies in the Barents and Kara seas to the circulation and temperature regimes of Northern Eurasia since the mid-1990s 409

L.N. Yurganov. The relationship between methane transport to the atmosphere and the decay of the Kara Sea ice cover: satellite data for 2003–2019 423

R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov, S.V. Khotchenkov, R.I. May, V.S. Porubaev, S.M. Kovalev, K.A. Kornishin, Ya.O. Efimov. Comprehensive study of old hummocks in the Arctic Ocean 431

S.V. Tsyrenzhapov, A.A. Gurulev. Thermal deformations and brightness temperature of the ice cover of freshwater bodies 445

Palaeoglaciology

L.G. Tielidze, O.N. Solomina, V. Jomelli, E.A. Dolgova, I.S. Bushueva, V.N. Mikhalenko, R. Brauche, ASTER Team. Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data 453

Applied Problems

A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin. Desalination of salt water by drip freezing at winter sprinkling 471

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

А.Я. Муравьев. Распределение и морфология современных ледников Камчатки 325

И.И. Лаврентьев, Д.А. Петраков, С.С. Кутузов, Н.В. Коваленко, А.М. Смирнов. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе 343

М.Д. Докукин, М.Ю. Беккиев, Р.Х. Калов, С.С. Черноморец, Е.А. Савернюк. Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы 361

Снежный покров и снежные лавины

А.А. Скакун, К.Б. Чихачев, А.А. Екайкин, А.В. Козачек, Д.О. Владимирова, А.Н. Верес, С.Р. Веркулич, О.Р. Сидорова, Н.Э. Демидов. Изотопный состав атмосферных осадков и природных вод в районе Баренцбурга (Шпицберген) 379

Подземные льды и наледи

Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук. Изотопная индикация источника воды для образования ледоминерального ядра торфяных миграционных бугров пучения 395

Морские, речные и озёрные льды

В.В. Попова. Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры Северной Евразии с середины 1990-х годов 409

Л.Н. Юрганов. Связь между переносом метана в атмосферу и разрушением ледяного покрова Карского моря: спутниковые данные за 2003–2019 гг. (*на английском языке*) 423

Р.Б. Гузенко, Е.У. Миронов, В.В. Харитонов, С.В. Хотченков, Р.И. Май, В.С. Порубаев, С.М. Ковалев, К.А. Корнишин, Я.О. Ефимов. Комплексное исследование старых торосов в Северном Ледовитом океане 431

С.В. Цыренжапов, А.А. Гурулев. Тепловые деформации и радиояркостная температура ледяного покрова пресных водоёмов 445

Палеогляциология

Л.Г. Тиелидзе, О.Н. Соломина, В. Джомелли, Е.А. Долгова, И.С. Бушуева, В.Н. Михаленко, Р. Брошэ, Команда АСТЕР. Изменения ледника Чалаати (Грузинский Кавказ) с малого ледникового периода по данным космогенных изотопов (^{10}Be) и дендрохронологии (*на английском языке*). 453

Прикладные проблемы

А.В. Сосновский, Н.И. Осокин. Капельное вымораживание солёной воды при зимнем дождевании 471

Новая книга об исследованиях в Антарктике

Г.А. Авсюк, К.К. Марков и П.А. Шумский на палубе судна по пути из Антарктиды

Начиная с 1946 года, т.е. сразу после окончания Великой Отечественной войны, Географическое общество СССР стало выпускать сборники «Вопросы географии». Они выходили всё это время, кроме нескольких тяжёлых лет после распада Советского Союза. В период СССР эта серия издавалась Московским филиалом Географического общества, а в новейшее время стала основным научным изданием всего РГО. Каждый выпуск серии имеет свою тематическую направленность. Последний из них, № 150, посвящён 200-летию открытия Антарктического материка Русской экспедицией под руководством Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева.

Как известно, многолетние попытки английского мореплавателя Джеймса Кука достичь этого материка окончились безрезультатно, и Кук самоуверенно заявил, что в связи с трудностями плавания в Южном океане Южнополярный материк никогда и никому достичь не удастся. Однако российских моряков это заявление не убедило, и уже во втором десятилетии XIX века в Адмиралтействе вынашивались планы большой кругосветной экспедиции с попыткой достичь Южнополярный континент.

Обширные исследования в Антарктике начались после второй мировой войны. Советский Союз принял в них самое активное участие. Особенно широкий фронт работ в Антарктиде пришёлся на 1957–1959 гг. – период Международного геофизического года. Советские учёные получили выдающиеся результаты мирового значения: достаточно упомянуть открытие целых горных стран под ледниковым покровом Антарктиды, предположение о непрерывном подлёдном таянии ледника и существовании подлёдных озёр, самое крупное из которых – озеро Восток (пятое по величине среди пресноводных озёр на земном шаре) – было обнаружено в центральной части Восточно-антарктического ледникового покрова в районе советской/российской станции Восток.

В статьях упомянутого сборника содержатся и результаты исследований последних лет, и итоги прошлых работ, а вместе они дают картину современной географической изученности Южнополярной области земного шара. Большое место в публикуемых статьях занимает гляциологическая тематика. Книга хорошо иллюстрирована и будет интересна широкому кругу читателей. Публикуемые статьи позволяют судить о современных знаниях природы Антарктического материка и прилегающих морей Южного океана.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324 doi: 10.31857/S2076673420030043

Распределение и морфология современных ледников Камчатки

© 2019 г. А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, Москва, Россия
anton-yar@rambler.ru

Distribution and morphology of present-day glaciers on Kamchatka

A.Ya. Muraviev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
anton-yar@rambler.ru

Received July 17, 2019 / Revised October 16, 2019 / Accepted December 10, 2019

Keywords: ***area, aspect, Kamchatka, morphological types, mountain glaciers.***

Summary

The current glacierization of the Kamchatka Peninsula includes 643 glaciers with a total area 769.48±48.34 km^2. A variety of combinations of macro-relief factors, climate and volcanism caused irregular distribution of glaciers on the Peninsula, as well as the great variability of its characteristics in different areas. In quantitative terms, the prevailing glaciers here are the corrie (31.3%) and corrie-valley (12.8%) ones, but the largest areas are occupied by the transection-valley (26.6% or 204.42±7.56 km^2) and the corrie-valley (16.5% or 126.78±9.77 km^2) glaciers. The average area of the Kamchatka's glaciers is 1.2 km^2, and it varies from 0.7 km^2 in non-volcanic regions to 2.87 km^2 in zones of active volcanism. The part of the largest (> 5 km^2) glaciers in the total number of them and the total area is maximal (10.9 and 67.1%, respectively) in regions of active volcanism, and it is minimal (2.2 and 21.6%) in non-volcanic territories. As for the small glaciers (0.1–0.5 km^2), the proportion of them in the total number and area is maximal (55.1 and 18.7%, respectively) in non-volcanic regions, and minimal (20.7 and 1.5%) in regions of active volcanism. The Kamchatka glacierization is characterized by various morphological types of glaciers. The transaction-valley glaciers cover the largest areas in regions of both the active volcanism (33.7% or 89.03±2.26 km^2) and in non-volcanic ones (31.8% or 41.45±2.04 km^2). In the regions of Quaternary volcanism, the dominating in areas are the corrie-valley glaciers (24.3% or 91.09±7.04 km^2). The regions of active volcanism are characterized by the greatest variety of morphological types of glaciers. The largest part of the glaciation area of Kamchatka falls on the glaciers of the Western (24.7%), South-Western (22.3%) and Eastern (20%) exposures. But the glaciers of the Western (23%), North-Western (20.7%) and Eastern (15.1%) exposures are also predominant by quantity. The greatest vertical extent and average heights are characteristic of glaciers in areas of active volcanism, while the smallest ones occur in non-volcanic areas.

Citation: Muraviev A.Ya. Distribution and morphology of present-day glaciers on Kamchatka. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 325–342. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030043.

Поступила 17 июля 2019 г. / После доработки 16 октября 2019 г. / Принята к печати 10 декабря 2019 г.

Ключевые слова: ***горные ледники, Камчатка, морфологические типы, площадь, экспозиция.***

С использованием современных спутниковых снимков и цифровых моделей рельефа определены морфологические типы и экспозиция ледников Камчатки по состоянию на 2002–2015 гг. Выявлены преобладающие по числу и площади морфологические типы ледников, распределение оледенения по склонам разных экспозиций, изменение размеров ледников и их высотного положения.

Введение

Систематические работы по изучению современного оледенения Камчатки начались относительно недавно – с 1958 г. До этого гляциологические данные собирались при геологических, вулканологических, ботанических и иных исследованиях [1]. Важнейшая веха в этих работах – издание в 1968 г. 20-го тома Каталога ледников СССР [2], содержащего сведения о линейных размерах и площади каждого ледника Камчатки, его положении на местности по отношению

к бассейнам рек и вулканам (в схематическом виде), а также данные о морфологическом типе, экспозиции, высотном положении и ряде других характеристик по состоянию на 1950-е – первую половину 1960-х годов (в зависимости от конкретного района). Практически все последующие работы на ледниках Камчатки в той или иной мере использовали данные этого Каталога.

В 2010-х годах появился ряд публикаций с новыми сведениями о современных параметрах оледенения отдельных районов Камчатки, среди которых: Ключевская группа вулканов [3, 4], северная часть Срединного хребта [5], Авачинская группа вулканов [6], Кроноцкий полуостров и вулканический массив Алней-Чашаконджа [7], а также о Камчатке в целом [1, 8]. Все они содержат сведения о площади ледников – наиболее наглядном параметре оледенения, получаемом, как правило, при анализе данных дистанционного зондирования Земли, и её изменениях во времени. Помимо площадных параметров современного оледенения, в некоторых из перечисленных работ есть сведения об изменении пространственного положения фронтов ледников и их высотного положения (высоты низшей и высшей точек ледников и др.). При этом информация о морфологическом типе и экспозиции ледников, как правило, приводится со ссылкой на Каталог ледников СССР, т.е. по состоянию на середину XX в.

В связи с этим возникла потребность в обновлении знаний о морфологии и экспозиции ледников Камчатки. Во-первых, со времени каталогизации было обнаружено большое число ледников (190 в северной части Срединного хребта по данным работы [5]), не зарегистрированных в Каталоге. Во-вторых, в случаях распада ледников возникающие ледники меньшего размера могут отличаться от исходного ледника по морфологическому типу и экспозиции. В-третьих, со времени каталогизации морфологический тип ряда ледников изменился. Например, некоторые карово-долинные ледники сократились в размерах и трансформировались в каровые. В-четвёртых, изменение пространственных границ и поверхности ледников может приводить к изменению их экспозиции.

Задача настоящей работы – анализ особенностей современного распределения ледников Камчатки в целом и в некоторых районах полуострова.

Район исследований

Крупнейшее горное сооружение Камчатки – *Срединный хребет*, простирающийся практически через весь полуостров в направлении с северо-востока на юго-запад (рис. 1) и представляющий собой цепь вулканов высотой 1700–2600 м. В центральной части Срединного хребта расположен крупный обособленный вулканический массив – Ичинский вулкан (3621 м). Наибольшие высоты, кроме Ичинского вулкана, характерны для массива Острая-Хувхойтун, расположенного в северной части хребта. Массив Острая-Хувхойтун – наиболее северный участок Срединного хребта, где четвертичный вулканизм наложил отпечаток на облик рельефа [2]. Помимо разрушенных вулканических построек, в этом районе встречаются многочисленные свежие, незадернованные лавовые потоки, свидетельствующие об относительно недавней вулканической деятельности. К югу от массива Острая-Хувхойтун, до вулканического массива Алней-Чашаконджа, Срединный хребет характеризуется среднегорным сглаженным рельефом.

Вдоль восточного побережья параллельно Срединному хребту Камчатки простирается *Восточный хребет*, отделённый от него Центральной Камчатской депрессией и состоящий из ряда горных хребтов меньшего размера, вытянутых в северо-восточном направлении. В северной части Центральной Камчатской депрессии расположено крупное вулканическое плато высотой 1000–1100 м, которое занимает Ключевская группа вулканов, а к северо-востоку от неё расположен крупный действующий вулкан Шивелуч (3307 м). Между Восточным хребтом и побережьем Тихого океана находится восточная вулканическая область, образованная вулканическими плоскогорьями с расположенными на них вулканами и их группами [1]. В южной части Камчатки, между Срединным хребтом и побережьем Тихого океана, расположена южная вулканическая область, сформированная отдельными лавовыми плато с вулканическими постройками. На восточном побережье Камчатки (*Кроноцкий полуостров*) находится низкогорный Кроноцкий хребет (высшая точка 1324 м).

Северные и центральные районы Срединного хребта, крупные вулканические постройки и их группы, а также ряд хребтов юго-восточной Камчатки представляют собой центры совре-

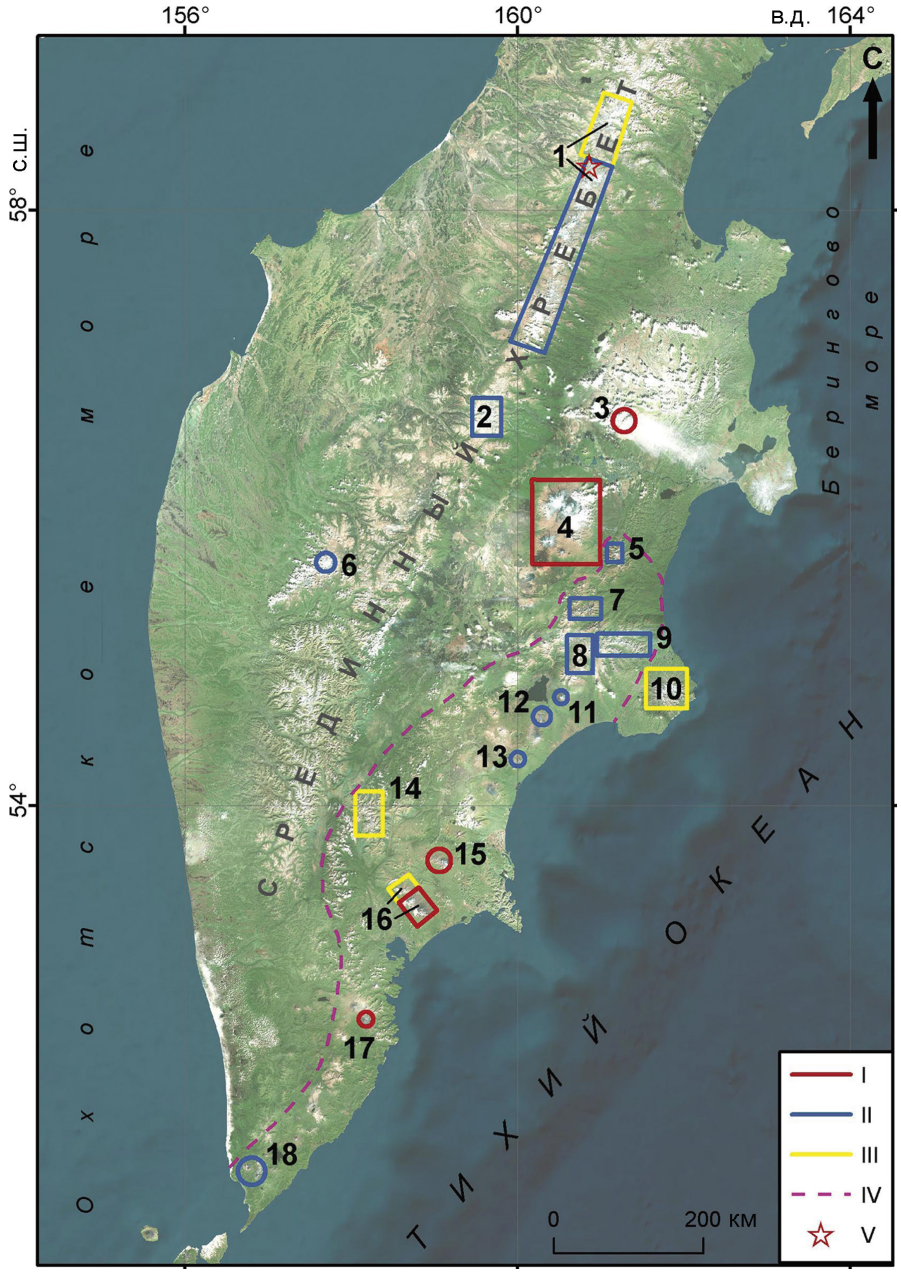


Рис. 1. Районы оледенения Камчатки:
1 – северная часть Срединного хребта; 2 – вулканический массив Алней-Чашаконджа; 3 – вулкан Шивелуч; 4 – Ключевская группа вулканов; 5 – вулкан Шиш; 6 – Ичинский вулкан; 7 – хр. Тумрок; 8 – хр. Гамчен, вулканы Высокий и Гамчен; 9 – Чажминский хребет; 10 – Кроноцкий полуостров; 11 – вулкан Кроноцкий; 12 – вулкан Крашенинникова; 13 – вулкан Большой Семячик; 14 – Валагинский и Ганальский хребты; 15 – вулкан Жупановский; 16 – Авачинская группа вулканов; 17 – вулкан Мутновский; 18 – вулканы Камбальный и Кошелева.
Цветом показаны типы районов оледенения Камчатки: I – районы активного вулканизма; II – районы четвертичного вулканизма; III – невулканические районы; IV – граница Юго-Восточной Камчатки; V – вулкан Подснежный (1598 м)

Fig. 1. Glaciation areas of Kamchatka:
1 – the northern part of the Middle range; 2 – Alney-Chashakondzha volcanic massif; 3 – Shiveluch volcano; 4 – Klyuchevskaya group of volcanoes; 5 – Shish volcano; 6 – Ichinsky volcano; 7 – Tumrok range; 8 – Gamchen range, Visoky and Gamchen volcanoes; 9 – Chashminsky range; 10 – Kronotsky peninsula; 11 – Kronotsky volcano; 12 – Krasheninnikova volcano; 13 – Bolshoi Semyachik volcano; 14 – Valaginsky and Ganalsky ranges; 15 – Shupanovky volcano; 16 – Avachinskaya group of volcanoes; 17 – Mutnovsky volcano; 18 – Kambalny and Kosheleva volcanoes.
Types of glaciation areas of the Kamchatka: I – areas of active volcanism; II – areas of quaternary volcanism; III – non-volcanic areas; IV – border of Southeastern Kamchatka; V – Podsneshny volcano (1598 m)

менного оледенения (см. рис. 1). Сочетания форм макрорельефа, климатических характеристик и наличия (или отсутствия) современной вулканической активности привели к большому разнообразию морфологических типов ледников и их режимных характеристик в разных районах Камчатки, а также к неравномерному распределению оледенения по территории полуострова [1]. По данным работы [9], на Камчатке, относящейся к северному звену Курило-Камчатской островной дуги, расположено 29 действующих вулканов. Наиболее активный из них – стратовулкан Ключевской (около 4750 м) – самый высокий из действующих вулканов Европы и Азии.

Районы и узлы оледенения Камчатки можно разделить на три типа, выделенные авторами работ [2, 10]: районы активного вулканизма; четвертичного вулканизма; невулканические (см. рис. 1). Эти типы гляциологических районов существенно различаются степенью разрушенности форм макрорельфа, абсолютными высотами и наличием (или отсутствием) современной вулканической активности.

Ледники районов *активного вулканизма* расположены главным образом на крупных вулканических постройках и часто занимают отрицательные формы вулканического рельефа: кратеры, кальдеры, барранкосы, атрио, взрывные и обвальные цирки. Для этих районов характерно распространение специфических типов ледников, которых нет в других типах ледниковых районов. Крупнейший район активного вулканизма и второй по размеру район оледенения на Камчатке – Ключевская группа вулканов (№ 4 на рис. 1).

Районы *четвертичного вулканизма* характеризуются существенно большей степенью разрушения форм макрорельефа. На склонах многочисленных потухших вулканов, подвергнувшихся воздействию верхнечетвертичного оледенения, находится большое число трогов и каров. Эти районы имеют меньшие абсолютные высоты, чем районы активного вулканизма. Разрушенные вулканические постройки часто опознают по периклинальному залеганию вулканических пород [11] и радиальной гидрографической сети (например, вулканы Шиш и Тумрок). Крупнейший район четвертичного вулканизма и первый по площади район оледенения на Камчатке – северная часть Срединного хребта к югу от вулкана Подснежный (1598 м) (см. № 1 на рис. 1).

Невулканические районы отличаются наименьшими среди районов оледенения Камчатки абсолютными высотами. К таким районам оледенения Камчатки относятся: северная часть Срединного хребта к северу от вулкана Подснежный (1598 м) (см. № 1 на рис. 1); Кроноцкий полуостров (№ 10 на рис. 1); хребты Валагинский и Ганальский (№ 14 на рис. 1); Пиначевский хребет, расположенный на северо-западе Авачинской группы вулканов (см. № 16 на рис. 1).

Климат Камчатки зависит от особенностей процессов циркуляции атмосферы над Охотским морем и северной частью Тихого океана. Зимой отепляющее влияние Тихого океана определяет здесь относительно высокую среднюю годовую температуру воздуха, изменяющуюся от $-10 \div -7$ °C на севере полуострова до 2 °C в прибрежных районах юго-востока [12]. Климатические условия в районах Камчатки существенно различны [13, 14].

Данные и методы

В настоящем исследовании использованы: а) данные о пространственном положении границ ледников Камчатки и их площадях из работы [1] в виде полигональных «shapefile» в проекции UTM (зона 57N) на эллипсоиде WGS 1984; б) цифровая модель рельефа Arctic DEM v3.0 [15]; в) цифровая модель рельефа ASTER GDEM2; г) данные о пространственных границах ледников и их площадных характеристиках в начале XXI в. (2002–2015 гг. в зависимости от района) из работы [1], полученные при дешифрировании спутниковых снимков ASTER, Landsat (сенсор OLI_TIRS), WorldView-2, GeoEye-1 и IKONOS. Пространственное разрешение спутниковых снимков – от 2 м (в мультиспектральном режиме) до 15 м. Единственное отличие от данных работы [1] заключается в пересчёте погрешностей площади ледников северной части Срединного хребта (район № 1 на рис. 1) с использованием методики, по которой были рассчитаны погрешности площадей ледников других районов оледенения Камчатки в работе [1], вместо методики работы [5].

Цифровые модели рельефа (далее ЦМР) использованы для определения высотного положения и экспозиции ледников. Положение высших и низших точек ледников, а также их средняя и медианная (высота 50%-го распределения площадей)

высоты определялись с помощью инструментария программного пакета QGIS с точностью (округлением) до 10 м. Экспозиция ледников находилась с помощью автоматизированного анализа растровых изображений экспозиции поверхности, созданных из ЦМР, в QGIS и ArcGIS. Полученные данные об экспозиции представляют собой медианное значение ориентации (азимут в градусах) всех ячеек ЦМР в пределах границ ледника. Подобный подход отличается существенно меньшей субъективностью, чем метод определения экспозиции ледников, основанный на экспертной оценке.

В исследовании использована мозаика ЦМР Arctic DEM версии 3.0 с пространственным разрешением 2 м. Характеристики её вертикальной и горизонтальной точности, по информации разработчиков [15], не были проверены. Покрытие мозаики ArcticDEM v3.0 на ледниковые районы Камчатки сформировано по результатам обработки спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2, WorldView-3 и GeoEye 2010–2017 гг. (в основном 2013–2016 гг.), точность пространственной привязки которых без использования наземных контрольных точек находится в пределах 4, 3,5, 3,5 и 3 м соответственно. В результате вертикальная точность Arctic DEM V 3.0 должна существенно превосходить точность ASTER GDEM2, находящуюся в пределах 17 м с уровнем доверия 95% [16], и SRTM4, находящуюся в пределах 10 м с уровнем доверия 90% [17]. ЦМР ASTER GDEM2 характеризуется вертикальной точностью 17 м с уровнем доверия 95% [16]. Она использована для северной части Срединного хребта, а также для отдельных ледников других районов оледенения Камчатки, не покрытых данными Arctic DEM v3.0.

Морфологические типы ледников определялись на основе классификации из работы [18], дополненной материалами исследования [19] и классификациями из работ [2, 20] для ледников вулканических районов. В работе учитывались ледники площадью менее 0,1 км^2, которые не регистрировались в Каталоге [2].

Результаты исследования

Современное оледенение Камчатки, состоящее из 643 ледников общей площадью 769,48±48,34 км^2, приурочено к крупнейшим горным хребтам полуострова, а также к крупным обособленным вулканическим постройкам и их группам (см. рис. 1 и табл. 1). Крупнейшие районы оледенения Камчатки – северная часть Срединного хребта и Ключевская группа вулканов, в пределах которых сосредоточено 71,4% всей площади оледенения полуострова. В центральной части Срединного хребта расположено два обособленных района оледенения – вулканический массив Алней-Чашаконджа (№ 2 на рис. 1) и Ичинский вулкан (№ 6 на рис. 1). Южнее Ичинского вулкана (3621 м) ледники на Срединном хребте не обнаружены, что связано с уменьшением абсолютных высот хребта в его южной части.

К низкогорному Кроноцкому хребту (№ 10 на рис. 1), расположенному на Кроноцком полуострове в центральной части восточного побережья Камчатки, приурочен третий по площади район оледенения Камчатки (см. табл. 1). Это, несмотря на относительно малые абсолютные высоты (высшая точка 1324 м), – следствие особенностей сложившихся в данном районе климатических условий, среди которых: большое количество твёрдых атмосферных осадков (3000 мм и более в ледниковой зоне [21]) и пасмурное холодное лето.

Оледенение Юго-Восточной Камчатки приурочено к отдельным вулканическим постройкам (№ 5, 11–13, 15, 17, 18 на рис. 1), Авачинской группе вулканов (№ 16 на рис. 1), а также относительно небольшим горным хребтам (№ 7–9, 14 на рис. 1) и содержит 92 ледника общей площадью 55,77±3,78 км^2. За исключением Авачинской группы вулканов, ледниковые районы Юго-Восточной Камчатки имеют относительно небольшие размеры оледенения – менее 10 км^2 по отдельности (см. табл. 1).

На Камчатке наблюдается значительное разнообразие морфологических типов ледников (табл. 2). В количественном отношении преобладают каровые и карово-долинные ледники. Однако наибольшие площади заняты перемётно-долинными ледниками, к которым относятся крупнейшие ледники Камчатки – Эрмана (42,33±1,16 км^2) и Богдановича (42,26±0,85 км^2) [3], расположенные в Ключевской группе вулканов. Наибольшие размеры на Камчатке характерны для перемётно-долинных, сложных долинных и кальдерно-долинных ледников, наименьшие – для висячих, склоновых и присклоновых.

Таблица 1. **Распределение ледников по районам и узлам оледенения Камчатки**

Номер района на рис. 1	Районы и узлы оледенения Камчатки	Число ледников	Площадь ледников, км^2	Средний размер ледника, км^2	Годы, на которые приведены данные
	Районы активного вулканизма				
3	Вулкан Шивелуч	8	16,62±0,84	2,08	2013
4	Ключевская группа вулканов	40	214,33±6,56	5,36	2010–2015
15	Вулкан Жупановский	12	8,58±0,60	0,72	2011–2013
16	Авачинская группа вулканов: вулканы Авачинский, Козельский и Корякский	19	21,00±1,25	1,11	2012–2013
17	Вулкан Мутновский	13	3,55±0,14	0,27	2012
Итого		92	264,08±9,39	2,87	–
	Районы четвертичного вулканизма				
1	Северная часть Срединного хребта южнее вулкана Подснежный (1598 м)	266	278,77±21,88	1,05	2002
2	Вулканический массив Алней-Чашаконджа	45	50,31±3,44	1,12	2010
5	Вулкан Шиш	5	2,16±0,25	0,43	2013
6	Ичинский вулкан	20	29,03±1,41	1,45	2011–2014
7	Хр. Тумрок	3	3,22±0,15	1,07	2013
8	Хр. Гамчен, вулканы Гамчен и Высокий	12	3,54±0,36	0,30	2011–2014
9	Чажминский хребет	2	0,39±0,05	0,20	2014
11	Вулкан Кроноцкий	3	3,67±0,24	1,23	2011
12	ВулканКрашенинникова	4	0,57±0,10	0,14	2011–2013
13	Вулкан Большой Семячик	2	0,82±0,02	0,41	2011
18	Вулканы Камбальный и Кошелева	4	2,60±0,30	0,65	2015
Итого		366	375,09±28,20	1,02	–
	Невулканические районы				
1	Северная часть Срединного хребта севернее вулкана Подснежный (1598 м)	122	56,54±5,91	0,46	2002
10	Кроноцкий полуостров	50	68,1±4,52	1,36	2013
14	Валагинский хребет	5	4,24±0,15	0,85	2007
16	Авачинская группа вулканов: Пиначевский хребет	8	1,43±0,17	0,18	2012–2013
Итого		185	130,31±10,76	0,70	–
Всего		643	769,48±48,34	1,20	2002–2015

Отметим, что сложные долинные, склоновые и присклоновые ледники в Каталоге ледников СССР на территорию Камчатки [2] не регистрировались, как и ледники площадью менее 0,1 км^2. Единственный ледник типа ледяной пояс (Ключевской (№ 170), представленный в Каталоге как отдельное целостное образование, в данной работе не рассматривался по причинам, сформулированным в публикации [3]: «Фактически это не ледник в классическом понимании данного термина, а сложный вулканогляциальный комплекс, служащий источником подпитки ледников Ключевского вулкана». Северо-восточная часть ледяного пояса, относящаяся к бассейнам рек Сопочная и Каменистая, в Каталоге [2] рассматривается обособленно, а части, относящиеся к бассейнам рек Студеная и Сухая Хапица, включены в состав ледников Богдановича и № 171 соответственно. Границы данного образования с нижележащей зоной «пассивных» льдов крайне нечёткие. Поэтому потоки льда, подпитывающие ледники Ключевского вулкана, рассматривались как части данных ледников. Обособленные (не контактирующие с другими) потоки льда на конусе вулкана рассматривались как самостоятельные ледники.

Средний размер современных ледников Камчатки – 1,2 км^2, но он сильно дифферен-

Таблица 2. **Морфологические типы ледников Камчатки***

Морфологический тип ледников	Районы активного вулканизма			Районы четвертичного вулканизма			Невулканические районы			Камчатка в целом			Доля в общей площади оледенения, %
	1	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	
Сложный долинный		–**			–		3	49,77±2,36	16,59	3	49,77±2,36	16,59	6,5
Долинный	8	18,63±0,86	2,33	28	61,23±3,84	2,19	7	9,53±0,76	1,36	43	89,39±5,46	2,08	11,6
Перемётно-долинный	4	89,03±2,26	22,26	7	73,94±3,26	10,56	11	41,45±2,04	3,77	22	204,42±7,56	9,29	26,6
Кальдерно-долинный***	3	41,59±1,19	13,86		–			–		3	41,59±1,19	13,86	5,4
Атрио-долинный***	2	2,40±0,17	1,20	2	6,49±0,24	3,25				4	8,89±0,41	2,22	1,2
Карово-долинный		–		56	91,09±7,04	1,63	26	35,69±2,72	1,37	82	126,78±9,77	1,55	16,5
Каровый	1	0,06	0,06	95	36,91±4,09	0,39	105	33,34±3,90	0,32	201	70,31±7,99	0,35	9,2
Висячий	16	1,55±0,14	0,10	14	0,66±0,17	0,05	3	0,35±0,06	0,12	33	2,56±0,37	0,08	0,3
Склоновый	9	0,97±0,07	0,11	49	9,44±1,70	0,19	17	5,24±0,68	0,31	75	15,65±2,45	0,21	2
Присклоновый		–		41	8,21±1,36	0,20	4	0,58±0,11	0,15	45	8,79±1,46	0,20	1,1
Подножий	5	19,2±0,68	3,84	28	19,8±2,03	0,71	8	3,24±0,33	0,41	41	42,24±3,04	1,03	5,5
Котловинный				16	5,60±0,85	0,35	3	0,70±0,12	0,23	19	6,30±0,97	0,33	0,8
Кратерный***	2	2,05±0,05	1,03	1	0,26±0,03	0,26				3	2,31±0,09	0,77	0,3
Барранкосов***	34	72,22±3,25	2,12	17	6,23±0,67	0,37				51	78,45±3,92	1,54	10,2
Атрио***	2	1,51±0,11	0,76	3	0,31±0,07	0,10				5	1,82±0,17	0,36	0,2
Обвальных цирков***	4	11,67±0,48	2,92		–			–		4	11,67±0,48	2,92	1,5
Звездообразный***		–		1	3,30±0,20	3,30				1	3,30±0,20	3,30	0,4
Кальдерный***	1	2,39±0,06	2,39		–					1	2,39±0,06	2,39	0,3
Ледяная шапка***	1	0,81±0,07	0,81		–					1	0,81±0,07	0,81	0,1
Не определён		–		5	1,85±0,30	0,37	1	0,19±0,03	0,19	6	2,04±0,33	0,34	0,3
Итого	92	264,08±9,39	2,87	366	375,09±28,2	1,02	185	130,31±10,76	0,70	643	769,48±48,35	1,20	100

*1 – число ледников; 2 – общая площадь, км^2; 3 – средняя площадь, км^2. **Прочерк – ледники данного морфологического типа отсутствуют. ***Ледники, характерные для вулканических построек.

цирован в зависимости от типов ледниковых районов и экспозиции (табл. 2, рис. 2, *а*). Наибольшие средние размеры характерны для ледников юго-западной и восточной экспозиций, наименьшие – для ледников северной, южной и юго-восточной. Подобное распределение ледников можно объяснить, по крайней мере, двумя причинами: а) меридиональная ориентация крупнейших горных хребтов Камчатки – Срединного и Восточного – обусловливает относительно небольшую долю склонов северной и южной экспозиции; б) расположение основных источников поступления осадков – Берингово море на востоке и Охотское море на западе. Камчатский полуостров окружён морями со всех сторон, кроме северного направления.

Самые крупные ледники находятся в районах активного вулканизма, где средняя площадь ледников составляет 2,87 км^2, а в невулканических районах она невелика – 0,7 км^2. К основным факторам такой дифференциации относятся макрорельеф и вулканизм. Рельеф определяет, прежде всего, диапазон абсолютных высот, в котором при современных климатических условиях могут существовать ледники. Самые высокие на Камчатке – вулканические постройки: вулканы Ключевской (4750 м), Камень (4579), Крестовский (4057 м), Ушковский (3903 м), Толбачик (3672 м), Корякский (3456 м), Шивелуч (3307 м), Жупановский (2923 м) и др. Высота гор районов четвертичного вулканизма существенно ниже. Высочайшие вершины данных районов – вулканы Ичинский (3621 м) и Кроноцкий (3521 м).

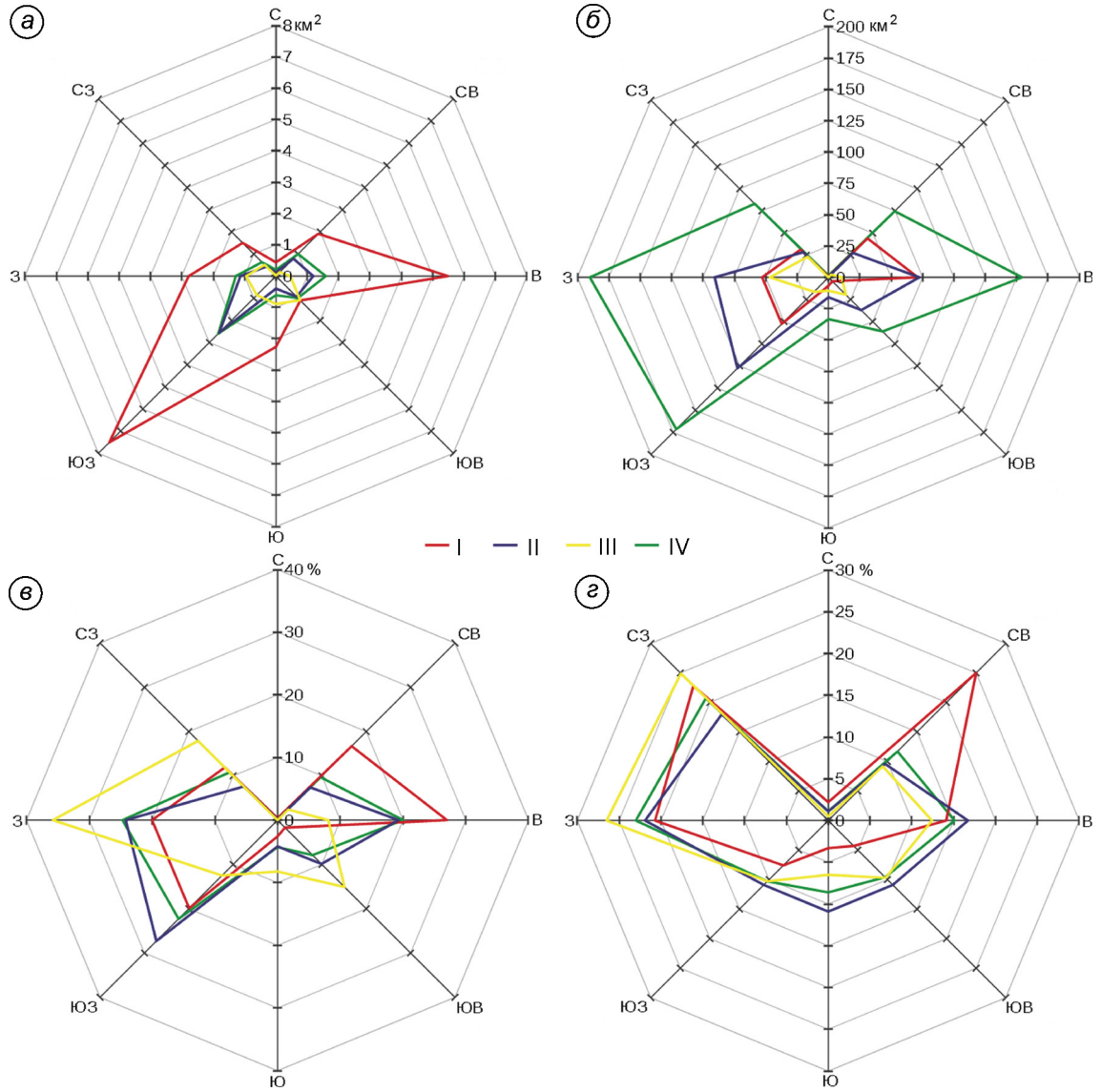


Рис. 2. Изменение ряда характеристик оледенения Камчатки в районах с разным типом зависимости ледников от экспозиции:

а – среднего размера ледники; *б* – площади оледенения; *в* – доли ледников в общей площади оледенения данного типа ледниковых районов; *г* – доли ледников в общем количестве ледников данного типа ледниковых районов; I – районы активного вулканизма; II – районы четвертичного вулканизма; III – невулканические районы; IV – Камчатка в целом

Fig. 2. Changes in the glaciation characteristics of Kamchatka in areas of glaciation of various types depending on exposure:

а – average glaciers size; *б* – glaciation area; *в* – share of glaciers in the total area of glaciation in this type of glacial regions; *г* – share of glaciers in the total number of glaciers in this type of glacial regions. I – areas of active volcanism; II – areas of quaternary volcanism; III – non-volcanic areas; IV – full Kamchatka

Остальные постройки ниже 3000 м – горы Хувхойтун (2613 м), Алней (2598 м), Острая (2552 м), Чашаконджа (2526 м), Шишель (2525 м). Невулканические районы оледенения Камчатки гораздо ниже, самая высокая гора Ааг (2310 м) расположена в пределах Пиначевского хребта. Абсолютные высоты гор Кроноцкого полуострова – крупнейшего невулканического района оледенения Камчатки – не превышают 1324 м (гора Отдельная). Для современного оледенения наиболее благоприятны районы активного вулканизма, а менее всего – невулканические районы.

Морфология, режим и динамика ледников Камчатки сильно зависят от современного вулка-

Таблица 3. **Размеры ледников Камчатки и их характеристики**

Размер ледников, км^2	Число ледников (числитель) и доля ледников в общем числе/в общей площади, % (знаменатель)			
	Камчатка в целом	районы активного вулканизма	районы четвертичного вулканизма	невулканические районы
> 5	26 4,0/46,4	10 10,9/67,1	12 3,3/40,4	4 2,2/21,6
2–5	62 9,6/24,4	19 20,7/20,3	30 8,2/25,4	13 7,0/29,5
1–2	58 9,0/10,6	13 14,1/7,3	29 7,9/11,3	16 8,6/15,3
0,5–1	90 14,0/8,4	12 13,0/3,3	52 14,2/10,0	26 14,1/13,8
0,1–0,5	299 46,5/9,5	19 20,7/1,5	178 48,6/11,9	102 55,1/18,7
< 0,1	108 16,8/0,8	19 20,7/0,4	65 17,8/0,9	24 13,0/1,1
Всего ледников	643	92	366	185

низма. Отдельные механизмы такого влияния способствуют ледникам, а другие оказывают негативное воздействие [1]. Наиболее значимые из них: а) бронирующая роль чехла вулканогенного материала, регулярно поступающего на поверхность (в ходе вулканических извержений, обвально-осыпных процессов и ветрового переноса) и существенно снижающего абляцию ледников; б) сейсмическое воздействие вулканов, влияющее на их динамику. В работе [1] показано, что современный вулканизм в целом благоприятно сказывается на развитии ледников, несмотря на нынешнее ухудшение климатических условий их существования.

Доля крупнейших (более 5 км^2) ледников в общем количестве и площади максимальна (10,9 и 67,1% соответственно) в районах активного вулканизма (табл. 3). Здесь в 2,5 раза больше, чем в других типах ледниковых районов, доля ледников площадью 2–5 км^2. В районах четвертичного вулканизма ледников размерами более 5 км^2 всего 3,3%, но они составляют более 40% площади оледенения. В невулканических районах их доля минимальна. В целом во всех районах по численности доминируют ледники малых размеров – менее 1 км^2. В невулканических районах они составляют более 80% ледников, примерно столько же на территориях четвертичного вулканизма и более половины в районах активного вулканизма. В последнем случае они занимают всего 5,2% общей площади ледников.

Некоторые морфологические типы ледников (кальдерно-долинный, кальдерный, обвальных цирков, ледяная шапка) встречаются только в районах активного вулканизма. Другие морфологические типы ледников, специфичные для вулканических построек (барранкосов, кратерный, атрио-долинный, атрио), распространены шире и встречаются в районах активного и четвертичного вулканизма. В невулканических районах оледенения Камчатки таких ледников нет. Практически все ледники этих морфологических типов (кроме типа ледяная шапка) приурочены к отрицательным формам вулканического рельефа – барранкосам и кратерам. Однако кратерных ледников на Камчатке относительно мало. Ледники барранкосов, напротив, широко распространены на вулканических постройках районов активного и четвертичного вулканизма (см. табл. 2). Такие типы ледников, как кальдерно-долинный, кальдерный, обвальных цирков, атрио-долинный и атрио, встречаются гораздо реже.

Каровые и карово-долинные ледники – наиболее многочисленные ледники Камчатки – практически отсутствуют в районах активного вулканизма (см. табл. 2). Это объясняется незавершённостью формирования современного макрорельефа – здесь практически отсутствуют кары. Эти типы ледников достигают максимума в невулканических районах, где горные постройки наиболее разрушены.

В районах активного вулканизма по площади преобладают перемётно-долинные и кальдерно-долинные ледники (см. табл. 2), тогда как в районах четвертичного вулканизма наибольшая доля

площади оледенения приходится на карово-долинные, перемётно-долинные и долинные ледники. В невулканических районах Камчатки по площади наиболее распространены перемётно-долинные, карово-долинные и каровые ледники.

Ледники Камчатки неравномерно распределены по склонам разных экспозиций. Наибольшую долю занимают ледники западной (24,7%), юго-западной (22,3%) и восточной (20%) экспозиций (см. рис. 2, *б*, *в*). Это связано с субмеридиональным простиранием крупнейших хребтов Камчатки (Срединного и Восточного) и положением основных источников поступления осадков – Охотского моря на западе и Тихого океана на востоке. Количественно также преобладаюте ледники западной (23%), северо-западной (20,7%) и восточной (15,1%) экспозиций (см. рис. 2, *г*). Доля ледников северной экспозиции в районах активного вулканизма существенно больше, чем в других районах Камчатки. Это обусловлено большей долей склонов северной экспозиции на отдельно стоящих вулканических постройках, чем на меридионально ориентированных Срединном и Восточном хребтах.

Концы ледников Камчатки ниже всего спускаются на Кроноцком полуострове. Так, самый крупный ледник Кроноцкого полуострова – перемётно-долинный ледник Корыто (7,52±0,31 км^2) в 2013 г. заканчивался на высоте около 260 м, а ледник Поле Бунина (6,72±0,28 км^2) – на высоте около 420 м. В северной части Срединного хребта низшая точка конца ледника – 520 м над ур. моря. В районах активного вулканизма наиболее низкое положение фронта ледника отмечено в Авачинской группе вулканов – около 710 м.

Вертикальная протяжённость (разница высот между высшей и низшей точками) ледников (рис. 3, *а*) и их средняя высота (см. рис. 3, *б*) определяются прежде всего рельефом районов оледенения. Так, наибольшая вертикальная протяжённость (46,7% ледников с вертикальной протяжённостью 1000 м и более) характерна для ледников районов активного вулканизма, вулканические постройки которых имеют наибольшие для Камчатки абсолютные высоты. Помимо относительно больших абсолютных высот вулканических построек, этому способствует развитая здесь поверхностная морена, предохраняющая от таяния языки ледников. Наибольшую вертикальную протяжённость на Камчатке имеют ледники Бильченок (3330±10 м), Богдановича (3070±10 м), Эульченок (2900±10 м) и Эрмана (2840±10 м), расположенные в Ключевской группе вулканов.

Наименьшая вертикальная протяжённость (98,4% ледников с вертикальной протяжённостью менее 1000 м) наблюдается на ледниках невулканических районов, где отмечаются наименьшие для Камчатки абсолютные высоты. При этом прямой связи между площадью ледников и их вертикальной протяжённостью нет (см. рис. 3, *а*). Коэффициент корреляции данных характеристик составляет: 0,6 – для районов активного вулканизма; 0,54 – для районов четвертичного вулканизма; 0,67 – для невулканических районов и 0,59 – для Камчатки в целом. Однако если рассматривать отдельно ледники разных морфологических типов, то картина становится существенно более дифференцированной. Для перемётно-долинных ледников Камчатки характерна наиболее высокая корреляция (0,91) между площадью и вертикальной протяжённостью ледников, для склоновых и котловинных – самая низкая (0,38 и 0,27 соответственно). По медианным значениям вертикальной протяжённости ледников на Камчатке резко разнятся районы активного вулканизма и все остальные районы оледенения. Медианное значение вертикальной протяжённости ледников в районах активного вулканизма составляет 940 м, а в районах четвертичного вулканизма и неледниковых районах – 250 м.

Распределение средних высот ледников Камчатки (см. рис. 3, *б*) аналогично распределению их вертикальной протяжённости. Ниже всего расположены ледники невулканических районов – 53 из 185 (28,6%), средние высоты ледников в этих районах не превышают 1000 м. В районах четвертичного вулканизма таких ледников только семь (1,9%), а 45 ледников (12,3%) имеют средние высоты более 2000 м. В районах активного вулканизма ледников со средними высотами ниже 1000 м нет, а 47 ледников (51,1%) имеют средние высоты выше 2000 м.

Обсуждение результатов

Разнообразие факторов рельефа, климата и вулканизма на Камчатке вызывает не только существенные различия в распределении ледников, но и разницу их изменений во времени.

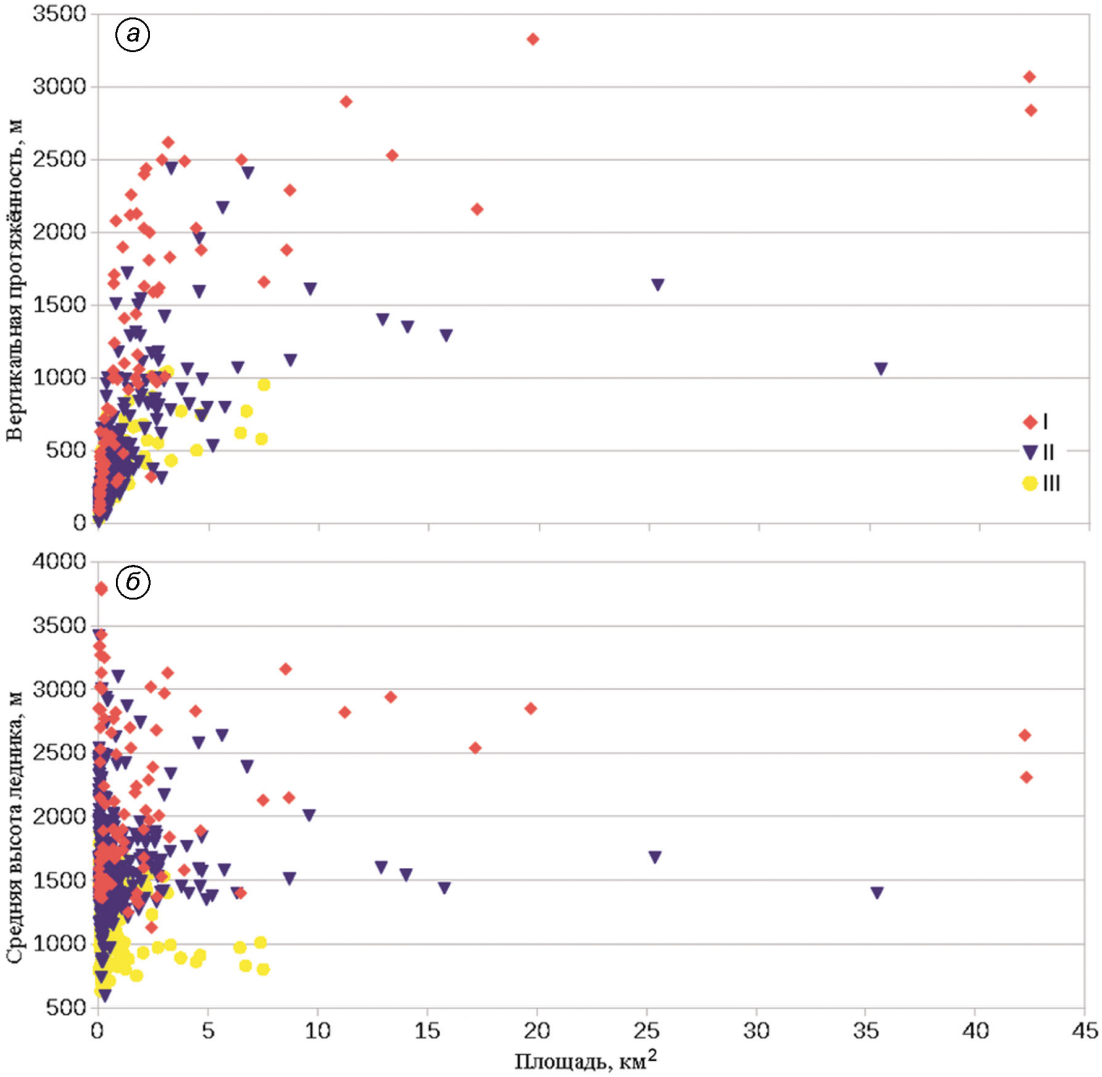


Рис. 3. Вертикальная протяжённость ледников Камчатки (*а*) и средние высоты ледников (*б*) разной площади в трёх типах районов оледенения Камчатки.
I – районы активного вулканизма; II – районы четвертичного вулканизма; III – невулканические районы
Fig. 3. Altitude range occupied by Kamchatka glaciers (*a*) and average glacier heights (*б*).
I – areas of active volcanism; II – areas of quaternary volcanism; III – non-volcanic areas

Так, общее сокращение площади ледников Камчатки с 1950 по 2002–2015 гг. составило 10,6%, или 82,81 км^2 [1], однако в разных районах это происходит неодинаково. Больше всего сократились (27,6%, или 24,6 км^2 за 1957–2013 гг.) тёплые ледники Кроноцкого полуострова, наиболее чувствительные к изменениям климата. Существенно меньше сократились ледники северной части Срединного хребта (16,6%, или 57,65 км^2 за 1950–2002 гг.) и вулканического массива Алней-Чашаконджа (19,5%, или 11,8 км^2 за 1950–2010 гг.). Ледники районов активного вулканизма, напротив, не показывали сокращения площади. Например, площадь оледенения Ключевской группы вулканов с 1950 по 2010–2015 гг. возросла на 4,3% (8,7 км^2) [3], а Авачинской группы вулканов с 1950 по 2012–2013 гг. – на 6,5% (1,3 км^2) [1].

Подобные различия нельзя объяснить только географическим положением, климатическими изменениями или разными абсолютными высотами рельефа. Так, массив Алней-Чашаконджа, где площадь оледенения за 1950–2010 гг. сократилась приблизительно на 19% [7, 1], находится всего в 60 км к северо-западу от Ключевской группы вулканов, оледенение которой

с середины XX в. не сокращалось. На метеостанции «Ключи», расположенной между данными районами, отмечено повышение средних летних (с июня по август) температур воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на 1,2 °С при практически неизменном (сокращение на 2,3%) количестве твёрдых атмосферных осадков [1]. Разница в высотах гор подобные различия также не объясняет – высота вулканов Авачинской группы близка к высоте горных вершин массива Алней-Чашаконджа, однако оледенение Авачинской группы вулканов за 1950–2012/13 гг. в размерах не сократилось. Климатические условия существования ледников Авачинской группы вулканов за этот период даже ухудшились. На метеостанции «Петропавловск-Камчатский» средние летние температуры воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 0,9 °С, а суммы твёрдых осадков за тот же период по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 14,3%. Отсюда ясно, что принципиальная разница в изменении оледенения районов активного вулканизма и иных ледниковых районов Камчатки обусловлена исключительно вулканическим фактором.

Вертикальная протяжённость ледников также хорошо иллюстрирует разницу в условиях существования ледников районов активного вулканизма и иных районов Камчатки. Медианное значение данного показателя для оледенения районов четвертичного вулканизма и невулканических районов практически одинаково (250 м), несмотря на большую разницу в абсолютных высотах, степени разрушенности гор и климатических условиях. В районах активного вулканизма медианное значение вертикальной протяжённости ледников (940 м) почти в 3,8 раза больше, чем в других типах ледниковых районов. Подобная дифференциация вертикальной протяжённости ледников в разных районах оледенения Камчатки объясняется прежде всего различиями в их режиме и особенностями режима ледников, расположенных вблизи активных вулканов.

Для понимания причин подобных различий следует подробнее рассмотреть механизмы влияния активного вулканизма на ледники. К основным механизмам такого влияния относятся [1]: 1) бронирующая роль чехла моренного материала вулканогенного происхождения; 2) сейсмическое воздействие вулканов на ледники; 3) механическое разрушение ледников; 4) захоронение ледников во время извержений под толщей вулканогенного материала; 5) тепловое воздействие продуктов извержений на ледники; 6) нагружение ледников вулканогенным материалом; 7) вулканогенный материал внутри ледников; 8) вода на ложе ледников во время извержений; 9) выпадение на поверхность ледников вулканического пепла. Влияние этих механизмов существенно различается по масштабам и направлению (одни механизмы способствуют сохранению и движению ледников, другие воздействуют на них негативно).

Для ледников, расположенных вблизи активных вулканов, характерна развитая поверхностная морена, состоящая из продуктов вулканических извержений (вулканические шлаки, пеплы, обломки пород), в разной степени предохраняющих ледники от поверхностной абляции. Вулканогенный материал поступает на поверхность ледников во время извержений, в ходе обвально-осыпных и оползневых процессов на крутых склонах вулканических построек, со снежными лавинами, а также в результате ветрового перераспределения.

В работе [22] В.Н. Виноградов привёл данные полевых наблюдений о влиянии пирокластического материала на таяние, происходящее на поверхности ледников. Полученные результаты показали, что наличие слоя пирокластического материала мощностью менее 1 см усиливает поверхностное таяние. При толщине слоя пирокластического материала более 1 см таяние замедлялось. При полевых наблюдениях на леднике Козельский (Авачинская группа вулканов) установлено сокращение таяния льда в 7 раз при толщине слоя пирокластики 5 см, в 12 раз – при 12 см, в 21 раз – при 20 см и в 150 раз – при 50 см.

В подобных условиях таяние происходит преимущественно на крутых склонах краёв ледниковых языков, где перекрывающий чехол тонок, а также в местах размыва моренного чехла временными водотоками. Вследствие резкого снижения поверхностной абляции на языках ледников в районах активного вулканизма за счёт бронирующей роли мощной поверхностной морены ледники практически непрерывно наступают в течение десятков лет. Самые наглядные примеры таких ледников – Эрмана и Богдановича в Ключевской группе вулканов [3] и ледник Козельский в Авачинской группе вул-

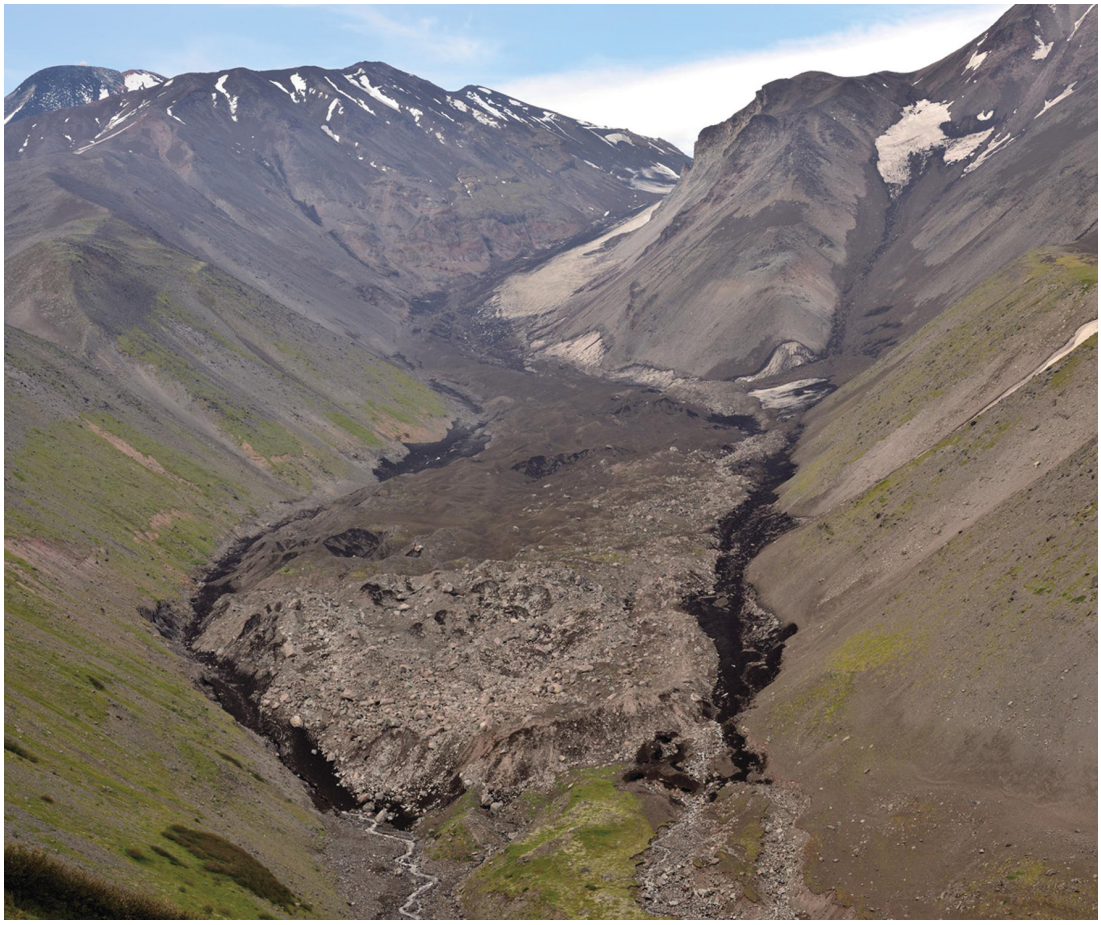


Рис. 4. Ледник Козельский 21 августа 2019 г. Фото А.Я. Муравьева
Fig. 4. The Kozelsky Glacier on August 21, 2019. Photo by A.Ya. Muraviev

канов [1]. С 1967 по 2015 г. фронт этого ледника продвинулся вниз по долине на 1010±15 м. Полевые наблюдения 2019 г. показали, что ледник продолжает наступать (рис. 4).

Влияние сейсмической активности вулканов на ледники выражается в ухудшении сцепления ледников с ложем, т.е. в снижении сил трения, что приводит к увеличению скорости движения льда. «Динамика ледовых толщ на склонах действующих вулканов зависит от эффектов сейсмической подготовки перед извержениями и сейсмической активности во время извержений» [3]. На местности подобный эффект выражается в активизации фронтов ледников, а также в формировании новых ледниковых языков. Нагляднее всего эти процессы проявляются на Ключевском вулкане, в зоне «ледяного пояса» которого, на высотах более 3000 м, лежат небольшие языки активного льда (рис. 5), не зафиксированные в Каталоге ледников СССР и научных публикациях 1970–90-х годов, но, по данным работы [3], существовавшие уже в 2012 г.

Эффект механического разрушения ледников скоротечен. Он выражается в механическом уничтожении ледника или его части при разрушении вулканической постройки во время извержения. Так, в 1965 г. при взрыве вулкана Безымянный были уничтожены фирновые поля в его вершинной части, а взрыв вулкана Шивелуч в 1964 г. уничтожил часть области аккумуляции ледника Тюшева [20]. Проседание и обрушение внутренней кальдеры вулкана Плоский Толбачик во время извержения 1975–1976 гг. привело к разрушению 2/3 Толбачинского ледника в пределах границ кромки провала [23]. Заметим, что механическое разрушение ледников – локальное событие, оказывающее огромное влияние на режим и динамику конкретных ледников, затронутых им. Известны случаи, когда во время вулканических извержений происходило захоронение ледников,

Рис. 5. Небольшие молодые ледники на северном склоне Ключевского вулкана 5 августа 2019 г. (*1*, *2* – см. текст). Фото А.Я. Муравьева

Fig. 5. Small young glaciers on the northern slope of Klyuchevskoy volcano on August 5, 2019 (*1*, *2* – see text). Photo by A.Ya. Muraviev

расположенных на извергающихся вулканах или в непосредственной близости от них. На Камчатке известны два подобных случая. В 1945 г. ледник Козельский был полностью перекрыт чехлом пирокластического материала (продуктами извержения Авачинского вулкана) толщиной до 2 м [24].

Во время извержений вулканов происходит тепловое воздействие продуктов извержений на ледники. Самое сильное и длительное тепловое воздействие на ледники оказывают проходящие по их поверхности лавовые и пирокластические потоки, вызывающие интенсивное таяние снега, фирна и льда. Такие события могут приводить к существенному локальному уменьшению толщины ледников либо к их частичному или полному уничтожению. Подобным образом лавовым потоком была уничтожена значительная часть области питания и часть южного языка ледника Келля во время побочного извержения Ключевского вулкана в 1983 г. [25]. Влияние на поверхностное таяние пирокластического материала, выпадающего на поверхность ледников во время извержений, относительно невелико – он очень рыхлый, поэтому быстро остывает и служит в дальнейшем хорошим теплоизолятором [20]. Непосредственное тепловое воздействие извержения на удалённые от извергающегося вулкана ледники крайне ограниченно.

Продукты вулканических извержений не только накапливаются на ледниках в виде поверхностной морены, но и содержатся во льду внутри самих ледников. Наибольшее содержание вулканогенного материала во льду (до 40–50%) зафик-

сировано в зоне «ледяного пояса» Ключевского вулкана (на высотах от 2400–3500 до 4200 м) [26], где скорость движения льда составляет всего несколько метров в год, несмотря на большую крутизну (30–35°) склонов. Такое содержание породы во льду, по данным работы [27], уменьшает развитие различных возмущений на поверхности и в толще ледников в 4–10 раз, т.е. данный механизм влияния активного вулканизма на ледники работает на понижение скорости движения льда.

Вулканогенный материал, формирующий поверхностную морену ледников районов активного вулканизма, поступает на ледники в ходе обвально-осыпных и оползневых процессов и создаёт нагрузку на ледники. Данный механизм способствует увеличению скорости движения льда за счёт его пластичности. Яркий пример такого воздействия – длительное наступание ледника Эрмана, которое началось после схода на ледник крупного (около 0,3 км^3) вулкано-гляциального оползня во время извержения Ключевского вулкана в 1945 г. [28]. С тех пор этот ледник практически непрерывно наступает. В 1949–2017 гг. фронт ледника Эрмана продвинулся на 3690±15 м по долине р. Сухая и на 3580±15 м по долине р. Крутенькая. Площадь языковой части ледника при этом увеличилась на 4,97±0,39 км^2 [29].

Наличие воды на ложе ледников во время извержений ограничено во времени. Значительные объёмы воды попадают на ложа ледников в результате таяния масс снега, фирна и льда под тепловым воздействием продуктов извержений. Однако данный эффект ограничен временем поступления на поверхность ледника больших масс раскалённого вулканического материала и временем, которое нужно, чтобы поступившая вода стекла или замёрзла. Кроме того, вода и водяной пар образуются при подлёдных извержениях на контакте льда и горячих продуктов извержений. В работе [22] отмечается, что при подлёдном извержении взрывного типа в талой воде во взвешенном состоянии может находиться вулканический пепел, значительно усиливающий таяние льда. В отличие от других механизмов влияния вулканизма на оледенение, перечисленных ранее, выпадение вулканического пепла воздействует не только на ледники, расположенные вблизи действующих вулканов [1]. Пеплы, выбрасываемые на высоту в несколько километров над вулканами, могут разноситься ветром на расстояние в сотни и тысячи километров в направлении, зависящем от господствующей в районе розы ветров. Пепел, выпадающий на ледники и снежники тонким слоем, существенно усиливает поверхностную абляцию [22].

Из всех перечисленных механизмов влияния вулканизма на оледенение к основным относят бронирующую роль чехла моренного материала вулканогенного происхождения и сейсмическое воздействие вулканов на ледники, так как они характеризуются наибольшей областью воздействия и их длительностью. Значение остальных механизмов в динамике оледенения районов активного вулканизма Камчатки менее выражено.

Механическое разрушение ледников и их захоронение под толщей вулканогенного материала оказывают мощное влияние на некоторые ледники, однако это – единичные локальные события, не приводящие к существенным изменениям оледенения в масштабах ледниковых районов. Тепловое воздействие продуктов извержений на ледники либо существенно ограничено во времени (вулканические пеплы и шлаки, выпадающие на поверхность ледников во время извержений быстро остывают), либо локализовано (в случае лавовых и пирокластических потоков). Нагружение ледников вулканогенным материалом, с одной стороны, способствует быстрому движению льда под дополнительной нагрузкой, но с другой стороны, продукты извержений, содержащиеся внутри ледника, «армируют» лёд и препятствуют его движению. Вода на ложе ледников во время извержений сильно ограничена во времени или локализована в пространстве по тем же причинам, что и тепловое воздействие продуктов извержений на ледники.

Один из наиболее примечательных районов оледенения Камчатки – Кроноцкий полуостров (№ 10 на рис. 1). К основным особенностям ледников этого района относятся их низкое положение (медианное значение средних высот ледников составило около 900 м) и аномально интенсивный массообмен – следствия особенностей местного климата. Оледенение Кроноцкого полуострова имеет ярко выраженные черты океаничности. По данным работы [30], расчётная величина аккумуляции–абляции на высоте границы питания ледников района превышает 4000 мм в.э. в год, а вертикальный градиент внешнего массообмена достигает 14 г/см^{2}год на 1 м высоты (на леднике Корыто). Это – наибольшее значение для ледниковых районов территории бывшего СССР.

Заключение

Разнообразие сочетаний факторов макрорельефа, климата и вулканизма на Камчатке вызывает неравномерное распределение оледенения по территории полуострова (см. рис. 1 и табл. 1), а также большую изменчивость его характеристик в разных районах. К крупнейшим районам современного оледенения Камчатки относятся северная часть Срединного хребта, Ключевская группа вулканов и Кроноцкий полуостров, расположенные на значительном удалении друг от друга и представляющие разные типы ледниковых районов. Для Камчатки характерно непропорциональное распределение ледников на склонах разных экспозиций. Наибольшие площади оледенения (см. рис. 2, *б*) и средние размеры ледников (см. рис. 2, *а*) наблюдаются на склонах западной, юго-западной и восточной экспозиций. Это можно объяснить меридиональной ориентацией крупнейших горных хребтов Камчатки (Срединного и Восточного), что обусловливает относительно небольшую долю склонов северной и южной экспозиции, а также расположением основных источников поступления осадков (Берингово море на востоке и Охотское море на западе). На Камчатке весьма разнообразны морфологические типы ледников (см. табл. 2); самые распространённые – каровые и карово-долинные. Наибольшие площади заняты перемётно-долинными и карово-долинными ледниками.

В ледниковых районах Камчатки многие характеристики ледников сильно различаются. Среди них: число и суммарная площадь ледников (см. табл. 1); их количественное (см. рис. 2, *г*) и площадное (см. рис. 2, *б*) распределение по склонам разных экспозиций; средний размер ледников (см. рис. 2, *а*); их преобладающие морфологические типы (см. табл. 2); вертикальная протяжённость (см. рис. 3, а); средние высоты (см. рис. 3, *б*) ледников и пр. Наибольшие число ледников и площадь оледенения приурочены к районам четвертичного вулканизма, гораздо меньше площадь оледенения в невулканических районах.

Особенно выделяется оледенение районов активного вулканизма. В этих районах разнообразны морфологические типы ледников (см. табл. 2), отсутствуют каровые и карово-долинных ледники. Для них характерны наибольшие на Камчатке средние размеры (см. табл. 1), вертикальная протяжённость и средние высоты ледников, а также максимальная их доля в общем числе и площади крупнейших (более 5 км^2) ледников (см. табл. 3). Кроме того, оледенение районов активного вулканизма существенно отличается от оледенения других районов по своему режиму и динамике. Наоборот, в невулканических районах наименее разнообразны морфологические типы ледников (см. табл. 2), здесь самая большая доля в общем количестве и площади каровых и карово-долинных ледников и совсем мало крупных (более 5 км^2) ледников (см. табл. 3). В невулканических районах Камчатки концы ледников и их средние высоты имеют более низкие показатели.

Благодарности. Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата».

Acknowledgments. The paper includes the results obtained withing the framework of the research project № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

Литература

1. *Муравьев А.Я.* Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2017. 168 с.
2. *Виноградов В.Н.* Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 75 с.
3. *Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2016.

References

1. *Muraviev A.Ya.* Fluctuations of glaciers of Kamchatka in the second half of XX – beginning of XXI centuries. PhD. Moscow: Institute of Geography RAS, 2017: 168 p. [In Russian].
2. *Vinogradov V.N. Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 20. Parts 2–4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 75 p. [In Russian].
3. *Muraviev A.Ya., Muraviev Ya.D.* Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20th –21st centuries. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016,

Т. 56. № 4. С. 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4.

4. *Докукин М.Д., Сейнова И.Б., Савернюк Е.А., Черноморец С.С.* О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 10–24. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-10-24.
5. *Муравьев А.Я., Носенко Г.А.* Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 5–11. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-5-11.
6. *Маневич Т.М., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б.* Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 14–26. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-14-26.
7. *Муравьев А.Я.* Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX – начале XXI в. // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 22–28. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-22-28.
8. *Lynch C.M., Barr I.D., Mullan D., Ruffell A.* Rapid glacial retreat on the Kamchatka Peninsula during the early 21st century // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1809–1821. doi: 10.5194/tc-10-1809-2016
9. Действующие вулканы Камчатки. В 2 томах. Т. 1. / Под. ред. С.А. Федотова и Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. 302 с.
10. *Виноградов В.Н., Глазырин Г.Е.* Статистический подход к изучению морфологии ледников Камчатки // Изв. ВГО. 1979. № 4. С. 325–329.
11. *Виноградов В.Н., Мелекесцев И.В.* Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 91–99.
12. *Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Виноградов В.Н.* О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 51–66.
13. *Кондратюк В.И.* Климат Камчатки. М.: Гидрометеоиздат, 1974. 204 с.
14. *Шкаберда О.А.* Современные тенденции изменения климата Камчатки: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Владивосток: ДВФУ, 2014. 235 с.
15. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M.* 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1, [Date Accessed]. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH Архив данных от 29.08.2018–30.08.2018.

56 (4): 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4. [In Russian].

4. *Dokukin M.D., Seynova I.B., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S.* On advancing of glaciers due to activity of the Klyuchevskaya Sopka volcano (Kamchatka). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 10–24. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-10-24. [In Russian].
5. *Muraviev A.Ya., Nosenko G.A.* Glaciation change in the northern part of the Middle Range on the Kamchatka Peninsula in the second half of the XX century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (2): 5–11. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-5-11. [In Russian].
6. *Manevich T.M., Murav'ev Ya.D., Samoilenko S.B.* Glaciers of the Avachinskaya volcano group: current condition. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (3): 14–26. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-14-26. [In Russian].
7. *Muravyev A.Ya.* Glacier size changes in Kronotsky Peninsula and Alney-Chashakondzha Massif, Kamchatka Peninsula in the second half of XX century and the beginning of XXI century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (2): 22–28. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-22-28. [In Russian].
8. *Lynch C.M., Barr I.D., Mullan D., Ruffell A.* Rapid glacial retreat on the Kamchatka Peninsula during the early 21st century. The Cryosphere. 2016, 10: 1809–1821. doi: 10.5194/tc-10-1809-2016.
9. *Deistvuyushchie vulkany Kamchatki.* Active volcanoes of Kamchatka / Edited by S.A. Fedotov and Yu.P. Masurenkov. V. 2. Moscow: Nauka, 1991: 302 p. [In Russian].
10. *Vinogradov V.N., Glazyrin G.E. Statisticheskiy podkhod k izucheniyu morfologii lednikov Kamchatki.* Statistical approach to the study of the morphology of glaciers on Kamchatka. *Izvestiya VGO.* Proc. of the Russian Geographical Society. 1979, 4: 325–329. [In Russian].
11. *Vinogradov V.N., Melekestsev I.V.* Morfological features of present glaciation of the Kamchatka volcanic regions. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 91–99. [In Russian].
12. *Glazyrin G.E., Muraviev Ya.D., Vinogradov V.N.* On the climatic background of Kamchatka's glaciations. *Glyatsiologicheskie Issledovaniya.* Glaciological Researches. 1985, 27: 51–66. [In Russian].
13. *Kondratyuk V.I. Klimat Kamchatki.* Climate of Kamchatka. Moscow: Hydrometeoizdat, 1974: 204 p. [In Russian].
14. *Shkaberda O.A. Sovremennye tendentsii izmeneniya klimata Kamchatki.* Current trends of climate change in Kamchatka. PhD. Vladivostok: Far Eastern Federal University, 2014: 235 p. [In Russian].
15. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M.* 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH Data archive for 29.08.2018–30.08.2018.
16. *Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A., Gesch D., Oimoen M., Zhang Z., Danielson J., Krieger T., Curtis B., Haase J., Abrams M., Robert Crippen R., Carabajal C.* ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. 2011: 27 p.
17. *Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S.* An assessment of the SRTM

16. *Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A., Gesch D., Oimoen M., Zhang Z., Danielson J., Krieger T., Curtis B., Haase J., Abrams M., Robert Crippen R., Carabajal C.* ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. 2011. 27 p.
17. *Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S.* An assessment of the SRTM topographic products. Technical Report JPL D-31639. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 2005. 143 p.
18. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 154 с.
19. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.
20. *Виноградов В.Н.* Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
21. *Виноградов В.Н., Ходаков В.Г.* Снежный покров Кроноцкого массива и баланс льда ледника Корыто // МГИ. 1973. Вып. 22. С. 143–152.
22. Отчет Института вулканологии АН СССР «Динамика современного оледенения и взаимодействие с вулканизмом» / Руководитель темы и отв. исполнитель В.Н. Виноградов. Петропавловск-Камчатский, 1982. 333 с.
23. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки // МГИ. 1982. Вып. 42. С. 164–170.
24. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 119 с.
25. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Режим ледников вулканических районов Камчатки // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 36–50.
26. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма // МГИ. 1989. Вып. 66. С. 93–99.
27. *Божинский А.Н.* Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. Т. 2. 1980. 124 с.
28. *Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н.* Прогнозная оценка динамики ледниковых масс в вулканотектонических желобах Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 43–53.
29. *Котляков В.М., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Носенко Г.А., Рототаева О.В., Хромова Т.Е., Чернова Л.П.* Возрождение и наступания ледников в период потепления // ДАН. 2018. Т. 481. № 6. С. 680–685. doi: 10.31857/S086956520002108-1.
30. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1. / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. РАН, 1997. 392 с.

topographic products. Technical Report JPL D-31639. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 2005: 143 p.
18. *Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
19. *Glyatsiologichesky slovar'.* Glaciological glossary / Edited by V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
20. *Vinogradov V.N. Sovremennoe oledenenie rayonov aktivnogo vulkanisma.* Modern glaciation in the regions of active volcanism. Moscow: Nauka, 1975: 103 p. [In Russian].
21. *Vinogradov V.N., Khodakov V.G.* Snow cover of the Kronotsk range and mass balance of the Koryto Glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1973, 22: 143–152. [In Russian].
22. *Otchet Instituta vulkanologii AN SSSR «Dinamika sovremennogo oledeneniya i vzaimodeystvie s vulkanismom».* Report of the Institute of Volcanology, USSR Academy of Sciences: «Dynamics of modern glaciation and interaction with volcanism». Topic manager and executive V.N. Vinogradov. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1982: 333 p. [In Russian].
23. *Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D.* Variability of the present-day glaciers in volcanic regions of Kamchatka. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1982, 42: 164–170. [In Russian].
24. *Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Lednik Kozelsky (Avachinskaya gruppa vulkanov).* Kozelsky Glacier (The Avachinsky volcanic group). St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 119 p. [In Russian].
25. *Vinogradov V.N., Muravyev Ya.D.* Regime of the glaciers in the volcanic regions of Kamchatka. *Glyatsiologicheskie Issledovaniya.* Glaciological Researches. № 27. Moscow: Nauka, 1985: 36–50. [In Russian].
26. *Vinogradov V.N., Muravyev Ya.D.* Peculiarities of glaciers evolution in the conditions of active volcanism. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1989, 66: 93–99. [In Russian].
27. *Boshinsky A.N.* Neustoychivost' estestvennykh mass l'da i snega na sklonakh gor. Instability of natural masses of ice and snow on mountain slopes. *Itogi nauki i tekhniki. Seriya glatsiologiya.* Results of science and technology. Glaciology Series. V. 2. Moscow, 1980: 124 p. [In Russian].
28. *Muravyev Ya.D., Salamatin A.N.* Prediction of a estimates of the dynamics of ice masses in the volcanotectonic valleys of the Klyuchevskoy volcano. Volcanology and Seismology. 1993, 4: 43–53. [In Russian].
29. *Kotlyakov V.M, Muraviev A.Ya., Nikitin S.A., Nosenko G.A., Rototaeva O.V., Khromova T.E., Chernova L.P.* Glacier Revival and Advances in the Period of Global Warming. *Doklady Akademii nauk.* Doklady Earth Sciences. 2018, 481 (2): 1113–1118. Doi: 10.1134/S1028334X18080305.
30. *Atlas snezhno-ledovyh resursov mira.* World Atlas of Snow and Ice Resources: V. 1. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.

УДК 551.32 doi: 10.31857/S2076673420030044

Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе

© 2020 г. И.И. Лаврентьев[1*], Д.А. Петраков[2], С.С. Кутузов[1], Н.В. Коваленко[2], А.М. Смирнов[1]

[1]Институт географии РАН, Москва; [2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*lavrentiev@igras.ru

Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus

I.I. Lavrentiev[1*], D.A. Petrakov[2], S.S. Kutuzov[1], N.V. Kovalenko[2], A.M. Smirnov[1]

[1]Instituite of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*lavrentiev@igras.ru

Received February 5, 2020 / Revised April 9, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Caucasus, digital elevation models, Elbrus region, hydraulic potential, radio-echo sounding, subglacial lakes.***

Summary

Glacier mass loss and consequent terminus retreat lead to formation and growth of glacier lakes. In Caucasus outbursts of glacial lakes formed in recent decades have led to human casualties and significant damage. In this study the location and volume of the potential glacier lakes in Central Caucasus was estimated based on ground and airborne GPR data, as well as using results of global ice thickness modelling. Selected glaciers are located in the Adyl-Su and Gerkhozhan-Su valleys as well on the southern and north-eastern slopes of Elbrus. The methodology was tested by retrospective modeling of Bolshoy Azau and Djikiugankez glaciers bed topography using 1957 topographic map. Seven existing lakes were predicted by the hydraulic potential in the areas where glaciers disappeared by 2017. Six overdeepenings on Djikiugankez glacier bed as of 1957 are currently absent, which might be related to the model uncertainties and the original DEMs errors, as well as to possible filling of lakes by sediments. Retrospective modeling of the Bashkara glacier bed topography based on SRTM DEM (2000) showed significant growth potential of the existing lake Lapa. Retrospective modeling of the Kaayarty glacier bed topography has not provided a clear answer whether the subglacial lake outburst flood was a trigger for catastrophic debris flow formation during the summer of 2000. In case of total disappearance of Bolshoy Azau, Djikiugankez and Bashkara glaciers at least 11 new lakes with total area of about 1.7 km^2 and an average depth of 8 m will form. While the deepest lake will be formed at the ablation zone of Bolshoy Azau glacier (at elevation 3100–3400 m a.s.l.) the largest in area (1 km^2) glacial lake will appear at the Djikiugankez snout with maximum depth of 40 m and mean depth of 7.2 m. The simulation also showed that subglacial lakes of different number and size may also exist under studied glaciers. Our estimates may contain uncertainties due to low resolution of airborne GPR data and the lack of GPR data for Kayaarty glacier, DEM and ice thickness model errors. Detailed ground-based radar survey will enable the assessment of the size and volume of the potential subglacial lakes.

Citation: Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 343–360. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030044.

Поступила 5 февраля 2020 г. / После доработки 9 апреля 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***гидравлический потенциал, Кавказ, подледниковые озёра, Приэльбрусье, радиолокационное зондирование, цифровые модели рельефа.***

На основе данных радиолокационного зондирования и моделирования оценены объём и площадь потенциальных озёр, которые могут сформироваться на месте отступающих ледников в Приэльбрусье. Методика протестирована путём ретроспективного моделирования ложа ледников по материалам 1957 и 2000 гг. Установлено, что площадь потенциальных озёр, угрожающих объектам инфраструктуры, может достичь 1,7 км^2, а объём – 130 млн м^3.

Введение

Прорывы ледниковых озёр в горных районах неоднократно приводили к многочисленным жертвам и значительному ущербу [1]. Повсеместное сокращение ледников, отмечаемое в последние десятилетия в горах, способствует быстрому формированию и разрастанию ледниковых озёр в большинстве горных систем [2, 3]. Безопасное развитие инфраструктуры в таких районах требует оценки опасности гляциальных паводков и селей. Традиционные способы оценки по наличию селе-

вых отложений и геоботаническим признакам [4] для ледниковых озёр неприемлемы, так как озёра формируются на месте отступающих ледников и часто представляют собой образования, не имеющие исторических аналогов. Географическое положение таких озёр, их морфометрия и вероятность прорыва нередко остаются неизвестными до самого прорыва. Возможность появления озёр на месте отступающих ледников или разрастания уже существующих приледниковых озёр не учитывается нормативными документами (СП 47.13330.2016 и др.) при оценке селевой опасности.

Всё это характерно и для Кавказа, где отмечается наибольшая степень гляциального риска на территории России [5]. Как и в других горных системах, на Кавказе в последние десятилетия ледники сокращаются [6–8], что сопровождается формированием и ростом ледниковых озёр [9, 10] и их прорывами [11]. Развитие инфраструктуры горных территорий на фоне отступания ледников может привести к тому, что недавно построенные объекты окажутся в зоне селевой угрозы из-за формирования озёр на месте отступающих ледников.

В настоящее время разработана многоуровневая стратегия, позволяющая оценить вероятность формирования озёр на месте отступающих ледников [12]. Первые два её уровня носят качественный характер и позволяют судить о вероятности образования озёр по уклонам поверхности ледников (если уклон менее 5°, то формирование возможно), распределению зон трещин, изменению ширины долины. К недостатку таких подходов относится отсутствие информации о возможном объёме озёр, требуемом для оценки максимального расхода воды при прорыве [13, 14]. На третьем уровне используются пространственно-распределённые модели толщины льда. Такой метод для оценки распространения и объёма будущих озёр был реализован в Гималаях [15]. Несомненное преимущество моделирования – возможность его применения для целых горных систем, однако региональная калибровка модели должна выполняться на основании инструментальных данных о толщине льда. Четвёртый уровень представляет собой геофизические измерения толщины льда для оценки топографии ложа ледников, но примеров его применения в работе [12] не приводится. Геофизические измерения можно использовать и для оценки пределов роста уже существующих приледниковых озёр.

Задачи предлагаемой статьи – поиск расположения и оценка объёма участков переуглублённого ложа ледников как мест, в которых в будущем, при отступании ледников, могут сформироваться озёра. В качестве тестовых участков для оценки потенциала развития озёр выбраны следующие районы: верховья долин Адыл-Су и Герхожан-Су, а также предполья ледников южного и северо-восточного склонов Эльбруса (рис. 1). Ниже указанных ледников, в долинах, расположены объекты инфраструктуры, которые могут быть подвержены опасным воздействиям при прорывах озёр.

В работе использованы: 1) авторские данные радиолокационного зондирования (РЛЗ) ледников Башкара, Джикиуганкез, Микельчиран, Большой и Малый Азау, расположенных выше существующих озёр; 2) опубликованные результаты моделирования [16] толщины ледников Каяарты (бассейн р. Герхожан-Су) и Башкара (бассейн р. Адыл-Су) по состоянию на 2000 г.; 3) разновременные цифровые модели рельефа (ЦМР); 4) разновременные космические снимки. В процессе исследований были выявлены участки переуглублённого ложа этих ледников на разных этапах их существования; показано, что практически все современные приледниковые озёра в предполье исследуемых ледников образовались в предсказанных реконструкцией местах; оценён потенциал развития (максимальный объём) некоторых существующих и будущих озёр.

Радиолокационное зондирование

Аппаратура и методика измерений. Как известно, радиолокационное зондирование – мощный инструмент для измерения толщины ледников, изучения их внутреннего строения и условий на ложе [17]. Вместе с цифровыми моделями рельефа результаты радиозондирования можно использовать для исследования ложа ледников. Радиолокационные измерения на ледниках, рассматриваемых в настоящем исследовании, выполнены в период 2010–2017 гг. и частично опубликованы. В 2013–2014 гг. была измерена толщина всех ледников Эльбруса с использованием вертолёта, а в 2017 г. проведены наземные измерения в привершинной его области [7, 18]; в 2010 и 2017 гг. вели измерения на леднике Башкара (рис. 2).

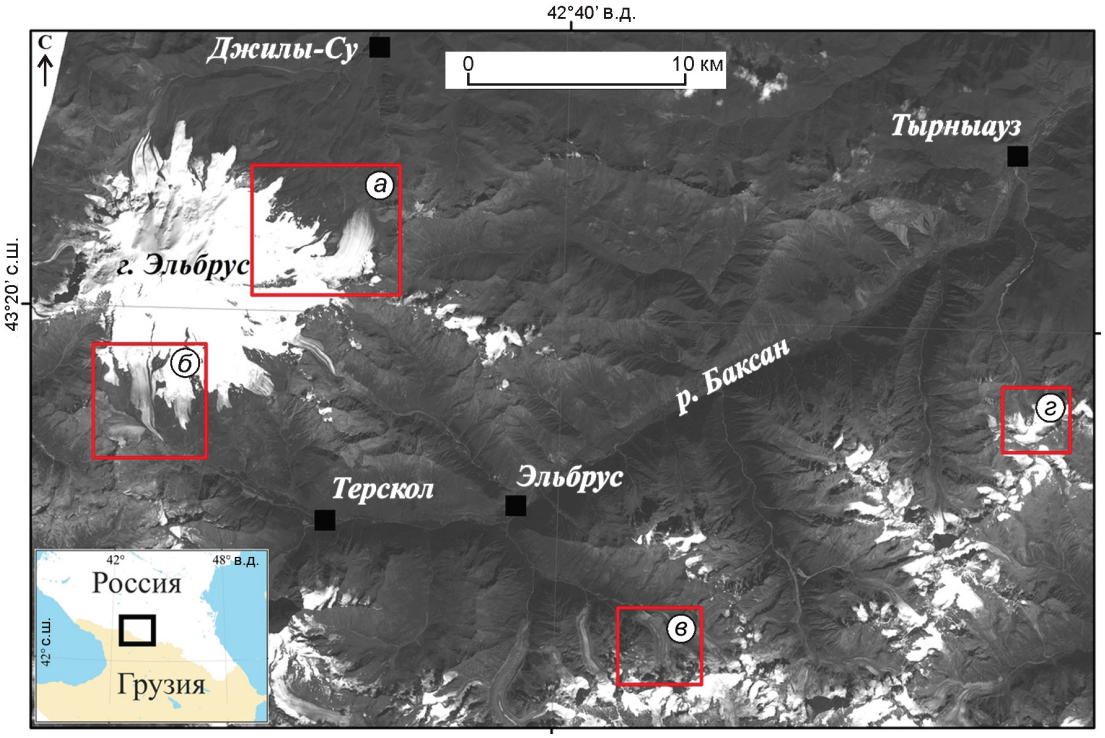


Рис. 1. Объекты исследований на Центральном Кавказе.
Ледники – Микельчиран и Джикиуганкез (*а*), Большой и Малый Азау (*б*) (Эльбрус); Башкара (Адыл-Су) (*в*), Каяарты (Герхожан-Су) (*г*); в основании – космический снимок Landsat-8 OLI от 9.09.2016 г.

Fig. 1. Study objects in Central Caucasus.
Glaciers – Mikelchiran and Djikiugankez (*а*), Bolshoy and Maliy Azau (*б*) (Elbrus); Bashkara (Adyl-Su) (*в*), Kayaarty (Gerkhozhan-Su) (*г*); space image Landsat-8 OLI on 9.09.2016 set as the background

Наземные измерения толщины льда на леднике *Башкара* проводили по сети продольных и поперечных профилей и косых галсов с помощью моноимпульсных локаторов ВИРЛ-6 [19] и ВИРЛ-7 [20] с центральной частотой 20 МГц, длительностью зондирующего импульса около 25 нс и периодом дискретизации 2,5 нс. Применявшиеся локаторы имеют систему цифровой регистрации радарных и навигационных (GPS-координат) данных с интервалом 1–2 м с точностью плановой привязки 5–10 м. Для синхронизации излучённых и принятых сигналов использовали оптоволоконный кабель. В наземном варианте РЛЗ комплект оборудования с антеннами длиной 12 м вместе с источниками питания монтировался на двух рюкзаках. Измерения выполняла групп из трёх человек в пеших маршрутах с таким расчётом, чтобы покрыть измерениями максимально возможную площадь.

Для воздушных измерений толщины льда на *Эльбрусе* в 2013 и 2014 гг. применяли вертолётную модификацию радара ВИРЛ-6 [18]. Оборудование размещалось на специальной ферме, имеющей достаточную массу (150 кг) и оснащённой хвостовым стабилизатором для обеспечения стабильного положения в полёте. На время измерений ферма с закреплённым на ней оборудованием подвешивалась под вертолётом на полипропиленовом тросе на расстоянии 15 м от фюзеляжа. Измерения вели в автоматическом режиме с частотой 0,2 с при средней скорости полёта около 70 км/ч на высотах от 10 до 500 м (все высоты в статье даны над ур. моря) над поверхностью ледника. Для навигации в обоих случаях применялся портативный GPS-приёмник Garmin GPSMAP 78. Запись на приёмнике велась в формате UTM WGS-84, зона 38. Использование приёмника ограничивалось работой во время радиолокационных измерений для записи плановых координат вдоль профилей радиозондирования. Таким образом были собраны данные, достаточные для построения карт толщины льда, рельефа ложа и моделирования участков переуглублённого ложа.

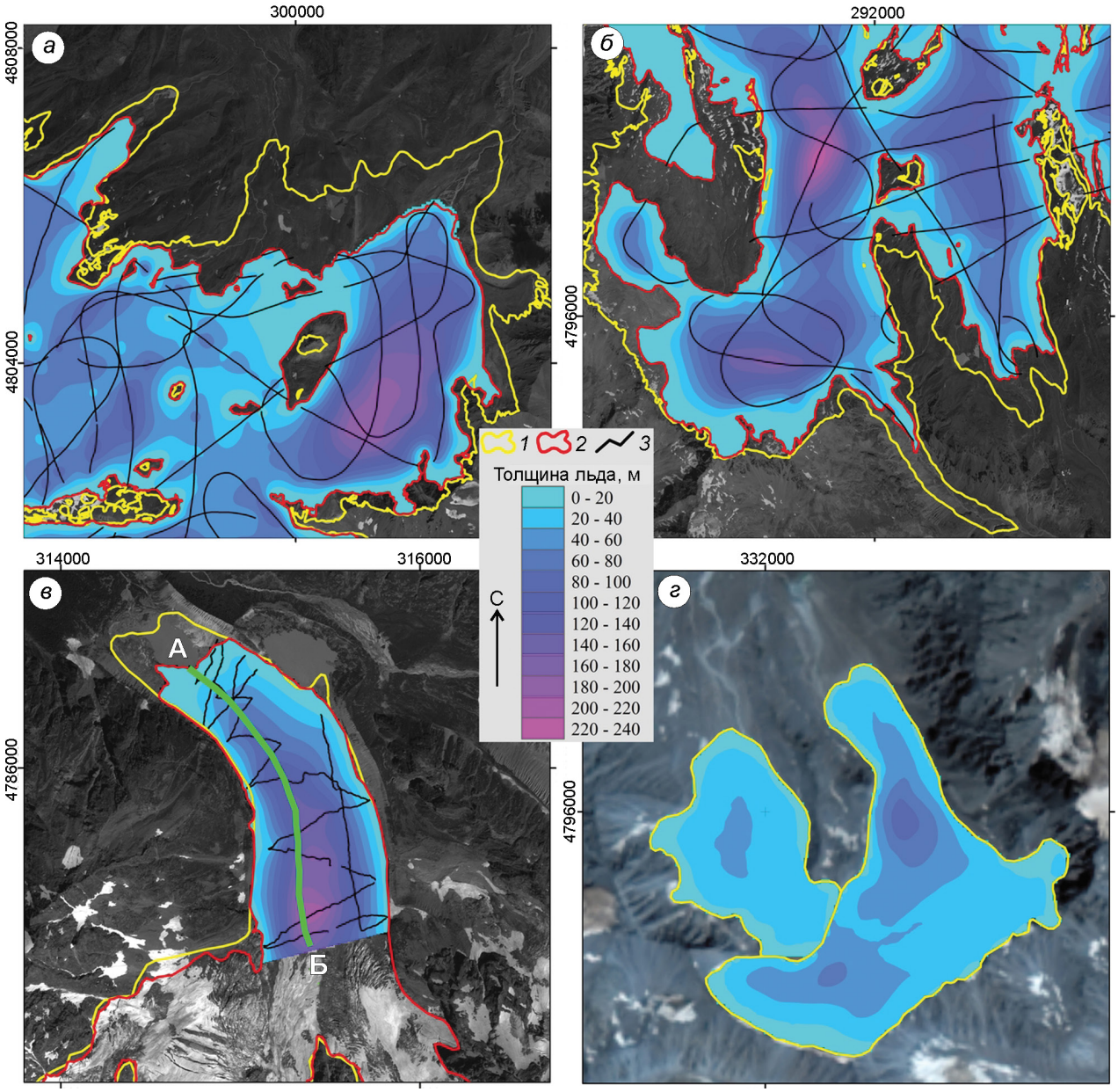


Рис. 2. Профили радиозондирования и распределение толщины льда изученных ледников.
По данным измерений: *а* – Микельчиран, Джикиуганкез; *б* – Большой и Малый Азау; *в* – Башкара (профиль РЛЗ А–Б приведён на рис. 3); по данным моделирования: *г* – Каяарты. Контуры ледников: *1* – 1957 г. (Эльбрус)/2000 г. (Башкара, Каяарты); *2* – 2017 г.; *3* – профили радиозондирования. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 2. Radio-echo sounding profiles and ice thickness distribution maps of the studied glaciers.
According to the radar data: *а* – Mikelchiran, Djikiugankez; *б* – Bolshoy and Maliy Azau; *в* – Bashkara (radar profile А–Б is shown in Fig. 3); according to simulation: *г* – Kayaarty. Glacier outlines: *1* – 1957 (Elbrus)/2000 (Bashkara, Kayaarty); *2* – 2017; *3* – radar profiles. Rectangular coordinates are recalculated for UTM Zone 38 projection

Визуализация и интерпретация данных. Обработку и интерпретацию полученных радарных данных вели с помощью пакета программ RadexProPlus 2011.2 Basic (www.radexpro.ru). Подробно методика обработки данных наземных радиолокационных съёмок изложена в работе [21]. Принципиально она не отличается от обработки данных воздушной съёмки, когда дополнительно определяется высота полёта над ледником. Указанный пакет программ позволяет визуализировать радарные записи, вводить статические поправки в начало зондирующих

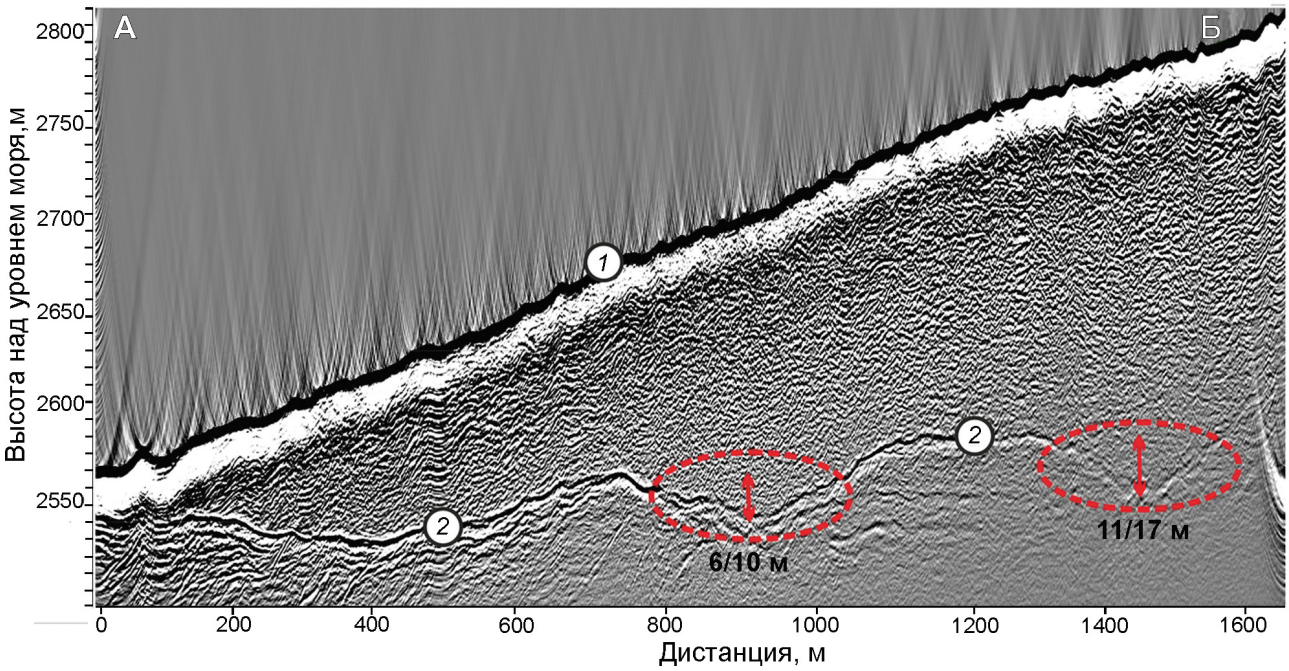


Рис. 3. Пример обработанной радарограммы, полученной на леднике Башкара в 2017 г.
Положение профиля А–Б приведено на рис. 2, *в*. *1* – поверхность ледника; *2* – ложе ледника. Красными овалами показаны переуглубления на ложе, где может скапливаться вода; цифрами даны средние/максимальные значения переуглублений вдоль профиля радиозондирования

Fig. 3. An example of a processed radargram obtained on the Bashkara glacier in 2017.
The position of profile А–Б is shown in Fig. 2, *в*. *1* – glacier surface; *2* – glacier bedrock. Red ovals indicate bedrock overdeepenings, where water can accumulate; numbers indicate medium/maximal depth of bedrock overdeepenings along radar profile

импульсов, обрабатывать сигналы на радарных записях с применением Фурье-анализа для получения реальной геометрии ложа за счёт коррекции положения боковых отражений и делать оцифровку времени запаздывания отражённых от ложа сигналов в интерактивном режиме. Пример типичного радиолокационного разреза (радарограмма) показан на рис. 3. После обработки радарограмм все данные (радарные и навигационные) представлялись в табличном виде (x, y, z) и вычислялась толщина ледника.

Методика определения толщины ледников по данным радиозондирования с применением моноимпульсных локаторов детально рассмотрена во многих работах, например в [22], а точность её определения – в работах [23, 24]. На обработанных с учётом геометрии поверхности радарных записях (см. рис. 3) в точках с измеренными GPS-координатами (x, y) измерялось время запаздывания τ_B отражений от ложа и вычислялась общая толщина ледника h_Σ при одной и той же средней скорости распространения радиоволн $\upsilon_{ср}$ = 168 м/мкс, соответствующей скорости распространения радиоволн в плотном холодном льду с плотностью 917 кг/м^3. Толщина ледника h определялась из соотношения $h = (v_{ср}\tau_B)/2$. На заключительном этапе полученные данные использовались для составления карт толщины льда и рельефа подлёдного ложа ледников с помощью аппроксимации Topo To Raster ANUDEM, учитывающей гидрологическую корректность рельефа ложа в программной среде ESRI ARCGIS.

ЦМР и рельеф подлёдного ложа. Для построения карт рельефа подлёдного ложа необходимы данные о рельефе поверхности ледника и его границах. В данном исследовании для ледника Башкара мы использовали ЦМР на основе стереопары снимков SPOT-7 от 1.08.2017 разрешением 1,6 м, а для ледников Эльбруса – на основе стереопары снимков Pléiades от 8.09.2017 разрешением 0,5 м [7] (табл. 1). Разрешение полученных ЦМР составило 3,2 м для ледника Башкара и 4 м – для ледников Эльбруса. Вертикальная точность данной ЦМР оценена ранее [25] и находится в пределах ±0,5 м. Для ледников Каяарты и Башкара по состоянию на 2000 г. использовалась

Таблица 1. **Перечень и параметры данных дистанционного зондирования, использованных в настоящем исследовании**

Снимок/цифровая модель рельефа (ЦМР)	Пространственное разрешение, м	Дата съёмки	Цель использования
SPOT-7	1,6	1.08.2017 г.	Дешифрирование ледников
Pléiades	0,5	8.09.2017 г.	
SPOT-7 ЦМР	4	1.08.2017 г.	Построение карты рельефа ложа
Pléiades ЦМР	3,2	8.09.2017 г.	
SRTM V.3 ЦМР	30	2000 г.	
ЦМР на основе топокарты 1957 г. (Эльбрус)	30	1957 г.	Дешифрирование ледников и построение карты рельефа ложа

ЦМР SRTM V.3 (разрешение 30 м) с заявленной абсолютной вертикальной точностью ±16 м (линейная погрешность при доверительном уровне 90%), относительной вертикальной точностью ±6 м и горизонтальной позиционной точностью ±20 м [26]. При этом показано [27], что погрешность этой ЦМР в горных районах возрастает с абсолютной высотой, а сигнал на покрытых снегом и фирном поверхностях ледников проникает на глубину до 10 м. Таким образом, данные погрешности заложены в составленные нами карты рельефа ложа ледников в 2000 г.

Для реконструкции рельефа подлёдного ложа ледников Эльбруса мы использовали ЦМР на основе топографической карты 1957 г. (масштаб 1:50 000), созданной на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова [28]. Карты подлёдного рельефа ледников получены путём вычитания значений толщины льда из ЦМР поверхности ледников, сглаженных по регулярной сетке 30 м. Границы ледников проводились по тем же космическим снимкам, а для ледников Эльбруса из-за наличия свежевыпавшего снега корректировались по снимку SPOT-7 от 20.08.2016 г. [7].

Реконструкция участков переуглублённого ложа ледников

Чтобы установить возможные места скопления воды под ледниками и оценить размеры озёр, которые могут сформироваться в будущем на освободившемся ото льда ложе, необходимо иметь данные о рельефе предполий и ложа ледников. Для этого использовались данные радиозондирования (толщина льда) и ЦМР поверхности ледников. Анализ рельефа ложа ледников в прошлом выполнялся с помощью данных моделирования толщины льда и ЦМР SRTM V.3 (2000 г.) для ледников Башкара и Каяарты, а для ледников Эльбруса – ЦМР коренного ложа (без ледников) на 2017 г. в сочетании с ЦМР Эльбруса на 1957 г.

Моделирование переуглублений на ложе. Как показано в работе [15], переуглубления на ложе обнаруживают путём их заполнения с помощью стандартного геоинформационного гидрологического инструмента (Hydrology tools) в программной среде ESRI ARCGIS. Следующий шаг – получение уклонов ложа из этой заполненной ЦМР. Выбрав значения уклона ложа менее 1° в контурах ледника, находят плоские и ровные участки. Разностная ЦМР между заполненной и исходной ЦМР без ледников (т.е. батиметрический растр) использовалась для количественной оценки площади и объёма переуглублений. Однако полученный батиметрический растр заполняет переуглубления до краёв, что может вызвать переоценку потенциальных объёмов будущих озёр. Поэтому мы использовали растр с уровнем на 10 м ниже, что соответствует общепринятым подходам [15]. Это позволило сократить число потенциальных озёр. Далее, на основе батиметрического растра и контуров полученных переуглублений, рассчитывали средние и максимальные глубины потенциальных озёр. Результаты реконструкции переуглублений на основе данных измерений толщины льда и моделирования приведены на рис. 4–6 и в табл. 2.

Гидравлический потенциал. Второй способ обнаружить участки переуглублённого ложа, а также места скопления подледниковой воды и реконструировать картину подлёдного дренажа (возможных путей подледникового стока воды) – расчёт величины гидравлического потенциала ф. Это можно сделать, имея те же входные данные (ЦМР поверхности и ложа ледника), с помощью следующего уравнения [29]:

$$ф = \rho_w g B + f \rho_i g (H - B),$$

где ρ_w и ρ_i – соответственно плотность воды и льда, кг/м^3; g – ускорение свободного падения м/с^2; B – высота ложа, м; H – высота поверхности, м; f – давление воды на ложе, выраженное в долях давления перекрывающего льда, f принима-

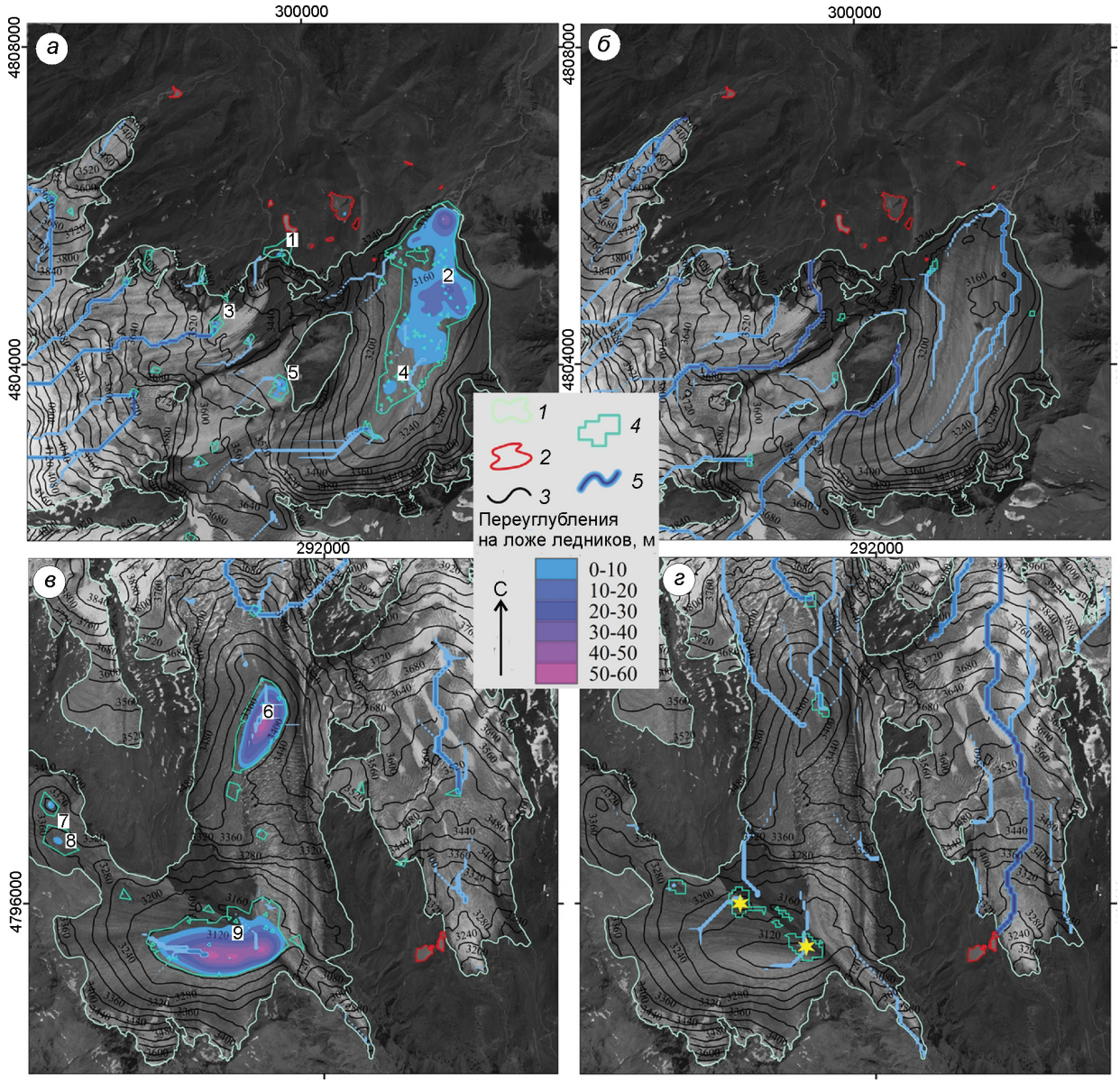


Рис. 4. Переуглубления (м) на коренном ложе ледников Эльбруса по данным радиозондирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледников ($f = 0$) (*а*, *в*) и при их наличии ($f = 1$) (*б*, *г*).
1 – границы ледников в 2017 г.; *2* – современные приледниковые озёра; *3* – изогипсы коренного ложа ледников, *4* – переуглубления на ложе (номера см. табл. 2); *5* – пути подледникового стока (интенсивность цвета характеризует относительную площадь водосбора). Звёздами отмечены предсказанные моделью крупные современные подледниковые озёра. В основании – космический снимок SPOT-6 от 20.08.2016 г. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 4. Overdeepenings (m) at the Elbrus glaciers bedrock according to radar data and reconstructed subglacial drainage network without glaciers ($f = 0$) (*а*, *в*) and with glaciers ($f = 1$) (*б*, *г*).
1 – glacier outlines in 2017; *2* – modern glacier lakes; *3* – contour lines of the glacier bedrock topography; *4* – bedrock overdeepenings (numbers correspond to those in Table 2); *5* – subglacial drainage pathways (color intensity indicates relative drainage area). The stars mark large predicted by the model modern subglacial lakes. Satellite image SPOT-6 on 08.20.2016 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

ет значения от 0 до 1, которые отвечают течению воды при атмосферном давлении и при давлении всего перекрывающего льда соответственно.

Замкнутые горизонтали в поле гидравлического потенциала свидетельствуют о возможности существования переуглублений (в том

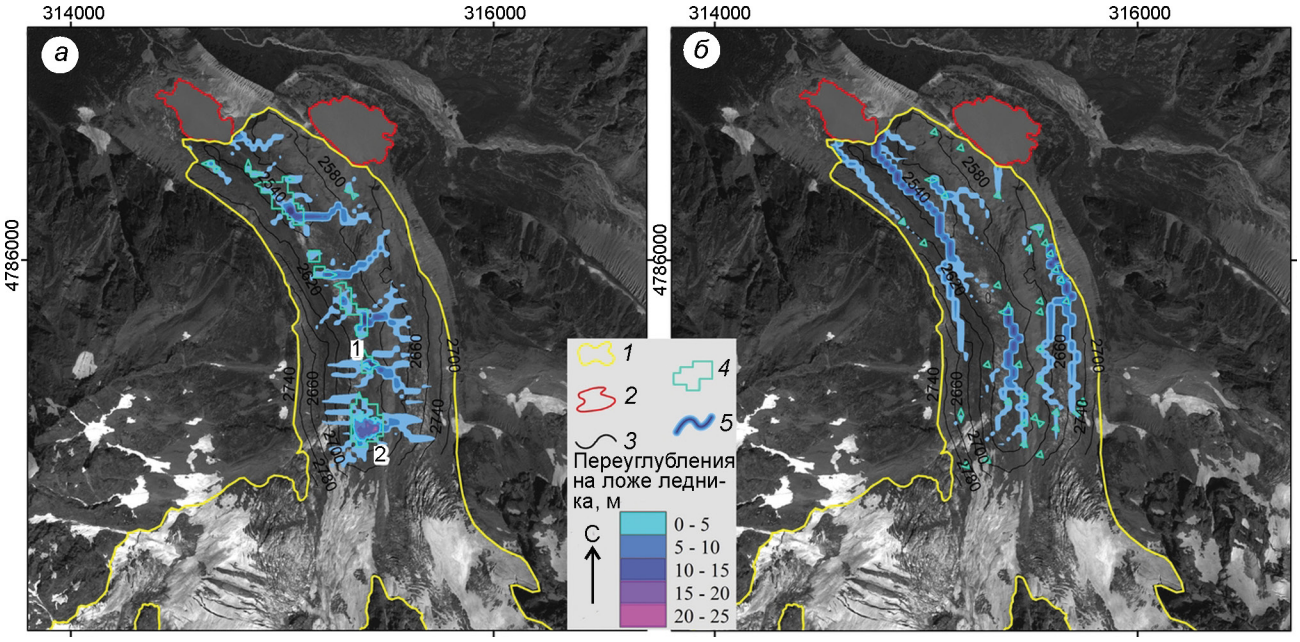


Рис. 5. Переуглубления (м) на коренном ложе ледника Башкара по данным радиозондирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледника ($f = 0$) (*а*) и при его наличии ($f = 1$) (*б*).
1–5 – см. рис. 4. В основании космический снимок SPOT-7 от 1.08.2017. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 5. Overdeepenings (m) at the Bashkara Glacier bedrock according to radar data and reconstructed subglacial drainage network without glacier ($f = 0$) (*a*) and with glacier ($f = 1$) (*б*).
1–5 – see Fig. 4. Satellite image SPOT-7 on 01.08.2017 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

числе подледниковых озёр). Оба эти метода дают очень схожие результаты. Для минимизации погрешности мы ввели критерий, позволяющий выделить такие участки с учётом разрешения использованных нами ЦМР (3,2–30 м) и карт толщины и рельефа ложа ледников: нижний порог площади озёр принят равным 1000 м^2.

Толщина ледников и потенциальные ледниковые озёра по данным радиозондирования и моделирования

Эльбрус. Подробно результаты радиозондирования всего оледенения Эльбруса представлены в работе [7], здесь же приведём результаты по рассматриваемым ледникам (см. рис. 2, *а*, *б*). Ледники Микельчиран и Джикиуганкез в восточном секторе оледенения Эльбруса в 2017 г. занимали площадь 4,71±0,02 и 24,54±0,25 км^2 соответственно. Их средняя толщина льда составляет 42,9±8,2 м и 56,6±7,3 м, максимальная достигает 149,0±8,6 и 204,3±11,0 м, а объём льда равен 0,20±0,04 и 1,39±0,18 км^3 соответственно. В южном секторе оледенения крупнейший ледник Большой Азау (площадь 16,63±0,09 км^2) имеет среднюю толщину 52,7±7,3 м, максимальная толщина льда достигает 236,9±12,6 м, а объём льда равен 0,88±0,12 км^3. Толщина соседнего с ним ледника Малый Азау (площадь 8,50±0,04 км^2) составляет 137,0±8,0 м при среднем значении 40,8±7,2 м, а объём льда равен 0,35±0,06 км^3.

Пользуясь описанными здесь методами, всего мы обнаружили девять участков переуглублённого ложа на выбранных ледниках Эльбруса и смоделировали подледниковую дренажную сеть, по которой вода поступает в эти переуглубления и к фронтам ледников (см. рис. 4, см. табл. 2). На рис. 4, *а*, *в* приведено положение переуглублённых участков на коренном ложе выбранных ледников при $f = 0$, т.е. без давления перекрывающего льда (без ледников). Бирюзовыми полигонами показаны участки на ложе, соответствующие минимумам в поле гидравлического потенциала, которые, в свою очередь, указывают на наличие переуглублений, где может скапливаться вода.

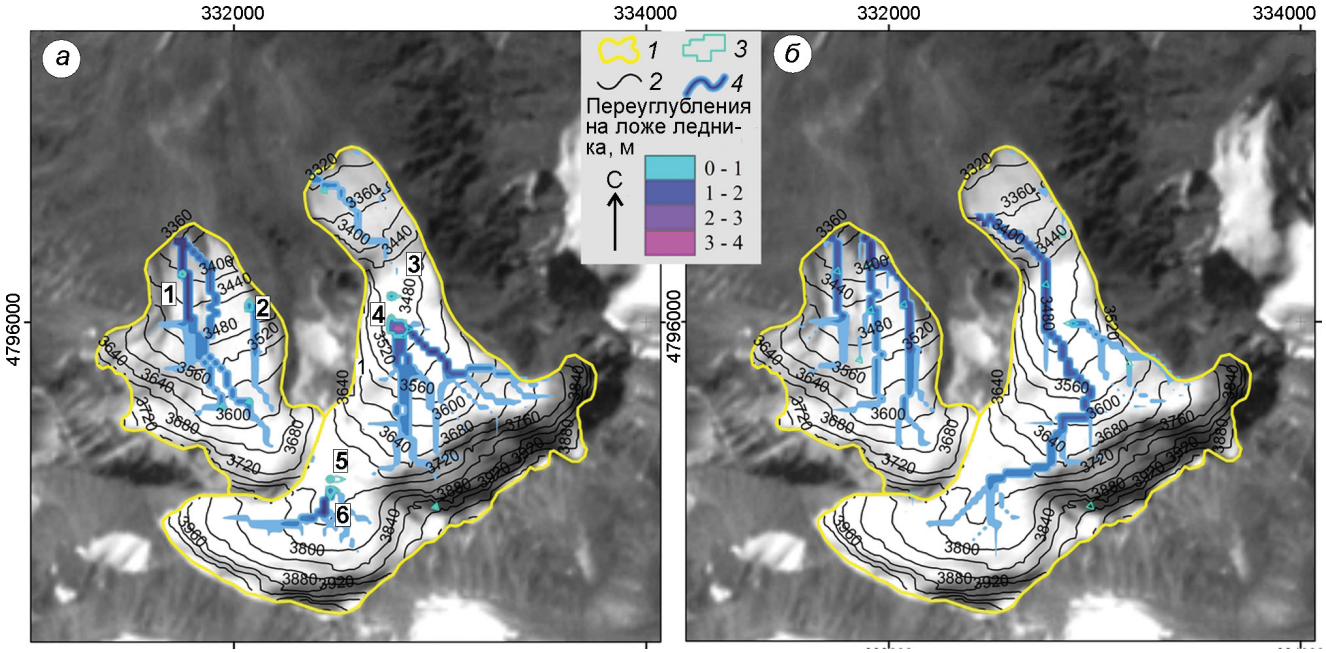


Рис. 6. Переуглубления (м) на коренном ложе ледника Каяарты по данным моделирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледника ($f = 0$) (*а*) и при его наличии ($f = 1$) (*б*).
1 – граница ледника в 2000 г.; *2* – изогипсы коренного ложа; *3* – переуглубления на ложе (номера см. в табл. 3); *4* – пути подледникового стока (интенсивность цвета характеризует относительную площадь водосбора). В основании космический снимок Landsat 7 ETM от 5.09.2000 г. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 6. Overdeepenings (m) at the Kayaarty Glacier bedrock according to simulation and reconstructed subglacial drainage network without glacier ($f = 0$) (*a*) and with glacier ($f = 1$) (*б*).
1 – glacier outlines in 2000; *2* – contour lines of the glacier bedrock topography; *3* – bedrock overdeepenings (numbers correspond to those in Table 3); *4* – subglacial drainage pathways (color intensity indicates relative drainage area). Satellite image Landsat 7 ETM on 5.09.2000 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

Их число и площадь больше отмеченных цифрами понижений (полученных методом заполнения растра), так как для более достоверной оценки мы, как было отмечено ранее, понизили их уровень на 10 м. Как видно из рис. 4, самые крупные депрессии (№ 2, 6 и 9) площадью 1026, 195 и 415 тыс. м^2 соответственно расположены на ложе ледников Джикиуганкез и Большой Азау, а их объём составляет 7355, 4522 и 9380 тыс. м^3 соответственно (см. табл. 2).

На рис. 4, *б*, *г* показаны картина подлёдного дренажа и положение замкнутых горизонталей в поле гидравлического потенциала при $f = 1$, т.е. в современных условиях, когда ложе перекрыто ледником. Заметны отличия в положении, числе и площади обнаруженных понижений в рельефе – их площадь значительно меньше по сравнению с условиями, когда ледника нет. В условиях, когда давления льда не хватает, чтобы выжать всю воду из-под ледников, часть её вполне может накапливаться в этих понижениях. На ложе ледников Джикиуганкез и Микельчиран обнаружено пять небольших замкнутых понижений общей площадью 33 тыс. м^2 (от 3,5 до 10 тыс. м^2). Крупные современные подледниковые озёра (см. рис. 4, *в*) площадью 42 и 51 тыс. м^2 могут находиться под ледником Большой Азау, в его нижней части (высотный диапазон 3250–3270 м), в месте слияния основного потока и льда, текущего с перевала Эхо Войны. В этом месте с выровненным рельефом поверхности за последние годы образовался крупный моренный вал, испещрённый поверхностными каналами и воронками, которые могут служить путями поступления талой воды на ложе ледника. Ещё три возможных участка площадью 15, 17 и 9 тыс. м^2 расположены выше по леднику под плоскими участками на высотах 3280, 3580–3590 и 3685–3690 м соответственно.

Ледник Башкара. Толщину льда в 2010 и 2017 гг. измеряли не на всей площади ледника, а лишь на его языке, что обусловлено непроходимостью сильно трещиноватых участков и недо-

Таблица 2. **Переуглубления на ложе исследованных ледников по данным радиозондирования 2013–2017 гг.**

Номер переуглубления	Ледник	Координаты центров переуглублений, градусы		Площадь, тыс. м^2	Глубина, м		Стандартное отклонение, м	Объём, тыс. м^3
		широта	долгота		максимальная	средняя		
1	Джикиуганкез	42,52788	43,37469	3	1	1	0,1	2
2		42,55234	43,37111	1026	40	7	6,3	7355
3		42,51849	43,36654	3	3	2	0,8	5
4		42,54574	43,35997	22	4	2	1,2	36
5		42,52869	43,35954	22	12	4	3,6	92
6	Большой Азау	42,42869	43,30230	195	56	23	14,7	4522
7		42,40549	43,29539	3	4	1	1,6	5
8		42,40638	43,29253	4	3	1	1,5	2
9		42,42524	43,28430	415	55	23	15,8	9380
1	Башкара	42,72785	43,19973	6	3	10	3,2	19
2		42,72790	43,19713	1	1	1	0,0	1
Среднее				*132*	*15*	*8*	–	*1655*
Сумма				*1714*	–			*21521*

ступностью для измерений крутых склонов с висячими льдами. Всего на леднике Башкара в 2010 и 2017 гг. было пройдено около 30 км профилей с измерениями толщины льда на участке языка площадью около 1,2 км^2 (см. рис. 2, *в*). На большинстве профилей радиозондирования получены идентифицируемые отражения от ложа, однако наличие трещин на поверхности ледника и сильное рассеяние в толще, типичное для тёплых, насыщенных талой водой ледников, в отдельных случаях затрудняло интерпретацию радарных записей. Сопоставление полученных в разные годы результатов позволило ввести поправку в данные 2010 г., которая составила ~30 м, что позволило использовать данные за эти годы совместно. Данные на 15 профилях радиозондирования хорошо соответствовали друг другу: среднеквадратическое отклонение в разности толщины льда составляет 1,3 м. Принимая во внимания среднюю толщину льда на этих пересечениях (109 м), можно принять, что стандартная ошибка составляет 1,2% измеренных величин. В среднем, толщина льда на исследуемом участке ледника равна 75,5 м, а объём льда – 88,2 млн м^3. Картина распределения значений толщины льда вполне закономерна. Максимальное значение – 215 м – приурочено к верхней части исследуемого участка. В непосредственной близости к фронту ледника, примыкающего к озеру Лапа, толщина льда уменьшается до 30 м, однако эти значения относятся лишь к центральной части фронта шириной около 100 м.

Характер ложа на всех профилях радиозондирования достаточно выровненный. На записи вдоль продольного профиля (см. рис. 3) чётко видны плавное увеличение толщины льда от фронта к центральной части ледника, а также два переуглубления, соответствующие обнаруженным на карте коренного ложа методом заполнения растра двум локальным понижениям в рельефе, которые в случае исчезновения ледника будут заполнены водой (см. рис. 5, *а*). Размер крупнейшего переуглубления, обнаруженного в 1,5 км от фронта ледника, составляет 14 тыс. м^2, а его объём может достигать 100 тыс. м^3 (см. табл. 2), что примерно в 2 раза меньше объёма современного оз. Лапа, находящегося у фронта. При этом в поле рассчитанного гидравлического потенциала при $f = 0$ на языке ледника Башкара обнаруживается девять замкнутых горизонталей, соответствующих возможным местам скопления воды после исчезновения льда общей площадью 75 тыс. м^2. Положение двух из них соответствует обнаруженным первым способом переуглублениям на ложе (1 и 2 на рис. 5, *а*), а остальные семь понижений площадью около 45 тыс. м^2 принимать в качестве будущих озёр не следует, так как они не отвечают условиям заполнения растра ложа при понижении уровня на 10 м. Если посмотреть на картину дренажной сети при $f = 1$ (см. рис. 5, *б*), то хорошо видно, что в современных условиях при наличии ледника каких-либо значительных переуглублений (площадью более 1000 м^2) на коренном ложе не обнаруживается и вся вода по подлёдным каналам стока уходит в приледниковые озёра Лапа (слева) и Башкаринское (справа).

Таблица 3. **Переуглубления на ложе исследованных ледников по данным ретроспективного моделирования на 1957 г. (Эльбрус) и 2000 г. (Башкара, Каяарты)**

Номер переуглубления	Ледник	Координаты центров переуглублений, градусы		Площадь, тыс. м^2	Глубина, м		Стандартное отклонение, м	Объём, тыс. м^3
		широта	долгота		максимальная	средняя		
1	Микельчиран	42,5103	43,3922	5,4	2,6	1,9	0,5	10
1	Джикиуганкез	42,5327	43,3755	3,6	2,0	1,6	0,9	6
2		42,5358	43,3765	5,1	2,4	1,8	0,6	9
3		42,5299	43,3775	39,1	4,2	2,0	1,3	78
4		42,5396	43,3780	6,2	4,4	2,3	0,4	14
5		42,5261	43,3791	7,6	2,6	1,7	0,6	13
6		42,5463	43,3807	1,4	1,7	1,6	2,7	2
7		42,5249	43,3805	4,8	3,4	2,3	2,1	11
8		42,5375	43,3801	39,5	14,3	5,1	1,4	200
9		42,5269	43,3816	2,8	2,9	2,1	3,2	6
10		42,5448	43,3821	5,2	2,9	2,5	2,1	13
11		42,5470	43,3852	10,3	3,3	2,3	2,3	24
1	Каяарты	42,9257	43,30014	1,5	1,3	0,3	0,4	1
2		42,9297	43,29882	2,7	2,3	0,7	0,5	2
3		42,9382	43,29939	1,8	1,4	0,8	0,9	1
4		42,9385	43,29804	9,3	4	1,4	1,2	13
5		42,9348	43,29131	1,3	0,9	0,5	0,5	1
6		42,9349	43,29076	3,1	1,7	0,7	0,1	2
1	Башкара	42,7179	43,2096	18,1	9	3,6	0,9	65
2		42,7219	43,2079	17,8	7	2,6	3,6	46
3		42,7262	43,2049	3,6	4	1,7	0,6	6
4		42,7271	43,2025	13,2	11	3,3	0,3	44
5		42,7278	43,1999	12,8	7	2,7	0,7	35
6		42,7201	43,1918	26,2	7	3,8	0,4	99
Среднее				*10,1*	*4,3*	*2,1*		*29*
Сумма				*242,4*				*700*

Ледник Каяарты. Анализ карты распределения толщины льда ледника Каяарты по состоянию на 2000 г. (см. рис. 2, *г*) показывает, что максимальная смоделированная толщина достигает 95 м и приурочена к средней части языка его орографически левой ветви, при этом правая ветвь почти в два раза тоньше (максимум – 45 м). Средняя толщина льда ледника составляет ~31 м, что при площади 2,6 км^2 даёт общий объём льда равный ~81 млн м^3. К 2018 г. площадь ледника сократилась до 2,31 км^2, но современными данными о толщине льда ледника (как модельными, так и прямыми) мы не располагаем, в том числе из-за отсутствия у нас современной ЦМР на данный район Кавказа. В рельефе ложа ледника обнаружено несколько небольших переуглублений (см. рис. 6, *а*), которые при соблюдении условий понижения их уровня на 10 м «исчезнут». Несмотря на это, мы приводим их на рис. 6 и в табл. 3. Крупнейшее по площади переуглубление на ложе этого ледника достигает 9,3 тыс. м^2, что при средней глубине 1,4 м (максимальная – 4 м) даёт объём 12,7 тыс. м^3. Остальные понижения со средней глубиной 0,6 м занимают площадь от 1,3 до 3,1 тыс. м^2, а объём их вместе взятых не превышает 2,2 тыс. м^3. Большинство этих переуглублений по своим размерам не выходят за пределы погрешностей. Для такого небольшого ледника использование грубой (30 м) ЦМР для реконструкции участков переуглублённого ложа не подходит, так как размер пиксела ЦМР и значительные погрешности, заложенные в карты толщины льда и рельефа коренного ложа, перекрывают плановые размеры и глубину искомых понижений.

Несмотря на совместное использование данных измерений толщины льда и расчёта подлёдного дренажа по гидравлическому потенциалу для определения переуглублений на ложе ледников, наш подход имеет ряд ограничений. Радиолокационные измерения, безусловно, содержат погрешности, которые подробно рассмотрены в работе [7]. Точность определения толщины льда

с использованием данного типа радара составляет от 4,2 м для незначительной толщины льда до 12,8 м для толщины свыше 240 м. Интерполяция измерений по сети разреженных профилей также содержит погрешности. Частично эта проблема решается нами путём исключения из рассмотрения переуглублений площадью менее 1000 м^2 и понижением их глубины на 10 м. Таким образом, расположение смоделированных переуглублений достаточно надёжно, в то время как такие параметры, как размер и глубина, должны интерпретироваться с осторожностью.

Обсуждение

Эльбрус. Реконструкция переуглублений на ложе ледников Джикиуганкез и Микельчиран по состоянию на 1957 г. приведена на рис. 7, *а*. Видно, что на месте исчезнувших к 2017 г. частей ледников из 12 смоделированных методом заполнения растра переуглублений семь предсказаны по гидравлическому потенциалу и им соответствуют семь существующих в настоящее время озёр. При этом шесть переуглублений на ложе ледника Джикиуганкез на 1957 г. в настоящее время не существуют в виде озёр, что может быть связано как с погрешностями ЦМР, так и с заполнением этих понижений ледниковыми наносами в процессе отступания края ледника. В то же время некоторые реально существовавшие озёра модель не отобразила. Так, озеро, прорвавшееся 11 августа 2006 г. [30], на рис. 7 не моделировалось как по поверхности 1957 г. в поле гидравлического потенциала при $f = 0$, так и путём заполнения растра ложа ледника. Как было показано в работе [31], котловина этого озера сформировалась в результате изменения положения гряды срединной морены на леднике. В 1957 г. эта гряда располагалась западнее от нынешнего положения на расстоянии нескольких сотен метров на месте будущего озера. Такая ситуация, однако, не говорит о некорректности модели. Прорыв озера произошёл через ледяной гребень, покрытый тонким слоем поверхностной морены. Ложе ледника не вскрылось при прорыве, поэтому озёрная котловина не являлась переуглублением ложа ледника.

Только одно переуглубление на ложе ледника Джикиуганкез, смоделированное по рельефу поверхности ледника 1957 г., не стало озером на исчезнувшей части ледника, хотя отражается в поле минимума гидравлического потенциала при $f = 1$ (см. рис. 7, *а*). В это переуглубление был направлен канал подледникового стока (не показан на рисунке), поэтому оно могло быть занесено флювиогляциальными наносами. Вероятно, это связано с тем, что данное озеро образовалось на поверхности свежей ледосодержащей морены. Факты полного и частичного заполнения озёрных котловин поступающими с ледника наносами отмечались в Приэльбрусье ранее [9].

Понижение поверхности ледников Эльбруса после 1957 г. [7, 28] отразилось на картине реконструированной дренажной сети. В 2017 г. по сравнению с 1957 г. (см. рис. 7) заметно изменились число и площадь замкнутых минимумов в поле гидравлического потенциала при $f = 1$ (при наличии ледника), соответствующих местам возможного скопления воды на ложе. Так, площадь вероятных озёр под ледником Большой Азау увеличилась в 3 раза (или на 67%) на фоне уменьшения толщины льда. С 1957 по 1997 г. поверхность этого ледника понизилась в среднем на 12,6 м, а ледника Джикиуганкез – на 21,9 м [28], а в период 1997–2017 гг. – на 13,5 и 21,5 м соответственно [7]. Но участки ледников, где были смоделированы вероятные подледниковые озёра, находятся в области абляции, где понижение поверхности было значительно выше средних значений за оба периода. Этот факт может объяснить возможное наличие современных подледниковых озёр, так как давления льда стало не хватать, чтобы выжимать всю воду, скапливающуюся в переуглублениях на ложе. На леднике Джикиуганкез, однако, число и площадь вероятных подледниковых озёр к 2017 г., наоборот, снизились в 3,5 раза (или на 74%) при уменьшении толщины льда. Все они оказались приурочены к краевой части современного ледника, где на ложе не обнаружены значительные переуглубления. При этом на освободившемся ото льда участке перед современным языком образовалось не менее девяти озёр с площадями 0,8–65 тыс. м^2, шесть из которых были предсказаны моделью именно в этих местах. В предполье ледника Микельчиран существует озеро площадью 9,1 тыс. м^2, на положение которого указывали данные модели по состоянию на 1957 г., как и современное озеро у языка ледника Малый Азау (см. рис. 7, *б*), которое меняет свои размеры от сезона к сезону.

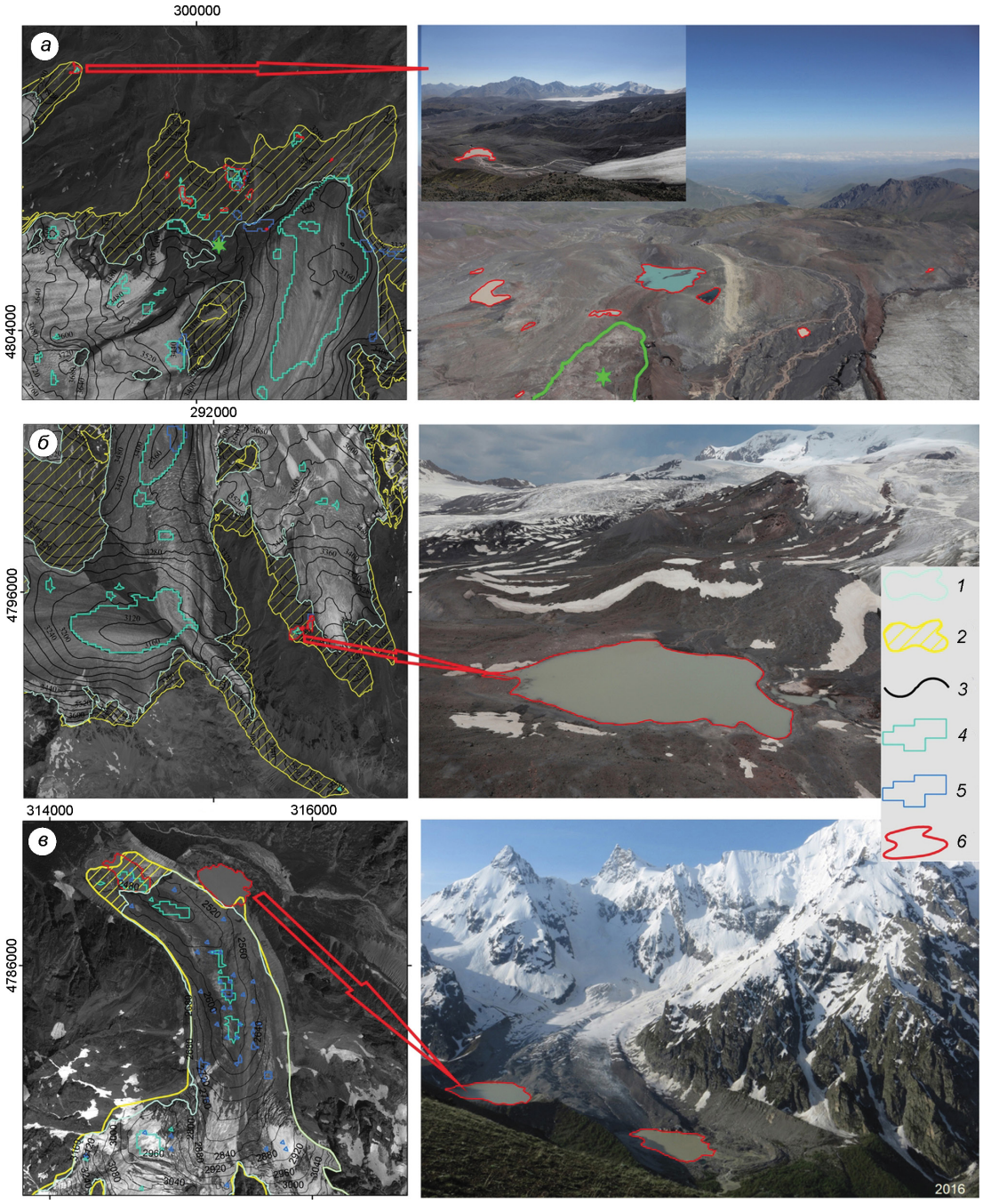


Рис. 7. Положение реконструированных переуглублений на ложе ледников: Микельчиран и Джикиуганкез (*а*), Большой и Малый Азау (1957 г.) (*б*), Башкара (2000 г.) (*в*).

1 – границы ледников в 2017 г.; *2* – исчезнувшие с 1957/2000 по 2017 г. части ледников; *3* – изогипсы коренного ложа ледников; *4* – переуглубления на ложе без ледников ($f = 0$); *5* – переуглубления на ложе при наличии ледников ($f = 1$); *6* – современные приледниковые озёра (выделены также на фотографиях). Зелёной звездой и контуром на фото (*а*) показано положение и примерный контур озера, прорвавшегося 11.08.2006 г. Прямоугольные координаты на картах пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 7. Position of reconstructed bedrock overdeepenings under glaciers: Mikelchiran and Djikiugankez (*a*); Bolshoy and Maliy Azau (1957) (*б*); Bashkara (2000) (*в*).

1 – glacier outlines in 2017; *2* – parts of glaciers that disappeared from 1957/2000 to 2017; *3* – contour lines of the glacier bedrock topography; *4* – bedrock overdeepenings without glaciers ($f = 0$); *5* – bedrock overdeepenings with glaciers ($f = 1$); *6* – modern glacier lakes (also highlighted on photographs). Green star and outline on (*a*) show lake that broke through on 11.08.2006. Rectangular coordinates on the maps are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

На формирование котловин озёр влияет не только коренной рельеф лавовых потоков, но и наложенный на него рельеф морен. Взаимодействие этих элементов рельефа, образование и разрушение морен может приводить к перестройке поверхностной гидрографической сети, что наблюдалось на северо-восточном склоне Эльбруса с 1950-х годов [32]. Плотины нескольких озёр на Эльбрусе образовались в результате кратковременного наступания ледников в 1990-х годах [10, 28]. Морены, сформированные в результате этого наступания, не могли быть предсказаны по модели ЦМР 1957 г.

Башкара. Модель показала высокий потенциал развития оз. Лапа ниже ледника Башкара в 2000 г. и отсутствие потенциала развития оз. Мизинчик [33], исчезнувшего в 2007 г. [9] (см. рис. 7). Существование крупного озера под языком ледника Башкара предполагалось в конце 1950-х годов. [34]. Современное оз. Лапа, котловина которого в середине XX в. находилась под языком ледника Башкара, реконструируется в поле гидравлического потенциала по состоянию на 2000 г., что подтверждает как возможность существования подлёдного озера в 1950-е годы, так и корректность модели.

Каяарты. Селевые потоки по р. Герхожан-Су в 2000, 2011 и 2017 гг. провоцировались различными по объёму водными импульсами от левого языка ледника Каяарты [35]. Об этом свидетельствует врез в моренных отложениях глубиной до 1,5 м, сформировавшийся в 2000 г. и идущий непосредственно от фронта ледника [36]. Предполагалось, что эти импульсы даёт прорыв внутриледниковых полостей, но однозначного вывода об их происхождении сделано не было [35]. Ситуация на леднике Каяарты в 2000 г. показывает наличие очень небольших понижений на ложе левого языка ледника. Их объём был недостаточен для формирования значимого прорывного паводка. Качество цифровой модели поверхности ледника Каяарты в 2000 г. – низкое, поэтому полностью исключить версию прорыва подледникового озера пока нельзя.

Селевой поток 2011 г. был вызван прорывом внутриледниковой полости или подледникового озера, расположенного в верхнем цирке ледника [37]. Модель демонстрирует два небольших понижения ложа ледника Каяарты в верхнем цирке (см. рис. 6, *а*), прорыв которых мог стать причиной селя 2011 г. Однако она не показывает канал стока из верхнего цирка к левому языку ледника, что, вероятно, объясняется качеством ЦМР и наличием ригеля, но отображает подледниковый канал стока на контакте с правобережной мореной (см. рис. 6, *б*). Именно по этому каналу в 2000 г. прошёл прорывной паводок, оставивший фрагменты селевых террас по контакту ледника с береговой мореной [36]. При отсутствии льда ($f = 0$) этот канал выражен хуже (см. рис. 6, *а*). Можно предположить, что по мере понижения поверхности языка ледника Каяарты роль этого канала снижалась и паводки, вызванные прорывом полостей по нему, становились менее значимы. На уменьшение объёма прорывов вод с ледника в 2011 и 2017 гг. по сравнению с 2000 г. указывалось и ранее. Судя по данным аэровизуального обследования, в 2017 г. селевой поток был вызван водным импульсом не только из боковой, но и из центральной зоны ледника [33]. Это также могло быть следствием ослабления роли правого подледникового канала и усиления роли центрального канала, происходящих в результате уменьшения толщины льда.

Заключение

На основе данных наземного и воздушного радиолокационного зондирования, а также использования глобальных моделей толщины льда [16] мы выявили участки возможного формирования озёр (замкнутые понижения на ложе) на коренном ложе ряда ледников Приэльбрусья. На основе реконструкции ложа ледников Большой Азау и Джикиуганкез по топографической карте 1957 г. проведена проверка метода. На месте исчезнувших к 2017 г. частей ледников из 13 смоделированных замкнутых углублений ложа семь были предсказаны по гидравлическому потенциалу и им соответствуют семь существующих в настоящее время озёр. Шесть замкнутых углублений на ложе ледника Джикиуганкез по состоянию на 1957 г. в настоящее время отсутствуют, что может быть связано как с погрешностями самой модели и исходной ЦМР, так и с заполнением озёр наносами. Ретроспективное моделирование ложа ледника Башкара по ЦМР 2000 г. отобразило потенциал роста оз. Лапа и отсутствие потенциала роста оз. Ми-

зинчик, позже заполненного наносами. Ретроспективное моделирование ложа ледника Каяарты по ЦМР 2000 г. не дало однозначного ответа о возможности прорыва подледникового озера как импульса к формированию катастрофического селя летом 2000 г.

Установлено, что при полном исчезновении ледников Большой Азау, Джикиуганкез и Башкара на их ложе может сформироваться не менее 11 новых озёр общей площадью около 1,7 км^2 и средней глубиной 8 м. При этом самые глубокие озёра окажутся в современной области абляции ледника Большой Азау в интервале высот 3100–3400 м. Самое крупное по площади (1 км^2) ледниковое озеро образуется на месте языка ледника Джикиуганкез, его максимальная глубина будет достигать 40 м при среднем значении 7,2 м.

В современных условиях под ледниками также возможно существование участков, заполненных водой. Как показало моделирование, такие участки есть на всех исследованных ледниках, но их число, а главное плановые размеры отличаются. Давление льда резко уменьшает площадь подледниковых озёр, переуглубления на ложе заполняются льдом, а вода может концентрироваться в них только при существенном снижении давления. Учитывая разрешение воздушной радиолокационной съёмки (ледники Большой Азау и Джикиуганкез), отсутствие радиолокационных данных для ледника Каяарты, ошибки ЦМР и погрешности при интерполяции толщины льда, приведённые оценки могут содержать неточности. Проведение детальной наземной радиолокационной съёмки позволит получить достоверные количественные данные и уточнить размеры вероятных озёр под ледниками Большой Азау, Джикиуганкез и Каяарты.

Благодарности. Статья подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-05-00520, картографические работы проводились в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004. Стереопара космических снимков SPOT-7 получена при помощи Геопортала МГУ имени М.В. Ломоносова. Стереопара и ЦМР Pléiades на 2017 г. были предоставлены Французским Космическим Агентством (CNES) в рамках программы по наблюдениям ледников из космоса с использованием спутников «Плеяды» (Pléiades Glacier Observatory). Авторы благодарны рецензентам М.Д. Докукину и Ю.Я. Мачерету за ценные конструктивные замечания, учёт которых позволил улучшить качество статьи.

Acknowledgments. This paper was prepared with the support of the Russian Foundation for Basic Research, project № 18-05-00520, cartographic work was funded within the State assignment scientific theme (№ 0148-2019-0004). The stereo pair of satellite images SPOT-7 was obtained using the Geoportal of Lomonosov Moscow State University. The 2017 Stereopair and Pléiades DEM were provided by the French Space Agency (CNES) as part of the Pléiades Glacier Observatory satellite program for observing glaciers from space. Authors thank M.D. Dokukin and Yu.Ya. Macheret for valuable constructive comments which significantly improved quality of the paper.

Литература

1. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
2. *Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A.* Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modeling // Natural Hazards Earth System Sciences. 2017. V. 17. P. 1837–1856. doi: org/10.5194/nhess-17-1837-2017.

References

1. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. The Cryosphere. 2018, 12: 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
2. *Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A.* Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modeling. Naural Hazards Earth System Sciences. 2017, 17: 1837–1856. doi: org/10.5194/nhess-17-1837-2017.
3. *Buckel Z.J., Otto J.-C., Prasicek G., Keuschnig M.* Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since

3. *Buckel Z.J., Otto J.-C., Prasicek G., Keuschnig M.* Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age // Global and Planetary Change. 2018. V. 164. P. 39–51. doi: org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.003.
4. *Флейшман С.М. Сели*. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с.
5. *Петраков Д.А.* Опасные гляциальные процессы и защита от них // Георискъ. 2010. № 2. С. 6–14.
6. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 81–94. doi: org/10.5194/tc-12-81-2018.
7. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. № 153. P. 1–16. doi: org/10.3389/feart.2019.00153.
8. *Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 432 с.
9. *Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B.* Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst // Natural Hazards. 2012. V. 61. № 3. P. 1293–1316.
10. *Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. № 56. № 4. С. 472–479. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479.
11. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М.* Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80. doi: org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80).
12. *Frey H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul A.* A multilevel strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010. V. 10. P. 339–352. doi: org/10.5194/nhess-10-339-2010.
13. *Huggel C., Kääb A., Haeberli W., Teysseire P., Paul F.* An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps // Canadian Geotechnical Journ. 2004. V. 41. № 6. P. 1068–1083. doi.org/10.1139/t04-053.
14. *Cook J., Oreskes N., Doran P.T., Anderegg W.R., Verheggen B., Maibach E.W., Nuccitelli D.* Consensus on consensus: A synthesis of consensus estimates on human-caused global warming // Environmental Research Letters. 2016. V. 11. 048002. doi: org/10.1088/1748-9326/11/4/048002.
15. *Linsbauer A., Frey H., Haeberli W., Machguth H., Azam M.F., Allen S.* Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya-Karakoram region // Annals of Glaciology. 2016. V. 57. № 71. P. 119–130. doi: org/10.3189/2016AoG71A627.

the Little Ice Age. Global and Planetary Change. 2018, 164: 39–51. doi: org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.003.
4. *Fleishman S.M. Seli.* Mudflows. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978: 312 p. [In Russian]
5. *Petrakov D.A.* Dangerous glacial processes and protection from them. *Georisk*. Georisk. 2010, 2: 6–14. [In Russian].
6. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018.
7. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. Frontiers in Earth Science. 2019, 7 (153): 1–16. doi: org /10.3389/feart.2019.00153.
8. *Panov V.D. Evolutsia sovremennogo oledeneniya Kavkaza.* Evolution of modern glaciation of Caucasus. SPb.: Hydrometeoizdat, 1993: 432 p. [In Russian].
9. *Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B.* Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. Natural Hazards. 2012, 61 (3): 1293–1316.
10. *Dokukin M.D., Khatkutov A.V.* Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics and outbursts. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 472–479. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479. [In Russian].
11. *Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Bekkiev M.Y., Viskhadzhieva K.S., Dokukin M.D., Kalov R.K., Kidyaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M.* The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2018, 22 (2): 70–80. doi: org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80). [In Russian].
12. *Frey H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul A.* A multilevel strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010, 10: 339–352. doi: org/10.5194/nhess-10-339-2010.
13. *Huggel C., Kääb A., Haeberli W., Teysseire P., Paul F.* An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journ. 2004, 41 (6): 1068–1083. doi: org/10.1139/t04-053.
14. *Cook J., Oreskes N., Doran P.T., Anderegg W.R., Verheggen B., Maibach E.W., Nuccitelli D.* Consensus on consensus: A synthesis of consensus estimates on human-caused global warming. Environmental Research Letters. 2016, 11: 048002. doi: org/10.1088/1748-9326/11/4/048002.
15. *Linsbauer A., Frey H., Haeberli W., Machguth H., Azam M.F., Allen S.* Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya-Karakoram region. Annals of Glaciology. 2016, 57 (71): 119–130. doi: org/10.3189/2016AoG71A627.
16. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus esti-

16. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth // Nature Geoscience. 2019. V. 12. P. 168–173. doi: 10.1038/s41561-019-0300-3.
17. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
18. *Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А., Попов Г.В.* Оценка объёма ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // Криосфера Земли. 2015. № 19. № 1. С. 78–88.
19. *Мачерет Ю.Я., Берикашвили В.Ш., Василенко Е.В., В.Г. Соколов.* Широкополосный импульсный радар для зондирования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и Системы. 2006. № 12. С. 2–8.
20. *Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. P. 1113–1118. doi: org/10.3189/002214311798843430.
21. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
22. *Martín-Español A., Vasilenko E., Navarro F., Otero J., Lapazaran J., Lavrentiev I., Machío F.* Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. № 64. P. 211–217. doi: org/10.3189/2013AoG64A109.
23. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: org/10.1017/jog.2016.93.
24. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 236. P. 1021–1029. doi: org/10.1017/jog.2016.94.
25. *Berthier E., Vincent C., Magnússon E., Gunnlaugsson P., Pitte P., Le Meur E., Masiokas M., Ruiz L., Pálsson F., Belart J.M.C., Wagnon P.* Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images // The Cryosphere. 2014. V. 8. P. 2275–2291. doi: org/10.5194/tc-8-2275-2014.
26. *Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R.* The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar // ISPRS Journ. of Photogrammety. 2003. V. 57. P. 241–262. doi: org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7.

mate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. Nature Geoscience. 2019, 12: 168–173. doi: 10.1038/s41561-019-0300-3.
17. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov.* Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Nauchnyi Mir, 2006: 389 p. [In Russian].
18. *Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Vasilenko E.V., Macheret Yu.Ya., Petrakov D.A., Popov G.V.* Estimation of the Greater Caucasus glaciers volume using radio-echo sounding data and modelling. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2015, 19 (1): 78–88. [In Russian].
19. *Macheret Yu.Ya., Berikashvili V.S., Vasilenko E.V., Sokolov V.G.* Broadband pulse radar for sounding glaciers with optical synchronization channel and digital signal processing. *Datchiki i Sistemy.* Sensors and Systems. 2006, 12: 2–8. [In Russian].
20. *Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. Journ. of Glaciology. 2011, 57: 1113–1118. doi: org/10.3189/002214311798843430
21. *Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y.* Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
22. *Martín-Español A., Vasilenko E., Navarro F., Otero J., Lapazaran J., Lavrentiev I., Machío F.* Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard. Annals of Glaciology. 2013, 54 (64): 211–217. doi: org/10.3189/2013AoG64A109.
23. *Lapazaran J.J. Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: org/10.1017/jog.2016.93.
24. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1021–1029. doi: org/10.1017/jog.2016.94.
25. *Berthier E., Vincent C., Magnússon E., Gunnlaugsson P., Pitte P., Le Meur E., Masiokas M., Ruiz L., Pálsson F., Belart J.M.C., Wagnon P.* Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. The Cryosphere. 2014, 8: 2275–2291. doi: org/10.5194/tc-8-2275-2014.
26. *Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R.* The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journ. of Photogrammety. 2003, 57: 241–262. doi: org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7.
27. *Berthier E., Arnaud Y., Vincent C., Rémy F.* Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes.

27. *Berthier E., Arnaud Y., Vincent C., Rémy F.* Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes // Geophys. Research Letters. 2016. V. 33. L08502. doi: org/10.1029/2006GL025862.
28. *Золотарёв Е.А.* Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 238 с.
29. *Copland L., Sharp M.* Radio-echo sounding determination of polythermal glacier hydrology // Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. 2000. SPIE Proc. 4084. P. 59–64.
30. *Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Krylenko I.N., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. Eds.: Chen C.-L., Major J. // Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Millpress, Rotterdam. 2007. P. 703–714.
31. *Багов А.М., Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Толстель С.В.* О динамике ледников и приледниковых озёр в верховьях р. Бирджалысу и о возможном варианте селезащиты курорта «Джилысу» (северо-восточный склон Эльбруса) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. Междунар. конф. Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008 г. С. 293–296.
32. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В.* О перестройке гидрографической сети северо-восточного подножия Эльбруса // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 22–30. doi: org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30.
33. *Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А.* Новые селеопасные озёра у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // МГИ. 2003. Т. 95. С. 153–160.
34. *Дубинский Г.П., Снегур И.П.* Физико-географические особенности верховьев р. Баксан и метеорологические наблюдения на леднике Башкара // Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ). Т. III. Харьков: изд. Харьковского ун-та, 1961. С. 215–285.
35. *Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Богаченко Е.М., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Хаджиев М.М.* Селевые потоки 14–15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия // Геориск. 2018. Т. 12. № 3. С. 82–94.
36. *Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 184 с.
37. *Докукин М.Д., Черноморец С.С., Сейнова И.Б., Богаченко Е.М., Савернюк Е.А., Тутубалина О.В., Дробышев В.Н., Феоктистова И.Г., Михайлов В.О., Колычев А.Г.* О селях 2011 года на северном склоне Центрального Кавказа // Геориск. 2013. № 2. С. 30–40.

Geophys. Research Letters. 2016, 33: L08502. doi: org/10.1029/2006GL025862.
28 *Zolotarev E.A. Evolutsiya oledeneniya Elbrusa*. Evolution of Elbrus Glaciation. Moscow: Nauchnyi Mir, 2009: 238 p. [In Russian].
29. *Copland L., Sharp M.* Radio-echo sounding determination of polythermal glacier hydrology. Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. 2000, SPIE Proc. 4084: 59–64.
30. *Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Krylenko I.N., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. Eds.: Chen C.-L., Major J. Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Millpress, Rotterdam. 2007: 703–714.
31. *Bagov A.M., Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Tolstel S.V.* Dynamics of glaciers and proglacial lakes in the headwaters of Birdzhalysu River and a possible design for protection against debris flows in the Dzhilysu resort (north-east flank of Mt. Elbrus). *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita. Trudy Mezhdunarodnoy konferentsii.* Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection. Proc. of the Intern. Conf. Pyatigorsk, Russia, 22–29 September 2008: 293–296. [In Russian].
32. *Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V.* On the restructuring of drainage network of the base of mount Elbrus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 2 (118): 22–30. doi: org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30. [In Russian].
33. *Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A.* New mudflow-hazardous lakes at the margin of Bashkara Glacier, Central Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 153–160. [In Russian].
34. *Dubinsky G.P., Snegur I.P.* Physical geography features of the upper Baksan River valley and meteorological observations at Bashkara Glacier. *Materialy Kavkazskoy ekspeditsii (po programme MGG)*. Data of the Caucasian Expedition within the International Geophysical Year framework. T. 3. Kharkov: Izdatelstvo Kharkovskogo Universiteta, 1961: 215–285. [In Russian].
35. *Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Bogachenko E.M., Kalov R.K., Savernyuk E.A., Khadjiev M.M.* Debris flows 14 and 15 August, 2017 in the basin of Gerkhozhan-Su river (Central Caucasus): conditions and causes of formation, dynamics, consequences. *Georisk*. Georisk. 2018, 12 (3): 82–94. [In Russian].
36. *Chernomorets S.S. Selevye ochagi do i posle katastrof.* Origination sites of debris flow disasters: before and after. Moscow: Nauchniy Mir, 2005: 184 p. [In Russian].
37. *Dokukin M.D., Chernomorets S.S., Seinova I.B., Bogachenko E.M., Savernyuk E.A., Tutubalina O.V., Drobyshev V.N., Feoktistova I.G., Mikhailov V.O., Kolychev A.G.* The 2011 debris flows on the northern slope of Central Caucasus. *Georisk*. Georisk. 2013, 2: 82–94. [In Russian].

УДК 551.435.644:551.324 doi: 10.31857/S2076673420030045

Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы

© 2020 г. М.Д. Докукин[1*], М.Ю. Беккиев[1], Р.Х. Калов[1], С.С. Черноморец[2], Е.А. Савернюк[2]

[1]Высокогорный геофизический институт Росгидромета, Нальчик, Россия;
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*inrush@bk.ru

Activation of rock avalanches in the Central Caucasus and their impact on the dynamics of glaciers and debris flows

M.D. Dokukin[1*], M.Yu. Bekkiev[1], R.Kh. Kalov[1], S.S. Chernomorets[2], E.A. Savernyuk[2]

[1]High Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia;
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*inrush@bk.ru

Received March 21, 2020 / Revised April 5, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***debris flow, glacial lake outburst flood, glacier collapse, glacier surge, ice-rock avalanche, rock slope failure.***

Summary

We analyzed multi-time satellite images of the Central Caucasus glacial zone and interpreted more than thirty rock avalanche events in the 21st century with a total damage area of more than 25 km^2 (including the collapse zone of the Kolka Glacier disaster). The highest rock and rock-ice avalanche activity is detected in the section of The Greater Caucasus range (northern and southern slopes) with a length of about 20 km between the Bashkara and Kulaktau peaks (16 rock avalanches) and in the section of the Kazbek-Dzhimaray Massif (series of rock avalanches to the surface of Kolka, Suatisi and Devdoraki glaciers). The feature of the rock and ice-rock avalanches is the large runout distance. For 12 events (about 40%) the distance was more than 2000 m. One ice-rock avalanche from the Mount Kazbek (excluding the Kolka Glacier disaster in 2002) reached the runout distance more than 10 km. In some areas, the rock avalanches occurred several times. In particular, a large number of avalanches were in the cirque of the Kolka Glacier; the last of them at the end of 2019. Thrice шт each case, rock avalanches originated from Mount Bashkara, in the cirques of the Murkvam Glacier, the East Shtulu Glacier, and the Devdoraki Glacier. Ice and rock avalanches were the initial stage of the complex process of the Kolka Glacier disaster and following catastrophic glacial debris flow in the Genaldon/Gizeldon River valley in 2002. Also, they were causes of glacier surges, formation of dammed lakes, and debris flows. As a result of the collapse of the hanging glacier and bedrock, the former right tributary of the Kolka Glacier surged to 200 m in 2006. Ice-rock avalanche from Mount Kazbek in 2014 load up the former right tributary of the Devdoraki Glacier and caused its advancing in 2015–2019, at a distance of more than 400 m. The avalanches caused catastrophic debris flows in the Amilishka/Kabakhi River valley in 2014, the Mestiachala River valley in 2019. Rock avalanches can cause outbursts of lakes and debris flows. Two dammed lakes formed as a result of the rock avalanche from the cirque above the Seri Glacier in the Tviberi River valley of the in May 2016. The lakes (total area was more than 0.05 km^2) have outburst at the end of August 2017 after heavy rains. Rock avalanches of the 20th century led to an abrupt deceleration in the retreat of the Yusengi, Bartuytsete, East Shtulu and Mosota glaciers. The formation of rock avalanches in the 21st century took place at high altitudes (an average of about 3900 m). Possibly, the reason was associated with an increase of the «0» isotherm and of the high border of the zone of intense frost weathering due to climate warming. Some rock avalanches in the section of the Kazbek-Dzhimarai Massif have been caused by endogenous factors (seismicity and volcanism).

Citation: Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A. Activation of rock avalanches in the Central Caucasus and their impact on the dynamics of glaciers and debris flows. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 361–378. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030045.

Поступила 21 марта 2020 г. / После доработки 5 апреля 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***ледово-каменная лавина, обвал, подвижка ледника, прорыв озера, селевой поток, сход ледника.***

На основе анализа разновременных космических снимков приведены данные о 32 обвалах в ледниковой зоне Центрального Кавказа в XXI в. Половина из них сосредоточена на участке северного и южного склонов Главного Кавказского хребта восточнее горы Башкара. Отмечена высокая активность обвалов в 2019 г., показано влияние обвалов на динамику ледников и селевые процессы.

Введение

Обвалы в горах происходят как в результате землетрясений или вулканической активности, так и без их влияния. Негативные последствия от обвалов бывают столь велики, что создают чрезвычайные ситуации на территории целых регионов. Обвалы в узких ущельях приводят к формированию подпрудных озёр с объёмами воды в несколько миллионов кубических метров, прорыв которых вызывает разрушительные паводки и бедствия на расстоянии до 400 км от места обвала [1]. Активизация склоновых процессов в горах происходит повсеместно. Причина этого – изменения климата. Подобные процессы наблюдаются в разных районах мира: в Перу – в 2020 г. [2], в Канаде – в 2019 г. [3], в Чили – в 2018 г. [4], в Швейцарии и Непале – в 2017 г. [5, 6], в Новой Зеландии – в 2013 г. [7]. Нередко обвалы приводят к селевым потокам и прорывам озёр [2, 4–6, 8]. В Альпах каталогизировано более 550 случаев обвалов, а также уже составлены базы данных [9]. В настоящей статье мы даём оценку активности обвалов в горах Кавказа.

В 2015 г. по материалам маршрутных обследований и дешифрирования космоснимков на Кавказе зафиксировано 25 случаев обвалов на территории от Карачаево-Черкесии до Республики Дагестан [10]. В дальнейшем работа была продолжена. В 2019 г. данные об активности обвалов на Западном Кавказе были обобщены [11]: всего выявлено 12 обвалов, из которых три обвала зафиксированы в цирке ледника Джаловчат в верховьях р. Аксаут. В апреле 2019 г. обнаружен и обследован обвал в долине р. Адыл-Су [12]. Анализ современных космических снимков позволил установить на Центральном Кавказе более 30 случаев обвалов, а всего на Кавказе зафиксировано более 50 обвалов в ледниковой зоне.

В настоящей работе рассматриваются в основном каменные и ледово-каменные лавины (rock avalanches, ice-rock avalanches), материал которых, обрушившийся со склонов, не отлагался у их подножий, а проносился дальше на значительное расстояние, т.е. движение обломков – это не только падение, но и лавина, и поток. Для катастрофического схода ледника Колка в работе [13] применён термин *ледяная лавина* (ice avalanche). В работе [5] при описании обвала с горы Пиццо Ченгало (Швейцария) последовательно применяют термины «rock slope failure» (обрушение горного склона) и «rock avalanche» (каменная лавина), как для двух фаз процесса, который далее трансформировался в селевой поток. В работе [14] использован термин «rock-snow-ice avalanches» (каменно-снежно-ледовые лавины). В русской литературе с первой половины XIX в. применяется термин «обвал» [15], а употребление термина «лавина» относится главным образом к описанию снежных лавин. Учитывая это, в дальнейшем авторы статьи будут называть эти события также единым, более общим термином «обвал».

Материалы и методы

В настоящей статье авторы использовали космические снимки различных Интернет-ресурсов: Google Earth, Bing Maps, Yandex, ESRI, Геопортал Роскосмоса. Использованы космические снимки, любезно предоставленные Инженерно-технологическим центром «СканЭкс», Геопорталом МГУ и Научно-исследовательским центром «Планета», а также приобретённые при выполнении договорных работ (SPOT 5 разрешением 2,5 м, IRS 1D разрешением 5,8 м, Канопус В1 разрешением 2,1 м). Применяли и наземные фотографии маршрутных обследований. С сайта https://landsatlook.usgs.gov/viewer.html получены космоснимки Landsat 5 (разрешением 30 м). На сайте https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/ просматривали большое число космических снимков Sentinel 2A (разрешением 10 м) за период 2015–2019 гг., а также Landsat 8 разрешением 30 м за период 2013–2019 гг. на территорию Центрального Кавказа (северный и южный склоны). Они сравнивались с космическими снимками детального разрешения, число которых в сети Интернет ограничено. Визуально определяли следы обвалов – зоны отрыва, зоны транзита и отложений – как на поверхности ледников, так и на участках речных долин. Последовательно просматривали космические снимки с выявленными следами обвалов и определяли интервал времени между датой снимка со следами обвала и ближайшей датой снимка, на котором следов обвала не было. Затем фрагменты космоснимков загружались в формате TIFF (32-bit float) в системе координат WGS84 проек-

ции UTM и таким образом формировалась база растровых данных для работы в GIS-программе.

Для более уверенного определения зоны отрыва обвала и даты обвала на снимках с наличием снежного покрова и на участках замореннных поверхностей ледников, а также границ зоны поражения проводился просмотр фрагментов космоснимков разных дат в режиме GIF-анимации. Такие GIF-анимации есть в социальной сети Твиттер на странице https://twitter.com/inrushmd. На космоснимках с более чёткими контурами обвалов строились векторные слои и автоматически подсчитывались площади зон поражения. Погрешности площади для разных по размерам контуров на снимках Sentinel 2A составляли: при площади 1 км^2 и периметре 9 км – около 4–5%; при площади 30 тыс. м^2 и периметре 1000 м – около 15–16%. Параметры высот зон отрыва и зон отложения определялись по модели SRTM (http://srtm.csi.cgiar.org). Для оценки параметров отступания ледников использованы аэрофотоснимки 1957–1960 гг., которые сканировали и привязывали по опорным точкам к космоснимкам Sentinel 2A.

Результаты исследований

В результате дешифрирования и измерений на космических снимках получены данные о числе и параметрах обвалов на территории ледниковой зоны Центрального Кавказа (таблица). Номера ледников в таблице соответствуют Каталогам [16–20] и Каталогу ледников К.И. Подозёрского (даны в скобках курсивом) [21]. Несмотря на то, что обвалы на леднике Суатиси произошли в конце XX в., они включены в таблицу (№ 28 и 29) из-за значительной площади покрытия поверхности ледника и близкого расположения к крупнейшим обвалам XXI в. Процесс схода ледника Колка был инициирован многочисленными обвалами скальных пород и льда и был продолжением этих процессов. Поэтому данные о параметрах схода ледника и зоны поражения также включены в таблицу (№ 25а). В результате исследования на территории Кавказа в XXI в. обнаружено более 50 обвалов, часть которых ранее была рассмотрена в работе [11]. Обвалы распространены неравномерно. Наибольшая активность обвалов (16) отмечена на участке Главного Кавказского хребта (северный и южный склоны) площадью всего около 160 км^2.

Обвалы на участке Главного хребта к востоку от горы Башкара. На рис. 1 показаны участки поражения обвальными процессами в период с 2000 по 2019 г. В пределах одной зоны поражения в отдельных местах в разное время происходило несколько обвалов, например, № 1 и 2, 5 и 6, 13–15. Из 32 рассматриваемых событий даты или периоды обвалов известны только для 14 (44% общего числа). Пять из них произошли в летнее время (июнь-август), девять – в холодный период года. Три обвала установлено на склонах горы Башкара в 2018 и 2019 гг. На рис. 2 показаны фрагменты космических снимков с контурами зон поражения обвалов и фотография участка обвала, сделанная 30 апреля 2019 г. во время наземного обследования. В работе [12] даны характеристики зоны отрыва, транзита и аккумуляции обвала 24 апреля 2019 г., а также обвала 2018 г. Обвал 24 апреля произошёл в условиях отрицательных температур воздуха и имел признаки снежно-ледово-каменной лавины с несколькими языками отложений во фронтальной зоне, окаймлёнными валами из снега. Такая же особенность отложений отмечена у обвала 21.01.2013 г. с горы Хааст (3114 м) в Новой Зеландии [7], но отличие состояло в том, что обвал в Новой Зеландии произошёл в летнее время через 10 дней после ливня, когда выпало 383 мм осадков.

Отметим, что 21 марта 2019 г. на расстоянии всего 3,5 км от места отрыва обвала на горе Башкаре произошёл обвал в западном цирке ледника Лекзири (№ 12, см. таблицу и рис. 1), который зафиксирован на космоснимке Sentinel 2A с ещё не рассеявшейся пылью в воздухе (https://twitter.com/inrushmd/status/1156250014034911232). Обвалы в этом месте были и в июне, и в июле (в таблицу они не внесены из-за сложности проведения их границ), а небольшой обвал наблюдался за два дня до основного. Обвал с горы Башкара повторился в конце октября – начале ноября 2019 г., но уже в сторону Грузии – отложился в северном цирке ледника Лекзыр (№ 11, см. таблицу и рис. 1).

Три обвала в цирке ледника Мурквами происходили: на рубеже 2011–2012 гг.; 25 июля 2019 г. (https://twitter.com/inrushmd/status/1159681328297709568) и в период 10–11 октября 2019 г. (№ 13–15, см. таблицу и рис. 1). Наибольший из обвалов имел дальность выброса более 4500 м, а площадь зоны

Характеристики обвалов на Центральном Кавказе

Номер п/п	Ледник и его номер	Долина реки (бассейн реки)	Координаты зоны отрыва с.ш./в.д.	Площадь зоны поражения, тыс. м^2	Абсолютная отметка точки отрыва, м	Средний угол наклона пути, градусы	Дальность выброса с учётом наклона, м	Дата события или период, в который оно произошло
1	Башкара 59 (*504*)* [17]**	Адыл-Су (Баксан)	43°10'45,11"/42°44'24,24"	82	4150	45,3	1350	12.07.–13.08.2018 г.
2			43°10'45,11"/42°44'24,24"	930	4162	25,4	3500	24.04.2019 г.
3	Джанкуат 62 *(503)* [17]	Джанкуат (Адыл-Су, Баксан)	43°11'18,06"/42°46'02,12"	86	3550	22,1	1040	Июнь 2003 г.
4	Башиль Северный 11 (*475а*) [18]	Башиль–Аузу-Су (Чегем)	43°12'04,50"/42°52'10,11"	55	4000	28,5	800	7.07.–9.07.2019 г.
5	Башиль Северный 15 (*475б*) [18]		43°09'54,46"/42°55'37,59"	24	3560	40,8	900	2013 г.
6			43°09'52,16"/42°55'37,42"	61	3600	33,0	970	2015 г.
7			43°09'50,55"/42°55'44,16"	74	3650	33,9	1075	2017 г.
8	Болдошке 18 (*477*) [18]	Болдошке (Башиль-Аузу-Су, Чегем)	43°09'58,22"/42°57'17,15"	115	3720	16,4	1055	12.12.–26.12.2017 г.
9			43°09'51,46"/42°58'25,90"	157	3735	24,9	2540	2000 г.
10	Кулак-Чегемсчимар (Верхний Кулак) 22 (*462б*) [18]	Кулак-Су (Гара–Аузу-Су, Чегем)	43°07'44,65"/42°55'28,54"	202	3790	24,9	1215	2011 г.
11	Лекзири 247 (*234б*) [21]	Местиачала (Мулхура, Ингури)	43°10'45,11"/42°44'24,24"	504	4162	22,5	2250	27.10.–04.11.2019 г.
12			43°08'48,64"/42°43'54,67"	570	3320	19,7	2020	21.03.2019 г.
13	Мурквами 254 (*237б*) [21]	Мурквами (Местиачала, Мулхура, Ингури)	43°06'38,92"/42°47'50,49"	93	3100	31,2	1565	2011–2012 гг.
14			43°06'32,63"/42°48'06,18"	1370	3400	20,8	4520	25.07.2019 г.
15			43°06'31,85"/42°48'11,56"	28	3420	36,2	820	10.10.–11.10.2019 г.
16	Сери 262 (*241в*) [21]	Твибери (Мулхура, Ингури)	43°06'38,23"/42°50'59,13"	427	3100	22,2	2115	23.04.–03.05.2016 г.
17	Восточный Штулу 119 *(412)* [18]	Кара-Су (Черек Балкарский)	42°54'25,36"/43°23'06,31"	146	3700	30,3	1565	2006–2009 гг.
18			42°53'56,17"/43°23'31,34"	105	3800	27,2	1575	2016 г.
19			42°54'38,94"/43°23'58,38"	80	3320	24,5	1010	2015 г.
20	Ледник Четырёх 4 *(327)* [19]	Цеядон (Ардон)	42°47'10,27"/43°49'38,38"	437	3800	29,1	2500	2008–2011 гг.
21	Цейский 2 *(325)* [19]		42°44'20,80"/43°50'41,57"	290	4050	31,8	1955	2008–2011 гг.
22	Сказка 5 *(324)* [19]		42°44'52,38"/43°53'49,52"	94	3800	35,9	1310	2008–2011 гг.
23	Козицете 18 *(317)* [19]	Козидон (Мамихдон)	42°37'50,07"/43°43'41,19"	44	3330	30,6	550	2010–2014 гг.
24	Ледник 19 *(269)* [19]		42°37'04,20"/43°45'11,62"	154	3290	25,9	1500	2008 г.
25	Колка 39 *(248а)* [20]	Геналдон (Гизельдон)	42°43'21,80"/44°25'13,08"	1100	4200	24,6	2150	До 19.08.2002 г.
25а			42°43'11,91"/44°25'21,52"	12276	4450	9,0	20830	20.09.2002 г.
26			42°43'11,91"/44°25'21,52"	748	4450	21,6	3720	17.10.–19.10.2002 г.
27			42°43'14,58"/44°26'04,18"	366	4130	28,4	2120	28.11.–06.12.2019 г.
28	Суатиси 62 (*231*) [20]	Суатисидон (Терек)	42°42'24,59"/44°28'22,10"	392	4250	19.4	1650	1991 г.
29			42°42'22,61"/44°28'28,13"	1860	4400	17,5	3430	07.02.–02.08.1993 г.
30	Девдорак 48 *(241)* [20]	Амилишка (Кабахи, Терек)	42°42'18,22"/44°31'34,35"	730	4180	29,1	3000	2010 г.
31			42°42'07,26"/44°31'26,47"	3727	4500	16,3	11300	17.05.2014 г.
32			42°42'10,65"/44°32'20,84"	128	4045	33,2	870	09.06.–16.06.2019 г.
Средние значения параметров без учёта процесса схода ледника Колка				489,6	3924,6	27,4	2192	

*Номер ледника по Каталогу К.И. Подозерского [21]. **Ссылка на соответствующий Каталог ледников из списка литературы.

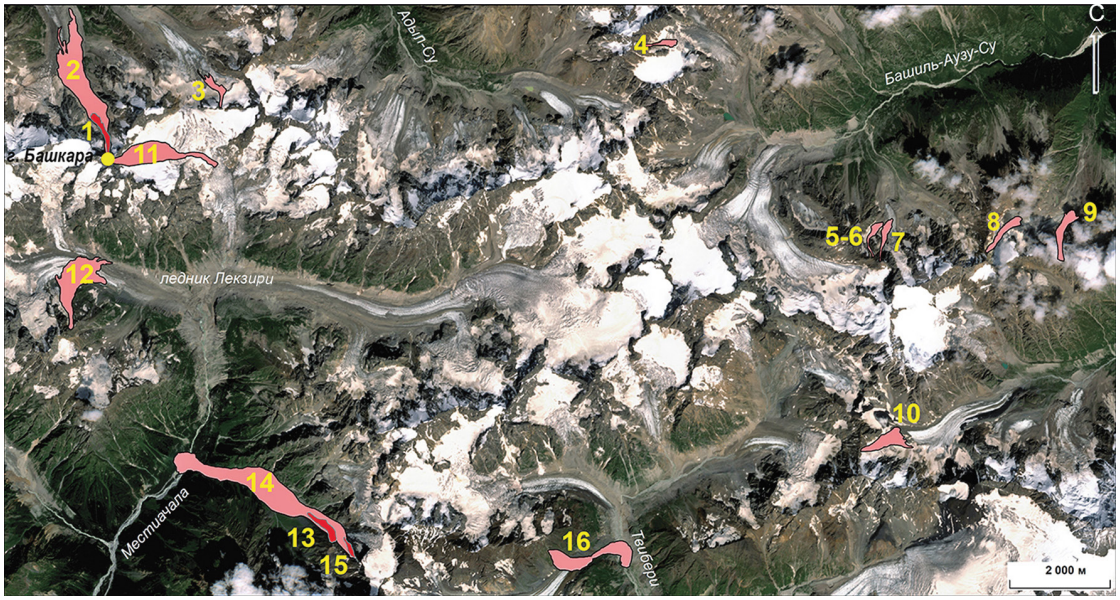


Рис. 1. Обвалы на северном и южном склонах Главного Кавказского хребта на участке к востоку от горы Башкара. Контуры с розовой и красной заливкой показывают зоны поражения обвальными процессами. Номера обвалов соответствуют таблице. Подложка – космоснимок Sentinel 2A 08.08.2019 г.

Fig. 1. Rock avalanches on the northern and southern slopes of the Greater Caucasus Range at the section to the east of Mt. Bashkara.

Outlines with pink and red fills show the areas affected by rock avalanche. The numbers of rock avalanches correspond to Table. Background: Sentinel 2A satellite image 08.08.2019

поражения 1,37 км^2. Несмотря на то, что массы обвала с цирка этого ледника отложились в долине р. Местиачала, подпрудного озера на космоснимках зафиксировано не было в отличие от обвала из цирка ледника Сери в мае 2016 г. (№ 16, см. таблицу и рис. 1), в результате которого в долине р. Твибери появилось два озера, просуществовавших более года (https://twitter.com/inrushmd/status/999363888738111488).

Обвалы на склонах Казбекско-Джимарайского массива. На рис. 3 показано расположение участков обвалов в цирках ледников Колка (№ 25–27), Девдорак (№ 30–32) и Суатиси (№ 28, 29). Первый по времени из указанных обвалов зафиксирован на космоснимках Landsat 7 за 1991 г. на леднике Суатиси со склона горы Майлихох. В 1993 г. с этого же места произошёл значительный обвал, массы которого обошли с двух сторон скальный выступ (абсолютная высота 3857 м). В общую площадь поражения скальный выступ не включён. За период 1993–2019 гг. край отложений обвала сместился с ледником вниз на расстояние от 500 м (правая лопасть) до 600 м (левая лопасть). При этом сам край ледника отступил на этом участке на 270 м. Верхний левый край зоны отложений за период с 1993 по 1998 г. прошёл расстояние около 600 м и спустился на склон долины р. Мнаисидон. По-видимому (разрешение космоснимков не позволило оценить этот процесс подробно), это была подвижка перегруженного отложениями потока льда ледника Суатиси.

Обвалы в цирке ледника Колка. Наибольшую активность обвалов в XXI в. проявлял цирк ледника Колка. В работе [22] показано, что значительные обвалы льда и коренных пород происходили в июле и августе 2002 г. Это подтверждается космоснимком Landsat 7 от 19.08.2002 г., где отчётливо видны обвальные отложения, которые преодолели высокую гряду левой береговой морены. Следовательно, в результате обвалов уже в августе в тыловой части поверхность ледника Колка сравнялась с уровнем левой береговой морены. Зона поражения предкатастрофических обвалов в цирке ледника Колка (см. рис. 3, № 25) определена авторами по космоснимку Landsat 7 от 19 августа 2002 – 1,1 км^2. Это больше, чем в работе [23], так как в неё были включены участки зоны транзита обвальных масс. Ширина зоны отрыва масс коренных пород и

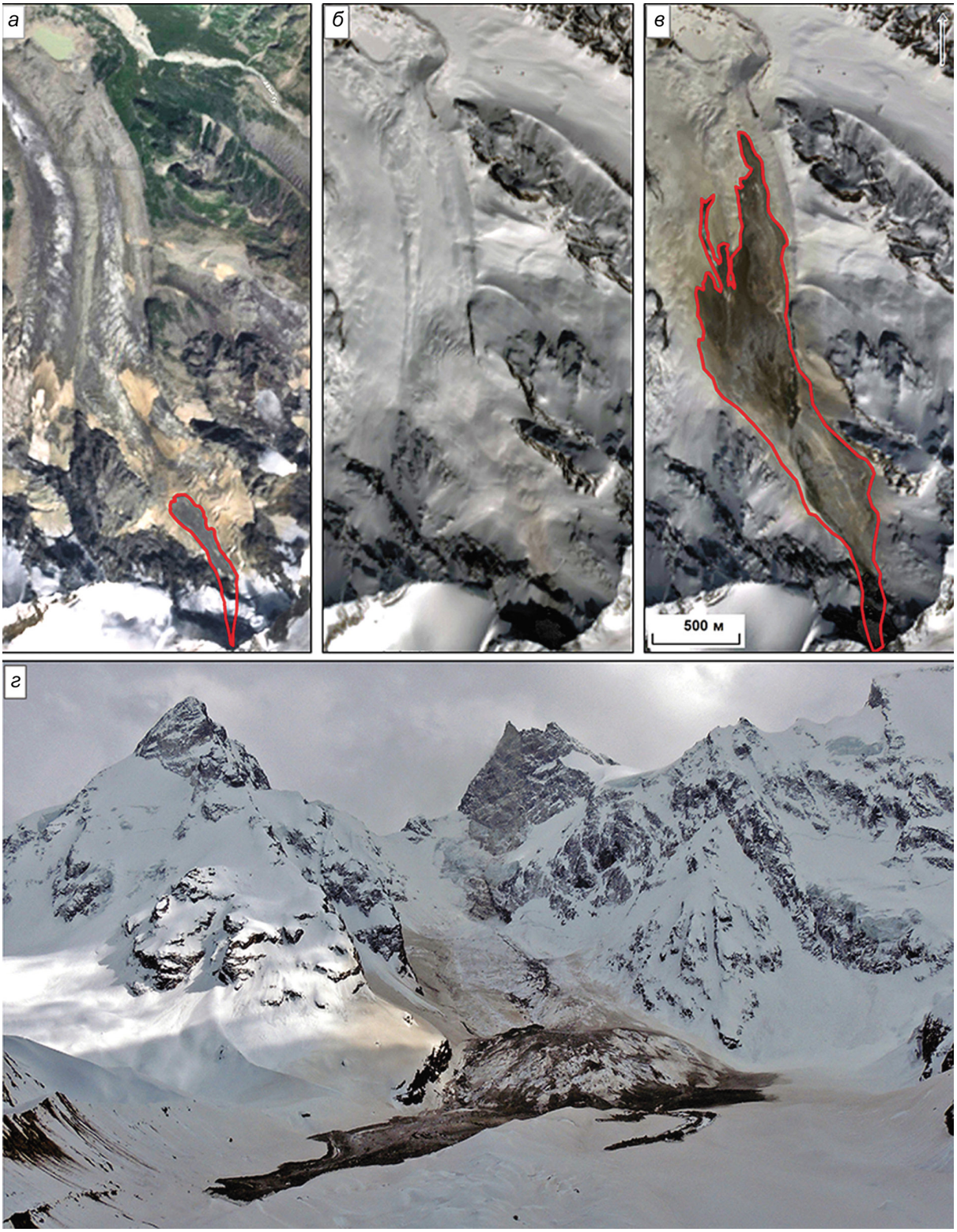


Рис. 2. Обвалы с горы Башкара в 2018 и 2019 гг.:
Космоснимки Sentinel 2A: *а* – 13.08.2018 г.; *б* – 23.04.2019 г.; *в* – 25.04.2019 г. (красная линия – контуры зон поражения обвалами); *г* – фото М.Д. Докукина 30.04.2019 г.

Fig. 2. Rock avalanches from Mt. Bashkara in 2018 and 2019.
Sentinel 2A images: *а* – 13.08.2018; *б* – 23.04.2019; *в* – 25.04.2019 (the red line is the outline of the areas affected by rock avalanches); *г* – ground photo by M.D. Dokukin 30.04.2019

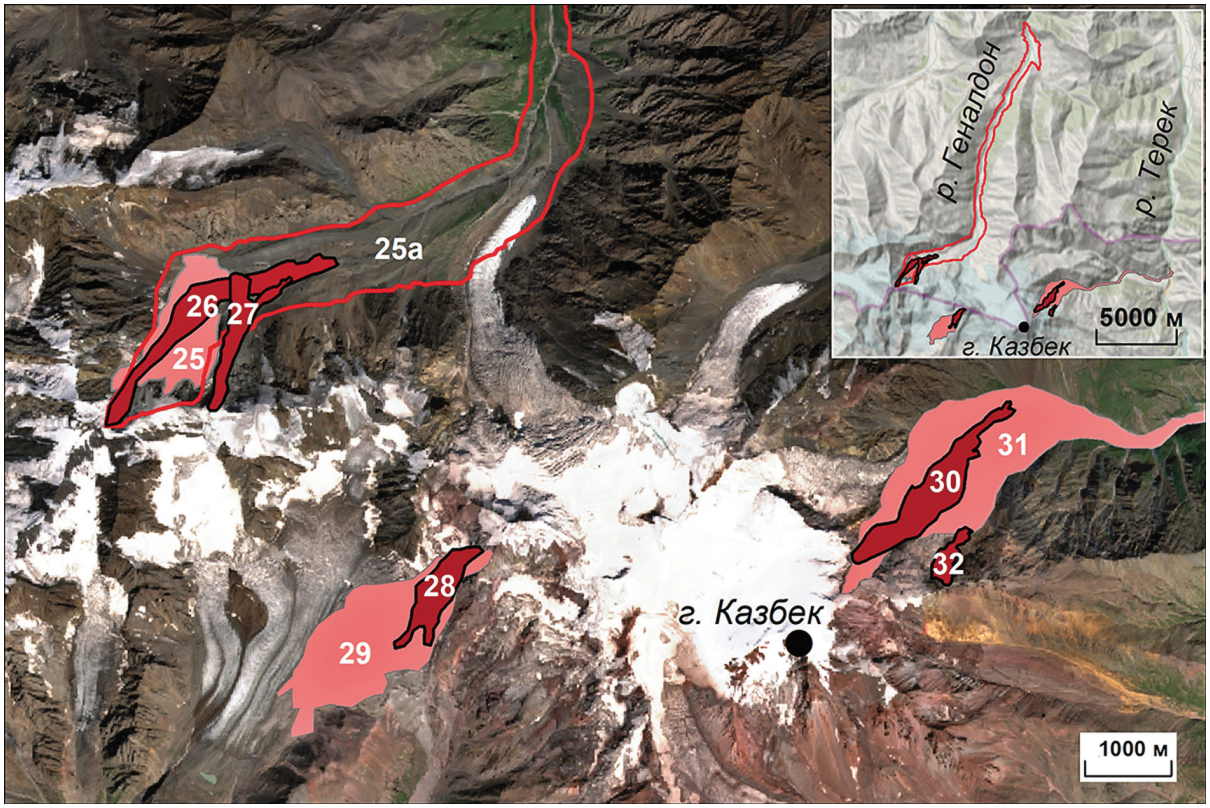


Рис. 3. Обвалы на участке Казбекско-Джимарайского горного массива.
Контурами с розовой и красной заливкой показаны зоны поражения обвальными процессами. Номера обвалов соответствуют таблице. Подложка – космоснимок Sentinel 2A 23.08.2019 г. и фрагмент карты Open Street Map
Fig. 3. Rock avalanches at the Kazbek-Dzhimaray mountain range.
Outlines with pink and red fills show the areas affected by rock avalanches. The numbers of rock avalanches correspond to table. Background: Sentinel 2A satellite image 23.08.2019 and Open Street Map fragment

льда составила 1,2 км. В дальнейшем, вплоть до катастрофы 20 сентября 2002 г., обвалы продолжались. Суммарный объём отложенных масс обвалов перед сходом ледника Колка в работе [24] оценивается максимально в 60 млн м^3; в работе [25] объём обрушившихся масс висячих ледников составил 18 млн м^3, в работе [26] объём обрушившихся масс висячих ледников и коренных пород – 18,5–27 млн м^3. В результате обвалов масса ледника увеличилась более чем на 10% [23]. Это намного превышает объёмы зафиксированных единичных обвалов, которые продолжались после схода ледника Колка.

В работе [10] приводятся данные об обвале, произошедшем 17–19 октября 2002 г. На снимке с МКС 17 октября обвала ещё не было. В таблице и на рис. 3 – это обвал № 27. Его площадь поражения – 748 тыс. м^2, дальность выброса – более 3700 м. Особенность данного обвала – необычный рельеф отложений с высотой холмов от 2 до 7 м. Такие холмы получили название «муравьиные кучи», но генезис их во многих работах считался неясным [23, 27, 28]. В результате сравнения космоснимков 25 сентября, 17 и 19 октября был сделан вывод, что «муравьиные кучи» – это отложения обвала [10].

В ходе изучения процесса восстановления ледника Колка особый интерес вызвала динамика бывшего правого притока (№ 7 по [28]). Авторами работ [29, 30] установлено, что причины быстрого продвижения бывшего правого притока ледника Колка – лучшее условие его питания за счёт метелевого переноса снега с расположенного выше плато, а также сползания масс льда, оставшихся после схода ледника Колка в мульде на склоне в результате потери опоры со стороны ледника. В работе [31] приводятся сведения о том, что к 2006 г. обрушилась нижняя часть висячего ледника № 11 (по нумерации из работы [32]), или № 8 (по нумерации участников

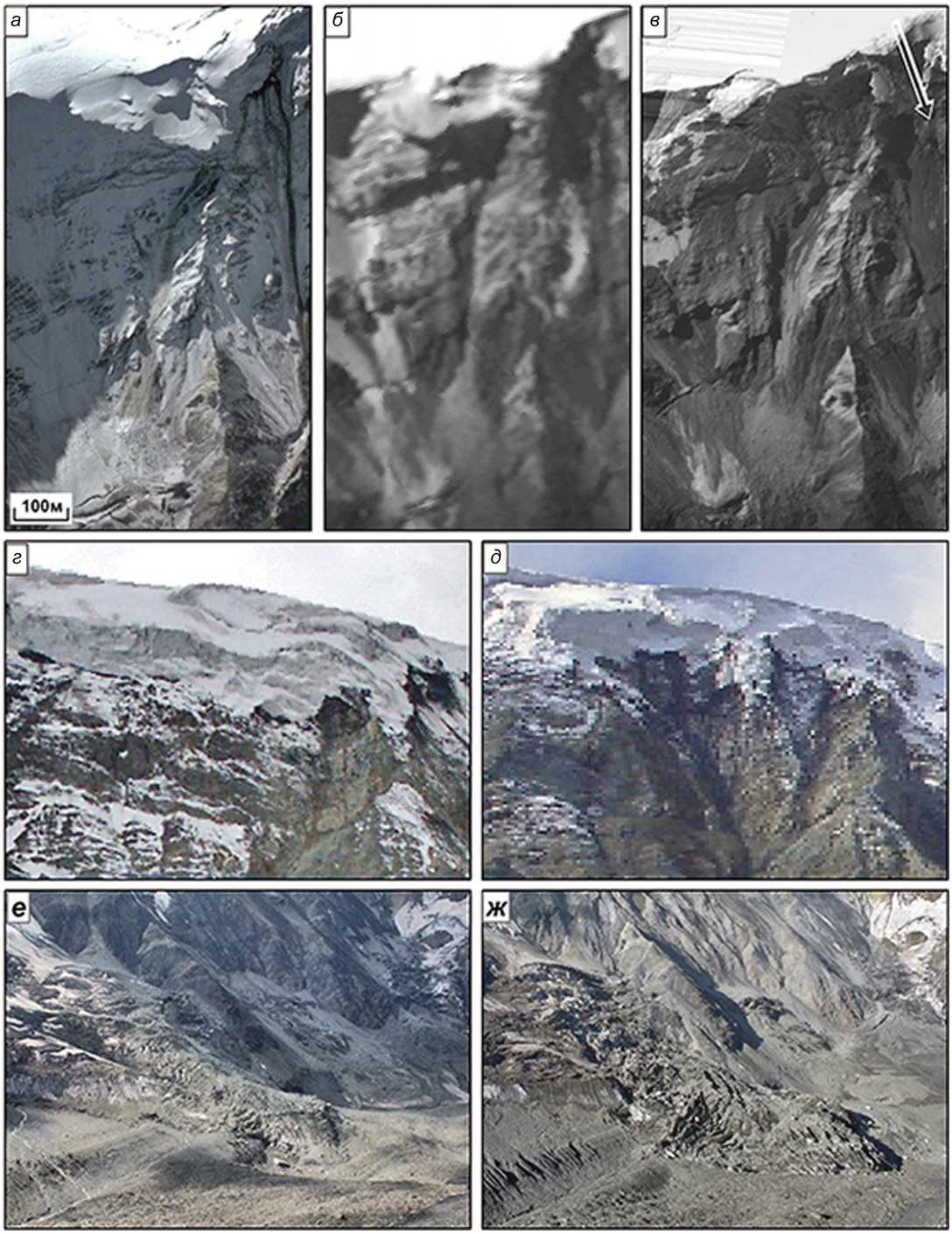
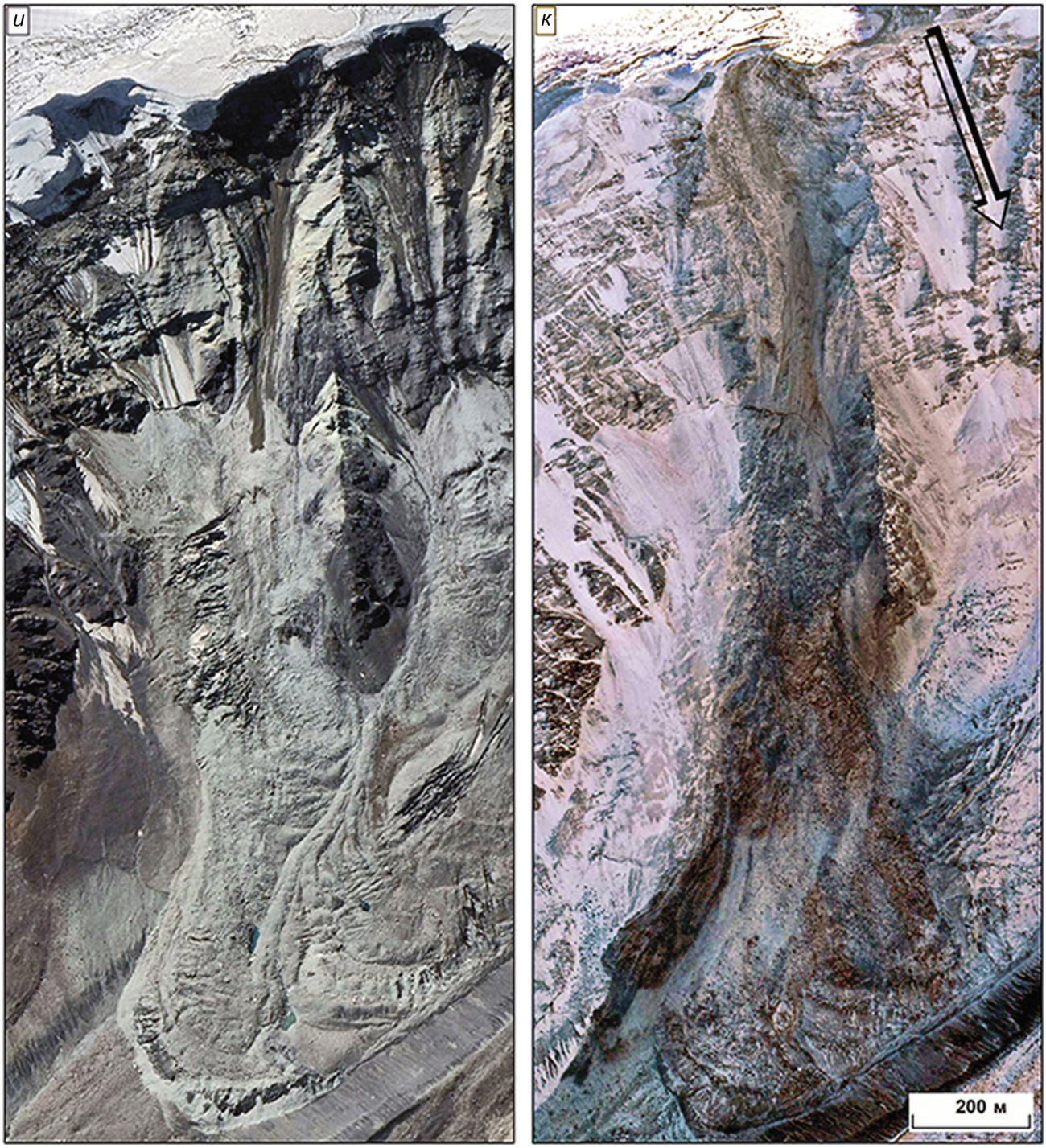


Рис. 4. Участки отрыва и отложения обвалов льда и обломков коренных пород с южного склона цирка ледника Колка.

Динамика висячего ледника № 8: *а* – космоснимок QuickBird 25.09.2002 г. (Google Earth); *б* – космоснимок IRS 24.08.2005 г.; *в* – космоснимок Ресурс ДК1 17.08.2008 г.; фотографии С.С. Черноморца: *г* – 26.08.2005 г., *д* – 29.08.2007 г. Динамика ледника № 7 (фотографии С.С. Черноморца): *е* – 26.08.2005 г., *ж* – 11.08.2006 г. Обвал с правого склона цирка ледника Колка: *и* – космоснимок 19.08.2019 г.(Google Earth), *к* – космоснимок 17.12.2019 г. (Google Earth)

Fig. 4. Areas of detachment and deposition of ice and rock avalanches from the south slope of the Kolka Glacier cirque.

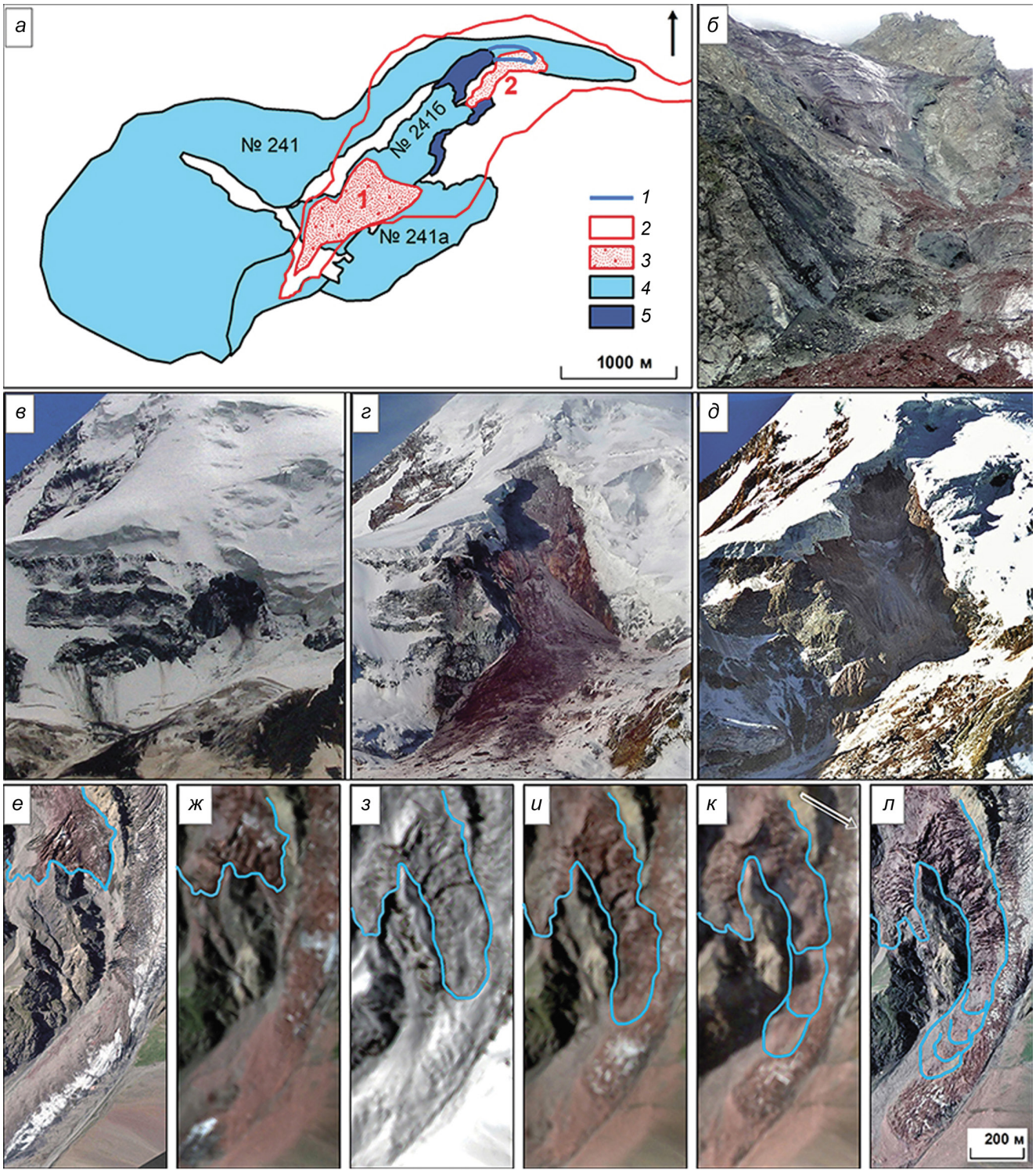
Dynamics of the hanging glacier № 8: *a* – QuickBird satellite image 25.09.2002 (Google Earth); *б* – IRS satellite image 24.08.2005; *в* – Resurs DK1 satellite image 17.08.2008; photos by S.S. Chernomorets: *г* – 26.08.2005, *д* – 29.08.2007. Dynamics of the hanging glacier № 7 (ground photos by S.S. Chernomorets): *е* – 26.08.2005, *ж* – 11.08.2006. Rock avalanche from the right slope of the Kolka glacier cirque: *и* – Google Earth satellite image 19.08.2019, *к* – Google Earth satellite image 17.12.2019



Межведомственной экспедиции в 2003–2005 гг. в Кармадонском ущелье).

В результате анализа разновременных космических снимков установлено, что продвижение вниз ледника-притока № 7 после схода ледника Колка происходило в два этапа по разным причинам. Вначале ледник восстанавливал свой продольный профиль на участке вертикальной ледяной стены. При этом его длина за 2002–2003 гг. увеличилась на 240–250 м, за 2003–2004 г. – на 110 м, а за 2004–2005 гг. – на 15–35 м. В это время обвалы с висячего ледника № 8 были минимальны (рис. 4, *а*, *б*). Затем основная часть массива висячего ледника объёмом около 1,5–2,0 млн м^3 в период 2005–2006 гг. в виде обвалов льда и коренных пород основания обрушилась на ледник

№ 7, вызвав его подвижку на 200 м (см. рис. 4, *в–ж*). При этом ледник № 7 раздробился на большое число блоков льда (см. рис. 4, *ж*). В последующие годы скорость наступания ледника № 7 резко уменьшилась, а обвалы с ледника № 8 были минимальны. Следующий крупный обвал (№ 27, см. рис. 4 и таблицу) произошёл с участка бывшего висячего ледника № 8 в декабре 2019 г. (см. рис. 4, *и*, *к*). Перед крупным обвалом было несколько мелких, материал которых аккумулировался в средней части ледника № 7, уже ставшего частью общего языка ледника Колка.



Обвалы в районе Девдоракского ледника. Ледово-каменный обвал с горы Казбек 17 мая 2014 г. детально охарактеризован в работах [10, 33–36]. Отмечено [10], что крупному обвалу 2014 г. (№ 31, см. таблицу и рис. 3) предшествовал обвал с того же места на склоне горы Казбек в 2010 г. (№ 30, см. таблицу и рис. 3). Особенность обвала 2014 г. – подвижка бывшего притока Девдоракского ледника, начавшаяся через год после обвала. На рис. 5, *а* показана схема ледников в верховьях р. Амилишка. Кроме Девдоракского ледника (№ 241), здесь находятся ледники № 241а и 241б (нумерация дана в соответствии с работой [35]). Границы ледников № 241 и 241а проведены по состоянию на август 2019 г. Показан также участок увеличения площади ледника № 241б в результате наступания и границы зоны поражения обвальным процессом 2014 г. На рис. 5, *б* отражено состояние ледника № 241б почти через месяц после обвала (11 июня 2014 г.). Сравнение рис. 5, *б* и *ж* позволило предположить, что положение конца языка ледника № 241б в июне 2014 г. и августе 2015 г. было одинаковым. И лишь после 14 августа 2015 г. ледник № 241б начал наступать. Ключом к пониманию причин этого наступания могут служить рис. 5, *в–д*, на которых изображены состояние зоны отрыва обвала и верхняя часть ледника № 241б.

На фотографии 2005 г. (см. рис. 5, *в*) видно, что ниже серии выходов коренных пород расположен покрытый льдом склон протяжённостью около 60 м, а на фотографии 2014 г. (см. рис. 5, *г*) поверхность обвальных отложений уже стала вровень с этими скалами. Вероятно, толщина отложений в этом месте достигает 30 м. Среднюю толщину отложений оценить трудно, но если предположить, что она составляет 5 м, то объём отложений на участке у подножия зоны отрыва обвала может достигать 1,5 млн м^3 и более (контур 1 на рис. 5, *а*). Это совпадает с оценкой авторов настоящей работы, которые отмечали, что «на первых двух километрах из потока было выведено 1 578 000 м^3 лавинного материала». Такая нагрузка на ледник в области его питания привела к тому, что масса льда покинула своё ложе и стала продвигаться вниз. На фото 22.10.2016 г. с автоматической камеры, установленной на левом склоне над Девдоракским ледником, видно, что на месте, где были массы льда ледника, покрытые обвальным чехлом, открыта поверхность подледникового ложа и даже участки ледника на склоне обрушились вниз при подвижке основного тела ледника № 241б.

С 14 августа 2015 г. по 12 апреля 2017 г. ледник № 241б продвинулся на 410 м со средней скоростью около 0,7 м в сутки (максимальная скорость наступания превышала 1,0 м в сутки) и вышел на поверхность Девдоракского ледника (см. рис. 5, *ж*, *з*). В этот период скорость наступания ледника № 241б превышала скорость движения Девдоракского ледника (около 0,5–0,6 м в сутки). Далее, в апреле 2017 г. на теле языка ледника № 241б образовалась дугообразная поперечная трещина. Эта своеобразная трещина отрыва

Рис. 5. Схема расположения и динамика ледника № 241б в 2010–2019 гг.:
а – схема ледников в верховьях р. Амилишка: *1* – граница ледниковых масс ледника № 241б на языке Девдоракского ледника; *2* – граница зоны поражения ледово-каменного обвала 17 мая 2014 г.; *3* – отложения обвалов обломков коренных пород и льда с зоны отрыва обвала 17 мая 2014 г. (1) и с правого языка ледника № 241б (2); *4* – ледники в границах 2019 г.; *5* – прирост площади ледника № 241б после подвижки; *б* – ледник № 241б (фото Е.А. Савернюк 11.06.2014 г.). Участок отрыва ледово-каменного обвала 17 мая 2014 г. на склоне г. Казбек: *в* – фото С.С. Черноморца 04.08.2005 г; *г* – фото Г. Гоциридзе 27.05.2014 г.; *д* – фото с автоматической фотокамеры 22.10.2016 г., представлено Г. Гоциридзе. Участок конца языка ледника № 241б: *е* – космоснимок 01.09.2010 г. (Google Earth); *ж* – космоснимок Sentinel 2A 14.08.2015 г.; *з* – космоснимок Sentinel 2A 12.04.2017 г.; *и* – космоснимок Sentinel 2A 02.09.2017 г.; *к* – космоснимок Sentinel 2A 09.10.2018 г.; *л* – космоснимок 19.08.2019 г. (Google Earth)

Fig. 5. Position and dynamics of 241b glacier in 2010–2019:
a – sketch map of glaciers in the headwaters of the river Amilishka: *1* – border of ice deposits moved from the 241b Glacier to the surface of the Devdorak Glacier tongue; *2* – border of the zone affected by the ice-rock avalanche on May 17, 2014; *3* – deposits of ice and rock avalanche from the detachment zone of the May 17, 2014 event (1) and from the right tongue of the 241b Glacier (2); *4* – glaciers in size of 2019 year; *5* – increase in the area of the 241b Glacier after the surge; *б* – the 241b Glacier (ground photo by E.A. Savernyuk 11.06.2014). Area of ice-rock avalanche detachment on May 17, 2014 on the slope of Mt. Kazbek: *в* – ground photo by S.S. Chernomorets 04.08.2005; *г* – photo by G. Gotsiridze 27.05.2014; *д* – photo from an automatic camera 22.10.2016 (courtesy of G. Gotsiridze). Area of the 241b Glacier tongue: *e* – Google Earth satellite image 01.09.2010; *ж* – Sentinel 2A satellite image 14.08.2015; *з* – Sentinel 2A satellite image 12.04.2017; *и* – Sentinel 2A 02.09.2017; *к* – Sentinel 2A satellite image 09.10.2018; *л* – Google Earth satellite image 19.08.2019

нижней части ледникового языка, которая, находясь на теле Девдоракского ледника, стала двигаться быстрее, чем вышележащая часть ледника, движение которой замедлилось. С 12 июля 2017 г. на левом крае ледника трещина стала быстро расширяться, и разрыв между замедлившейся частью ледника и оторвавшейся составил 50–55 м. Но этим всё не закончилось. В период с 9 октября 2017 г. по 10 октября 2018 г. замедлившаяся часть ледника № 241б снова стала наступать и прошла около 140 м, догоняя хвост убежавшей вместе с Девдоракским ледником оторвавшейся фронтальной части ледника № 241б (см. рис. 5, *к*). Таких наползаний на Девдоракский ледник было несколько. К концу 2019 г. наступание ледника № 241б не прекратилось (см. рис. 5, *л*). В настоящее время его фронтальная часть частично налегает на тело Девдоракского ледника (космоснимок Google Earth 17.12.2019).

В то же самое время незначительно наступил и правый язык ледника № 241б – около 200 м. Однако его наступание было бо́льшим, если бы не наличие крутого скального уступа, с которого наступавшие массы льда сбрасывались вниз в виде обвалов. Обвалы льда и обломков коренных пород достигали Девдоракского ледника и сформировывали на нём конус отложений площадью более 50 тыс. м^2 и протяжённостью на языке ледника более 400 м (см. рис. 5, *а*, контур 2). Дальность выброса глыб льда и обломков коренных пород достигала 900 м. Частота обвалов составляла до 3–5 в месяц, особенно в весенние месяцы.

Динамика ледников с отложениями обвалов на поверхности. Происходившие в XX в. обвалы покрывали ледники обломочным чехлом. Это значительно уменьшало площадь абляции, что должно было повлиять на динамику ледников. Было проведено сравнение отступания соседних ледников с обломочным чехлом и без него для ледников Бартуйцете и Караугом, а также Восточный Штулу и Агаштан (рис. 6).

В работе [37] приведены данные о площади отложений каменной лавины в 1959 г. на леднике Бартуйцете в бассейне р. Урух – 940 тыс. м^2. Объём отложений по данным [38] составлял более 2 млн м^3, а средняя толщина отложений – немногим более 2 м. На рис. 6, *а*, *б* показано окончание языка ледника Бартуйцете в 1959 и 2019 г. За 1959–2019 гг. край обвального чехла переместился вниз на расстояние более 1100 м и достиг конца языка ледника. Отступание ледника Бартуйцете за 60 лет составило около 200 м, причём это отступание пришлось на 1959–1975 гг. С 1975 г. по настоящее время ледник практически не отступал, а находился в стационарном состоянии. За 60 лет изменились параметры потоков льда языка ледника Бартуйцете и их соотношение. Левый поток оканчивался в 1959 г. выше конца правого потока на расстоянии около 800 м. В 2019 г. правый поток льда отступил на 850 м и его место на ложе цирка занял левый поток. Наступание левого потока за 1959–2019 гг. составило более 600 м.

Для сравнения на рис. 6, *в*, *г* показано состояние соседнего ледника Караугом также в бассейне р. Урух с отсутствием обвального чехла в эти же годы. По данным [39] отступание ледника Караугом за 1959–2017 гг. составило 1715 м. По нашим сведениям, за 1959–2019 гг. ледник отступил на 1800 м (в среднем 30 м в год), что в целом совпадает с данными [39].

В работе [40] приводятся данные о наступании ледника Восточный Штулу в верховьях р. Карасу в бассейне р. Черек Балкарский в 1940-х годах на 200 м. В работе [41] в результате анализа литературных источников показано, что соседний с ледником Восточный Штулу ледник Мосота испытал обвал с левого склона в 1913 г. Возможно, что он произошёл одновременно с обвалом правого притока ледника Восточный Штулу, отложения которого в 1957 г. закрывали нижнюю часть ледника на площади 0,45 км^2. В итоге обвал в XX в. и несколько обвалов в XXI в. (№ 17–19, см. таблицу) привели к значительному покрытию ледника Восточный Штулу обломочным чехлом в его области абляции и резко замедлили отступание в последние 60 лет (https://twitter.com/inrushmd/status/1020990870043136000). На рис. 6, *д*, *е* показано состояние ледника в 1957–2019 гг.: в центральной части ледник отступил на 230 м.

Ледник Мосота в 1957–2019 гг. в южной части языка отступил на 320 м. В этот период соседний ледник в долине р. Карасу – Агаштан (см. рис. 6, *ж*, *з*) отступил на 1100 м. Ледник Юсеньги (Озеного, № 44 по Каталогу [16]) в период 1983–2019 гг. отступил на 70 м (обвал был в 1988 г.), в то время как соседний с ним ледник, расположенный восточнее, за этот период отступил на 600 м.

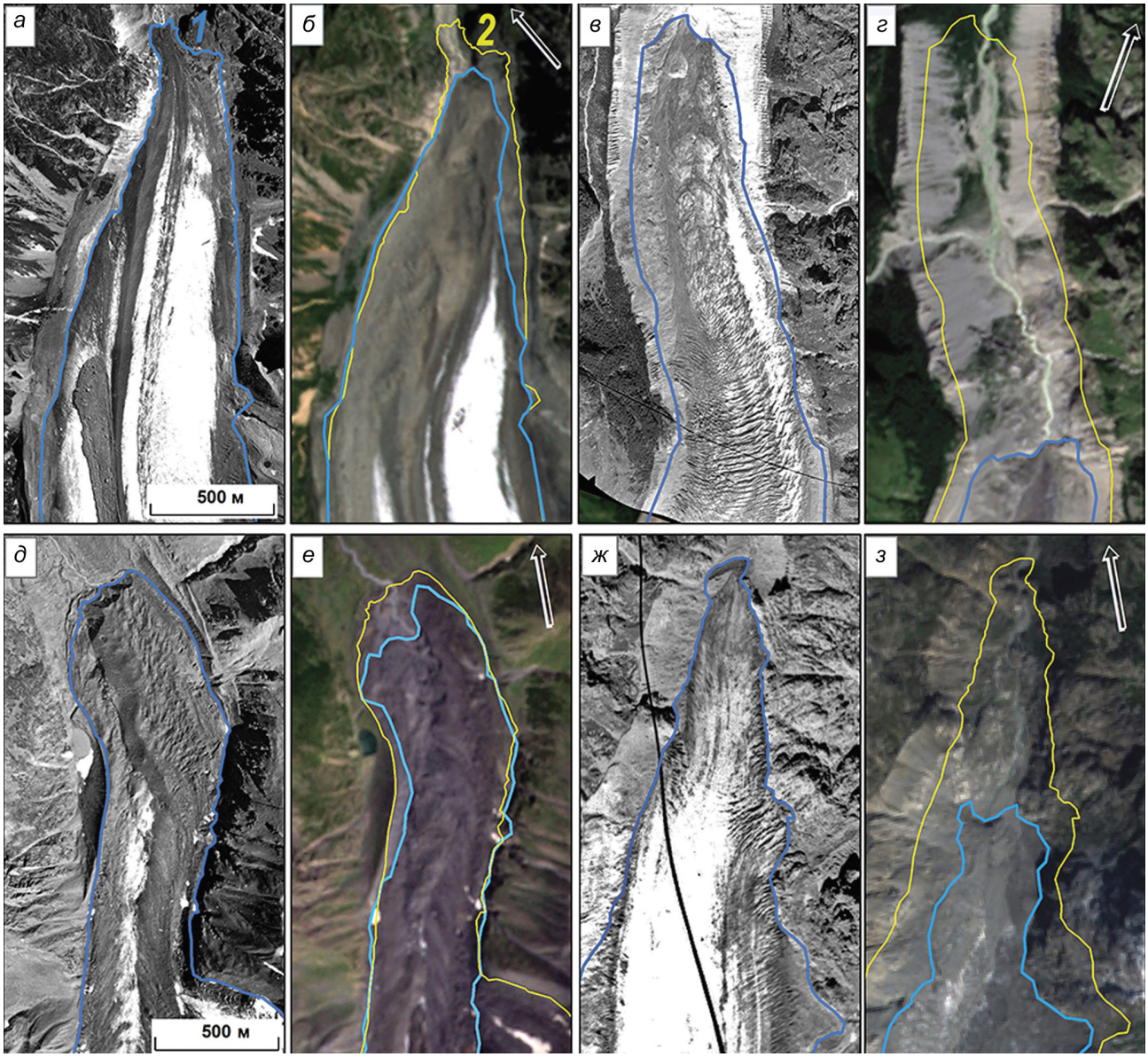


Рис. 6. Сравнение величин отступания ледников с отложениями обвалов на их поверхности и без отложений: *ледник Бартуйцете*: *а* – аэрофотоснимок 04.08.1959 г., *б* – космоснимок Sentinel 2A 12.09.2019 г.; *ледник Караугом*: *в* – аэрофотоснимок 04.08.1959 г., *г* – космоснимок Sentinel 2A 28.08.2019 г.; *ледник Восточный Штулу*: *д* – аэрофотоснимок 10.09.1957 г., *е* – космоснимок Sentinel 2A 13.08.2019 г.; *ледник Агаштан*: *ж* – аэрофотоснимок 06.08.1960 г., *з* – космоснимок Sentinel 2A 23.08.2019 г. *1* – голубая линия – граница ледника на дату снимка; *2* – жёлтая линия – граница ледника на предыдущую дату

Fig. 6. Comparison of glacier retreat values with and without rock avalanche deposits on their surface: *Bartuytsete Glacier*: *а* – aerial photograph 04.08.1959, *б* – Sentinel 2A satellite image 12.09.2019; *Karaugom Glacier*: *в* – aerial photograph 04.08.1959, *г* – Sentinel 2A satellite image 28.08.2019; *East Shtulu Glacier*: *д* – aerial photograph 10.09.1957, *е* – Sentinel 2A satellite image 13.08.2019; *Agashtan Glacier*: *ж* – aerial photograph 06.08.1960, *з* – Sentinel 2A satellite image 23.08.2019. *1* – blue line, glacier border on the date of the image; *2* – yellow line, glacier border on the previous date.

Таким образом, ледники, закрытые обвальными отложениями в области абляции, отступили на расстояние в 5–9 раз меньшее, чем ледники, которые не были подвержены воздействию обвалов. В работе [42] проанализировано влияние обвалов на динамику ледников на примере ледника Шермана на Аляске и ледников в Новой Зеландии. Предложена схема, согласно которой под нагрузкой обломочного чехла массив ледника в области абляции замедляется и

становится препятствием для чистого ледника, который натекает на зачехлённый массив и образует на его поверхности гряды напора. Так как зачехлённый массив ледника не тает, он сдвигается вперёд и ледник наступает. Наступание служит реакцией ледника на обвал. Вероятно, именно такой механизм был у наступания ледника Восточный Штулу в 1940-х годах. В настоящее время ледник Шермана на Аляске наступает после обвала в 1964 г. По нашим данным (анализ космических снимков), после того, как обломочный чехол на этом леднике продвинулся к его краю, ледник наступил на 380–470 м. За последние девять лет наступание составило 85–90 м, причём поверхность обломочного чехла наступающего ледника уже поросла кустарником. Можно предположить, что в ближайшее время будет наступать и ледник Бартуйцете в бассейне р. Урух.

Влияние обвалов на селевые процессы. Некоторые из представленных в таблице обвалов сопровождались селевыми потоками сразу или по истечении некоторого времени:

1) непосредственным продолжением обвального процесса и последующего схода ледника Колка был катастрофический гляциальный селевой поток с большой долей ледяной составляющей в долине р. Геналдон 20 сентября 2002 с объёмом выноса около 3–5 млн м^3 [25];

2) после обвала со склона Казбека в ущелье Амилишка-Кабахи 17 мая 2014 г., в результате отложения больших объёмов ледово-каменного материала в русле и размыва его водным ливневым потоком 20 августа 2014 г. сошёл сель с объёмом выноса около 0,5 млн м^3;

3) после обвала с ледникового цирка Мурквами и заполнения обломочным материалом русла р. Местиачала с последующим его размывом 25 августа 2019 г. здесь сошёл селевой поток;

4) после обвала в мае 2016 г. из цирка ледника Сери в долине р. Твибери образовались подпрудные озёра, которые прорвались после ливней в конце августа 2017 г. с формированием селевого потока.

В будущем возможны и другие механизмы обвально-селевых процессов:

1) выплеск воды из озёр в результате падения в их котловины масс скальных обломков и льда, подобные описанным в литературе случаям в долине Санта-Тереса при обвале в оз. Салкантайкоча 23 февраля 2019 г. (Перу, [2]), в долине р. Барун 20 апреля 2017 г. (Непал, [6]), в долине р. Чукчун при обвале 11 апреля 2010 г. в оз. Лагуна 513 (Перу, [8]);

2) трансформация обвальных масс в селевой поток в русле реки, как при обвале 23 августа 2017 г. с г. Пиццо Ченгало (Швейцария), когда сформировался селевой поток по р. Бондаска [5];

3) блокирование обвальными массами выходных порталов подлёдных туннелей и полостей массивов мёртвых льдов и ледников с последующими прорывами и размывами обвальных отложений, как во время обвала в Чили 16 декабря 2019 г. (https://twitter.com/inrushmd/status/980849057664045056) [4].

Обсуждение результатов

В XXI в. обвалы проходили на участках, где их не было сто или несколько сотен лет (в цирке ледника Колка обвалы спровоцировали сход ледника через 100 лет после зафиксированного ранее; на склоне горы Казбек обвал повторился через 182 года). Представленные данные об активизации обвалов на Центральном Кавказе показывают, что обвальными процессами охвачена вся высокогорная зона. Более 70% обвалов формировалось на высотах свыше 3600 м. Не будет ошибкой предположить, что это связано с потеплением климата, когда зона интенсивного морозного выветривания захватывает более высокие участки скальных обрамлений ледников, которые ранее бóльшую часть года находились в условиях отрицательных температур воздуха. Обвалы происходили в разные месяцы года (март–август, октябрь–декабрь). Это показывает, что непосредственной причиной обвалов могли быть не только резкое потепление или ливни, так как значительное число обвалов приходилось на периоды отрицательных температур воздуха. Возможно, обвалы были подготовлены длительно протекавшими процессами морозного выветривания. На постепенность такого процесса указывают случаи, когда крупным обвалам предшествовали небольшие обвалы за несколько лет, месяцев или дней.

Обвалы сконцентрированы на отдельных локальных участках, что, видимо, связано с особенностями геологического строения. На участке Казбекско-Джимарайского масси-

ва формированию обвалов способствовали эндогенные факторы (сейсмические и вулканические). Однако для других районов активизации обвалов в результате анализа онлайн-карт сейсмической активности был сделан вывод, что в периоды и на даты обвалов близко к этим районам сейсмической активности не установлено. Не было также случаев и нескольких обвалов в одно и то же время. Обвальные процессы в высокогорье влияют и на другие экзогенные процессы, и на динамику ледников: они приводят к сходу ледников (зафиксированы сходы и пульсации ледника в восточном Тибете после обвалов [43]), подвижкам и наступанию ледников, замедлению их деградации, формированию озёр, прорывам длительно существующих озёр, активизации селевых процессов.

Возможно развитие сложных единовременных процессов в качестве цепной реакции, вызванной обвалами, когда обвалы трансформируются в селевые потоки и когда они продолжаются в виде схода ледника и далее в виде селевого потока. Это значительно увеличивает зону поражения такими процессами.

Заключение

Использование разновременной космической информации позволило установить активизацию обвалов на Центральном Кавказе в XXI в., оценить их параметры и высокую активность в 2019 г. Всего на Центральном Кавказе зафиксировано более 30 случаев проявлений обвальных процессов: в России (в Кабардино-Балкарии в бассейнах рек Баксан, Чегем и Черек; в Республике Северная Осетия-Алания в бассейнах рек Мамихдон, Ардон, Геналдон) и в Грузии (в бассейнах рек Ингури и Терек). Катастрофическими были последствия обвальных процессов в долинах Геналдон в 2002 г. и Амилишка-Кабахи в 2014 г. Обвалы в горах Центрального Кавказа, включая обвалы и сход ледника Колка, отличаются значительной дальностью переноса обломков горных пород и льда в виде каменных и ледово-каменных лавин. Отмечено 11 случаев (около 40%) с дальностью выброса более 2000 м и один случай с дальностью выброса более 10 км (без учёта схода ледника Колка). На отдельных участках обвалы происходили по нескольку раз: большое число обвалов было в цирке ледника Колка, по три обвала произошло с горы Башкара, в цирке ледника Мурквам и в цирке ледника Восточный Штулу, в цирке Девдоракского ледника.

Активизация обвалов в горно-ледниковых районах, где находится много ледниковых озёр, может привести к прорывам озёр и сходам катастрофических селей. К одному из таких объектов можно отнести оз. Сылтранкель объёмом более 2 млн м^3 [44] в верховьях левого притока р. Баксан (Сылтран-Су), которое в случае падения в него обвала может нести угрозу селу Верхний Баксан с населением более 450 человек. Потенциальная угроза может исходить от оз. Азот, расположенного над альплагерем «Уллу-Тау» в ущелье Адыр-Су, и от других озёр. Не исключено повторение обвалов на участках, где они были зафиксированы в XX в. или раньше. Такой вывод сделан в работе [45] в результате анализа следов схода ледово-каменных лавин в ущелье Харгабахк в Чеченской Республике с дальностью выброса 7,5 км. Возможен сход ледово-каменной лавины в ущелье Шхельды в долине р. Адыл-Су, где обвал с дальностью выброса более 10 км произошёл в XIX в., и трансформация в селевой поток с угрозой для рекреационных объектов в этой долине, в первую очередь для пансионата «Приэльбрусье», расположенного на отложениях обвала.

Таким образом, исследование активности обвалов в высокогорной зоне и разработка возможных сценариев катастрофических событий, связанных с ними, весьма важно и в настоящем, и в будущем.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы 6.3.2 плана НИТР Росгидромета при финансовой поддержке РГО (грант № 12/2019-Р) и по теме I.7 АААА-А16-116032810093-2 «Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов» (ГЗ).

Acknowledgements. This work was carried out within the framework of topic 6.3.2 of the NITR plan of Roshydromet with the financial support of the Russian Geographical Society (grant № 12/2019-R), and was partially supported by Lomonosov Moscow State University (grant I.7 AAAA-A16-116032810093-2 «Mapping, modeling and risk assessment of dangerous natural processes»).

Литература

1. *Стром А.Л., Жиркевич А.Н.* Реконструкция селевых паводков, вызванных прорывами доисторических обвальных дамб в Центральной Азии, и оценка их параметров // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. 5-й Междун. конф. Тбилиси, Грузия, 1–5 октября 2018 г. Тбилиси: Универсал, 2018. С. 182–192.
2. Электронный ресурс: https://blogs.agu.org/landslideblog/.
3. Электронный ресурс: https://twitter.com/inrushmd/status/1132861019141939200.
4. *Duhar P., Sepulveda V., Garrido N., Mella M., Quiroz D., Fernandez J., Moreno H., Hermosilla G.* The Santa Lucia landslide disaster, Chaiten-Chile: origin and effects // Debris-flow hazards mitigation: Mechanics, Monitoring, Modeling, and Assessment. Proc. of the Seventh Intern. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, Golden, Colorado, USA, June 10–13. 2019. P. 653–660.
5. *Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., Preux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T., Bonanomi Y.* Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows // Geomorphology. 2020. V. 351. Article. 106933. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933.
6. *Byers A.C., Rounce D.R., Shugar D.H., Lala J.M., Byers E.A. Regmi D.* A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal // Landslides. 2019. V. 16. P. 533–549.
7. *Hancox G.T., Thomson R.* The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche and Ball Ridge Rock Fall in Aoraki/Mt Cook National Park, New Zealand // GNS Science Report. 2013, 33. 26 p.
8. *Valderrama P., Vilca O.* Dinamica e implicancias del aluvión de la laguna 513, Cordillera Blanca, Ancash Perú // Revista de la Asociación Geológica Argentina. 2012. V. 69. № 3. P. 400–406.
9. *Schoeneich P., Hantz D., Amelot F., Deline P.* A new database of alpine rock falls and rock avalanches // INTERPRAEVENT 2008 – Conf. Proc. 2008. V. 2. P. 243–250.
10. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Черноморец С.С.* Обвальные процессы в высокогорной зоне Кавказа в XXI веке // Природа. 2015. № 7. С. 52–62.
11. *Докукин М.Д., Калов Х.М., Савернюк Е.А.* Активизация обвальных процессов в высокогорной зоне Западного Кавказа в XXI веке (анализ разновременных космических снимков) // Актуальные направления сбалансированного развития горных территорий в контексте междисциплинарного подхода: Материалы I Междунар. науч. конф. Карачаевск: КЧГУ, 2019. С. 61–66.
12. *Докукин М.Д., Калов Р.Х., Черноморец С.С., Гяургиев А.В., Хаджиев М.М.* Снежно-ледово-каменная лавина на леднике Башкара в ущелье Адыл-Су (Центральный Кавказ) 24 апреля 2019 года // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 1. С. 64–70.
13. *Hungr O., Leroueil S. & Picarelli L.* The Varnes classification of landslide types, an update // Landslides. 2014. № 11. С. 167–194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y.
14. *Sosio R.* Rock–snow–ice avalanches // Landslide Hazards, Risks and Disasters. Chap. 7. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 191–240.

References

1. *Strom A.L., Zhirkevich A.N.* Reconstruction of debris floods caused by breach of the prehistoric rockslide dams in Central Asia and their parameters assessment. *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashita.* Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection. Proceedings of the 5th International Conference. Tbilisi, Georgia, 1–5 October 2018. Eds.: S.S. Chernomorets, G.V. Gavardashvili. Tbilisi: Publishing House «Universal», 2018: 182–192.
2. https://blogs.agu.org/landslideblog/.
3. https://twitter.com/inrushmd/status/1132861019141939200.
4. *Duhar P., Sepulveda V., Garrido N., Mella M., Quiroz D., Fernandez J., Moreno H., Hermosilla G.* The Santa Lucia landslide disaster, Chaiten-Chile: origin and effects. Debris-flow hazards mitigation: Mechanics, Monitoring, Modeling, and Assessment. Proceedings of the Seventh International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Golden, Colorado, USA, June 10–13. 2019: 653–660.
5. *Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., Preux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T., Bonanomi Y.* Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. Geomorphology. 2020, 351. Article. 106933. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933.
6. *Byers A.C., Rounce D.R., Shugar D.H., Lala J.M., Byers E.A. Regmi D.* A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal. Landslides. 2019, 16: 533–549.
7. *Hancox G.T., Thomson R.* The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche and Ball Ridge Rock Fall in Aoraki/Mt Cook National Park, New Zealand. GNS Science Report. 2013, 33: 26 p.
8. *Valderrama P., Vilca O.* Dinamica e implicancias del aluvión de la laguna 513, Cordillera Blanca, Ancash Perú. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 2012, 69 (3): 400–406.
9. *Schoeneich P., Hantz D., Amelot F., Deline P.* A new database of alpine rock falls and rock avalanches. INTERPRAEVENT 2008 – Conf. Proc. 2008, 2: 243–250.
10. *Dokukin M. D., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S.* Rock Avalanches in the Alpine Zone of the Caucasus in the 21 Century. *Priroda.* Nature. 2015, 7: 52–62. [In Russian].
11. *Dokukin M.D., Kalov Kh.M., Savernyuk E.A.* Large rock slope failures activation in the high-mountain zone of the western Caucasus in the 21st century (analysis of multitemporal satellite images). *Aktual'nye napravleniya sbalansirovannogo razvitiya gornykh territoriy v kontekste mezhdisciplinarnogo podkhoda: Materialy I Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii.* Actual directions of balanced mountain development in the context of an interdisciplinary approach: Materials of the I Intern. Scientific Conf. Karachaevsk: KCHU, 2019: 61–66. [In Russian].
12. *Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Chernomorets S.S., Gyaurgiev A.V., Khadzhiev M.M.* The snow ice rock avalanche on Bashkara glacier in the Adyl-Su valley (Central Caucasus) on april 24, 2019. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2020, 24 (1): 64–70. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(64-70). [In Russian].
13. *Hungr O., Leroueil S., Picarelli L.* The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides. 2014, 11: 167–194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y.
14. *Sosio R.* Rock–snow–ice avalanches. Landslide Hazards, Risks and Disasters. Ch. 7. Amsterdam: Elsevier, 2015: 191–240.
15. *Sochineniya Aleksandra Pushkina. Tom tretiy. Sankt-peterburg, v tipografii zagotovleniya gosudarstvennykh bumag.* Works of Alexander Pushkin. Volume Three. St.Petersburg, in the printing house of government se-

15. Сочинения Александра Пушкина. Томъ третій. Санктпетербургъ, въ типографіи заготовленія государственных бумаг. MDCCCXXXVIII. Обвал. С. 75–76. http://lib.pushkinskijdom.ru
16. Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 146 с.
17. Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 6. Бассейн р. Чегема. Ч. 7. Бассейн р. Черека. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 96 с.
18. Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 8. Бассейн р. Уруха. Ч. 9. Бассейн р. Ардона. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 76 с.
19. Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ. Часть 10. Бассейны рек Фиагдона и Гизельдона. Часть 11. Бассейн верховьев р. Терека. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 72 с.
20. Каталог ледников СССР. Т. 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье. Ч. 2–6. Бассейны рек Бзыби, Келасури, Кодори, Ингури, Хоби, Риони. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 87 с.
21. *Подозерский К.И.* Ледники Кавказского хребта // Изв. Кавказского отдела Императорского Русского географического общества. Кн. 29. Вып. 1. Тифлис, 1911. 200 с.
22. *Десинов Л.В.* Пульсация ледника Колка в 2002 г. // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2004. Т. 4. № 3. С. 72–87.
23. *Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Петраков Д.А.* Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 4. С. 62–71.
24. *Васьков И.М.* Катастрофические обвалы: происхождение и прогноз. Владикавказ: ООО НПКП «МАВР», 2016. 370 с.
25. *Поповнин В.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* Гляциальная катастрофа 2002 года в Северной Осетии // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. № 1. С. 3–17.
26. *Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli W., Kaab A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G.* The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005. V. 5. P. 173–187.
27. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
28. *Никитин М.Ю., Гончаренко О.А., Галушкин И.В.* Динамика и стадийность развития Геналдонского ледово-каменного потока на основе дистанционного анализа // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2007. Т. 7. № 3. С. 2–15.
29. *Петраков Д.А., Дробышев В.Н., Алейников А.А., Аристов К.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* Изменения в зоне Геналдонской гляциальной катастрофы в период 2002–2010 гг. // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 35–46.
30. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Динамика процессов восстановления ледника Колка // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ: Центр геофиз. исслед. Владикавказского науч. центра РАН и РСО-А, 2014. С. 233–238.
31. *Тавасиев Р.А.* Ледники Майли и Колка (Центральный Кавказ) // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2012. Т. 12. № 3. С. 37–45.

curities. MDCCCXXXVIII. Obval: 75–76 http://lib.pushkinskijdom.ru. [In Russian].
16. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 5. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 146 p. [In Russian].
17. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 6–7. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 96 p. [In Russian].
18. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 8–9. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 76 p. [In Russian].
19. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 10–11. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 72 p. [In Russian].
20. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 9. Is. 1. Pt. 2–6. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 87 p. [In Russian].
21. *Podozersky K.I.* Glaciers of the Caucasus Range. *Izvestiya Kavkazskogo otdela Imperatorskogo Russkogo geograficheskogo obshchestva.* News of the Caucasus Department of the Imperial Russian Geographical Society. Tiflis. 1911, 29 (1): 200 p. [In Russian].
22. *Desinov L.V.* Surge of Kolka glacier in 2002. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2004, 4 (3): 72–87. [In Russian].
23. *Tutubalina O.V., Chernomorets S.S., Petrakov D.A.* Kolka glacier before the 2002 collapse: new data. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2005, 9 (4): 62–71. [In Russian].
24. *Vaskov I.M. Katastroficheskie obvaly: proiskhozhdenie i prognoz.* Catastrophic collapses: origin and prognosic. Vladikavkaz: «MAVR», 2016: 370 p. [In Russian].
25. *Popovnin V.V., Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Chernomorets S.S.* The 2002 glacial catastrophe in North Ossetia. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2003, 7 (1): 3–17. [In Russian].
26. *Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli W., Kaab A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G.* The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005, 5: 173–187.
27. *Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov R.A. Karmadonskaya katastrofa: chto sluchilos i chego zhdat dalshe.* Karmadon catastrophe: what happened and what we should wait for in future. Moscow: «Kodeks» Publishing House, 2014: 184 p. [In Russian].
28. *Nikitin M.Yu., Goncharenko O.A., Galushkin I.V.,* Dynamics and stages in the development of the Genaldon ice-rock flow on the basis of remote sensing analysis. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2007, 7 (3): 2–15. [In Russian].
29. *Petrakov D.A., Drobyshev V.N., Aleinikov A.A., Aristov K.A., Tutubalina O.V., Chernomorets S.S.* Changes in the area of Genaldon glacial disaster in 2002–2010. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2013, 17 (1): 35–46. [In Russian].
30. *Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Osokin N.I., Chernov R.A.* Dynamics of the Kolka Glacier recovery processes. *Lednik Kolka: vchera, segodnya, zavtra.* Kolka Glacier: Past, Present, Future. Eds.: Yu.G. Leonov, V.B. Zaalishvili. Vladikavkaz: CGI VSC RAS and RNO, 2014: 233–238. [In Russian].
31. *Tavasiev R.A.* Mayli and Kolka glaciers (Central Caucasus). *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2012, 12 (3): 37–45. [In Russian].
32. *Rototayev K.P., Khodakov V.G., Krenke A.N. Issledovanie pulsiruyushchego lednika Kolka.* A study of the surging Kolka Glacier. Moscow: Nauka, 1983: 168 p. [In Russian].
33. *Chernomorets S.S.,* The new «Kazbek blockage» on May 17, 2014. *Priroda.* Nature. 2014, 7: 67–72. [In Russian].

32. *Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н.* Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 168 с.
33. *Черноморец С.С.* Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года // Природа. 2014. № 7. С. 67–72.
34. *Дробышев В.Н., Торчинов Х.-М.З., Тутубалина О.В., Хубаев Х.М.* Основные топогеодезические параметры и кинематика Девдоракского обвала 17 мая 2014 года // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2014. Т. 14. № 4. С. 30–41.
35. *Тавасиев Р.А.* Катастрофические обвалы с ледника Девдорак // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2015. Т. 15. № 1. С. 50–57.
36. *Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Петраков Д.А., Гоциридзе Г.З., Гавардашвили Г.В., Докукин М.Д. Дробышев В.Н., Тутубалина О.В., Колчин А.А., Запорожченко Э.В., Каменев Н.А., Каменев В.А., Кээб А., Каргел Дж., Хуггел К.* Ледово-каменный обвал и последующий селевой поток в Девдоракском ущелье (Кавказ, Грузия) в 2014 году // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Междунар. конф. (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6–10 сентября 2016 г.). Иркутск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. С. 244–248.
37. *Докукин М.Д.* О каменной лавине в районе ледника Бартуйцете (Центральный Кавказ) // Изв. ВГО. 1988. Т. 120. Вып. 4. С. 348–353.
38. *Савернюк Е.А.* Особенности морфологии и динамики обвальных отложений на леднике Бартуйцете (Республика Северная Осетия – Алания) // Тр. ВГИ. 2013. Т. 97. С. 36–40.
39. *Тавасиев Р.А.* Деградация ледника Караугом. Ч. 1. Динамика отступания ледника // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2017. Т. 17. № 4. С. 19–27.
40. *Олюнин В.Н.* К истории оледенения юго-востока горной части Кабардинской АССР // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1953. Т. 58. Вып. 10. С. 90–178.
41. *Тавасиев Р.А.* Пульсирующий ледник Мосота в Дигории (Центральный Кавказ) Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Тр. II Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 10-летию со дня создания Владикавказского науч. центра РАН и Правительства РСО-А. Владикавказ, 2010. С. 225–235.
42. *Reznichenko N.V., Davies T.R.H., Alexander D.J.* Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation // Geomorphology. 2011. V. 132. P. 327–338.
43. *Paul F.* Repeat Glacier Collapses and Surges in the Amney Machen Mountain Range, Tibet, Possibly Triggered by a Developing Rock-Slope Instability // Remote Sensing. 2019. № 11. P. 708. doi: 10.3390/rs11060708. https://www.researchgate.net/publication/331990406.
44. *Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С.* Колебания уровня воды в горных ледниковых озерах Приэльбрусья // Георискъ. 2013. № 3. С. 20–27.
45. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А.* О возможности оценки угрозы каменных лавин (на примере долины р. Харгабахк, Чеченская Республика) // В мире научных открытий. Красноярск, 2010. Вып. 3 (09). Ч. 4. С. 146–151.

34. *Drobushev V.N., Torchinov H-M.Z., Tutubalina O.V., Hubaev H.M.* Main topographical data and kinematics of the Devdorakskiy collapse on May 17, 2014. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2014, 14 (4): 30–41. [In Russian].
35. *Tavasiev R.A.* Catastrophic collapses from the Devdorak Glacier. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2015, 15 (1): 50–57. [In Russian].
36. *Chernomorets S.S., Savernyuk E.A., Petrakov D.A., Dokukin M.D., Gotsiridze G., Gavardashvili G.V., Drobyshev V.N., Tutubalina O.V., Kolchin A.A., Zaporozhchenko E.V., Kamenev N.A., Kamenev V.A., Kaab A., Kargel J., Huggel C.* Ice-rock avalanche and consequent debris flow in the Devdorak gorge (Mt. Kazbek, Caucasus, Georgia) in 2014. Debris flows: risks, forecast, protection: Materials of IV International Conference (Russia, Irkutsk – Arshan village (The Republic of Byriatia), September 6–10, 2016. Irkutsk: Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS, 2016: 244–248. [In Russian].
37. *Dokukin M.D,* About a rock avalanche near the Bartuycete glacier (Central Caucasus). *Izvestiya vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva.* Proceedings of the All-Union Geographical Society. 1988, 120 (4): 348–353. [In Russian].
38. *Savernyuk E.A.* Features of the morphology and dynamics of landslides on the Bartuycete glacier (Republic of North Ossetia – Алания). *Trudy Vysokogornogo geofizicheskogo instituta.* Proc. of the High Mountain Geophysical Institute. 2013, 97: 36–40. [In Russian].
39. *Tavasiev R.A.* The degradation of Karaugom glacier. Part 1. The dynamics of the glacier's retreat. *Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Centra.* Bulletin of Vladikavkaz Scientific Centre. 2017, 17 (4): 19–27. [In Russian].
40. *Olyunin V.N.* On the history of glaciation in the southeast of the mountainous part of the Kabardin ASSR *Trudy Instituta geografii AN SSSR.* Proc. of the Institute of Geography, USSR Academy of Sciences. 1953, 58 (10): 90–178. [In Russian].
41. *Tavasiev. R.A.* Surging Mosota Glacier in Digoria (Central Caucasus) Dangerous natural and anthropogenic geological processes in the mountain and foothill territories of the Northern Caucasus. *Trudy II Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, posvyashchyonnoy 10-letiyu so dnya sozdaniya Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra RAN i Pravitel'stva RSO-A.* Proc. of the II Intern. Scientific and Practical Conf. dedicated to the 10th anniversary of the founding of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and the Government of North Ossetia-Alania. Vladikavkaz, 2010: 225–235. [In Russian].
42. *Reznichenko N.V., Davies T.R.H., Alexander D.J.* Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation. Geomorphology. 2011, 132: 327–338. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.019.
43. *Paul F.* Repeat Glacier Collapses and Surges in the Amney Machen Mountain Range, Tibet, Possibly Triggered by a Developing Rock-Slope Instability. Remote Sensing. 2019, 11: 708 p. https://doi.org/10.3390/rs11060708.
44. *Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Krylenko I.V., Petrakov D.A., Chernomorets S.S.* Water level fluctuations in mountain glacier lakes in the Elbrus region. Georisk. 2013, 3: 20–27. [In Russian].
45. *Dokukin M.D., Savernyuk E.A.* On the possibility of assessing the threat of rock avalanches (using the example of the valley of the Khargabakhk river, Chechen Republic). *V mire nauchnykh otkrytiy.* In the world of scientific discoveries. 2010, 3 (09), 4: 146–151. [In Russian].

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.583.15 doi: 10.31857/S2076673420030046

Изотопный состав атмосферных осадков и природных вод в районе Баренцбурга (Шпицберген)

© 2020 г. А.А. Скакун[1,2*], К.Б. Чихачев[1], А.А. Екайкин[1,3], А.В. Козачек[1,4], Д.О. Владимирова[4], А.Н. Верес[1,3], С.Р. Веркулич[1], О.Р. Сидорова[1], Н.Э. Демидов[1]

[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; [2]Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория (ГАО РАН), Санкт-Петербург, Россия; [3]Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; [4]Институт географии РАН, Москва, Россия
*a_skakun@mail.ru

Stable isotopic composition of atmospheric precipitation and natural waters in the vicinity of Barentsburg (Svalbard)

A.A. Skakun[1,2*], K.B. Chikhachev[1], A.A. Ekaykin[1,3], A.V. Kozachek[1,4], D.O. Vladimirova[4], A.N. Veres[1,3], S.R. Verkulich[1], O.R. Sidorova[1], N.E. Demidov[1]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; [2]The Central (Pulkovo) Astronomical Observatory, St. Petersburg, Russia; [3]Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; [4]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*a_skakun@mail.ru

Received January 25, 2019 / Revised August 1, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: ***atmospheric precipitation, isotopic composition, natural waters, Svalbard.***

Summary

In 2016–2017, during Russian Arctic Expedition on Svalbard (RAE-S) we have collected the samples of atmospheric precipitation, terrestrial waters, snow and ice on Spitsbergen island in the vicinity of Grønfjorden. The measurements of stable water isotope content ($\delta^{18}O$ and δD) in the atmospheric precipitation has allowed to draw the Local Meteoric Water Line ($\delta D = 6{,}93\delta^{18}O - 0{,}35$) and to analyze the relationship between the isotopic content and condensation temperature. Aside from this, the d-excess values in precipitation ($d_{exc} = \delta D - 8\delta^{18}O$) was interpreted as a marker of the moisture source. It has been demonstrated that the isotopic content of the surface waters (lakes and rivers) clearly points to the dominating type of feeding (atmospheric, ground) of these hydrological objects. We have discovered the interannual variability of the isotopic composition of Lake Kongress water during 2 years and defined the sources of water in its tributes: 13 of them have atmospheric source and 9 – ground source. In general, isotopic content of water in the vicinity of Grønfjorden (mean values are: $\delta^{18}O = -10{,}3$ ‰, $\delta D = -72{,}5$ ‰) is higher than in other regions of Svalbard.

Citation: Skakun A.A., Chikhachev K.B., Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Vladimirova D.O., Veres A.N., Verkulich S.R., Sidorova O.R., Demidov N.E. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation and natural waters in the vicinity of Barentsburg (Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 379–394. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030046.

Поступила 25 января 2019 г. / После доработки 1 августа 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: ***атмосферные осадки, изотопный состав, природные воды, Шпицберген.***

Приведена интерпретация изотопных исследований проб воды, снега и льда, отобранных на ледниках Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд и в их долинах (озёра, снежники, реки), а также в долине оз. Конгресс. На основании анализа изотопного состава атмосферных осадков в посёлке Баренцбург в 2016–2017 гг. обсуждается использование изотопного состава как индикатора источника влаги для атмосферных осадков.

Введение

Концентрация тяжёлых стабильных изотопов $\delta^{18}O$ и δD в природных водах – комплексный климатологический параметр, характеризующий условия, при которых формировалась влага. Изотопный метод с 1950-х годов широко и успешно применяется в палеоклиматологии, гидрологии и гляциологии для реконструкции прошлых изменений температуры воздуха, скорости снего-

накопления, выяснения происхождения природных вод и различных масс-балансовых расчётов в гидрологических системах.

Изотопные исследования элементов гидрологической системы полярных районов (областей питания и абляции ледников, водотоков, озёр) характеризуют её современное состояние. Изотопный состав снега в области питания ледника позволяет оценить современный средний взвешенный изотопный состав выпадающих осадков и их вклад в общую массу ледника в разные сезоны. При детальном отборе и исследовании образцов из шурфов в области питания можно определить годовой ход изотопного состава осадков в конкретном районе. Изучение образцов льда в области абляции даёт сведения об осреднённом за большой период времени изотопном составе осадков, питавших ледник в прошлом. Сопоставление этих данных с изотопным составом современных осадков позволяет составить представление об изменении климата в данном районе за время жизни ледника. Одновременно изотопный состав льда в области абляции характеризует изотопный состав талых ледниковых вод. В свою очередь изотопный состав водотоков однозначно характеризует происхождение вод, а при слиянии двух водотоков, имеющих разное происхождение, позволяет оценить их относительный вклад в питание реки. Изотопный состав воды озёр представляет собой интегральную характеристику баланса массы озера. Таким образом, зная изотопный состав всех элементов системы, можно установить для каждого объекта вклад атмосферного, ледникового и подземного питания, стока вод, а также определить величину испарения и прочие параметры.

Как правило, большую проблему в подобных исследованиях создаёт отсутствие данных об изотопном составе атмосферных осадков, которые служат отправной точкой всех изотопных расчётов. Поэтому отбор проб атмосферных осадков представляет собой важную задачу, которая решается с помощью организации круглогодичного мониторинга. Это особенно актуально ввиду происходящего в настоящее время потепления климата, наглядно проявляющего в Арктике. Архипелаг Шпицберген привлекает внимание исследователей прежде всего как область интенсивного современного оледенения. Благодаря особенностям климата и рельефа здесь представлены ледники разных типов, среди которых особенно часто встречается горно-покровный – «шпицбергенский» тип. Местные ледники имеют различный характер питания, льдообразования и температурный режим, демонстрируют большую динамичность.

Обобщённые данные по изотопному составу атмосферных осадков Евразийской Арктики, отобранных в 1961–1962 гг. на метеостанции (ГМС) Исфьорд Радио (Шпицберген), впервые приведены В. Дансгором [1]. Он отметил, что осадки в зимний период характеризуются увеличением содержания $\delta^{18}O$, потому что из-за влияния Гольфстрима море на западном побережье архипелага часто не замерзает и появляются большие перепады температуры между морской поверхностью и приземным слоем воздуха. Мониторинг изотопного состава атмосферных осадков в разные годы проводился на ГМС Ню Алесунн, Исфьорд Радио и Хорнсунн (рис. 1).

ГМС Исфьорд Радио (78°04' с.ш., 13°38' в.д.) находится на удалении ~15 км от пос. Баренцбург и характеризуется сходными метеорологическими условиями, однако мониторинг изотопного состава осадков на ней вёлся только с 1960 по 1976 г., в то время как ГМС Ню Алесунн (78°55' с.ш., 11°56' в.д.) располагается на побережье Конгсфьорда на расстоянии около 215 км от пос. Баренцбург и имеет мониторинговые данные с 1990 по 2015 г. Польская полярная ГМС Хорнсунн (77°0' с.ш., 15°33' в.д.) расположена на побережье гавани Исбьорн Хорнсуннфьорда в южной части о. Западный Шпицберген на расстоянии порядка 120 км от Баренцбурга. Мониторинг изотопного состава атмосферных осадков на ней вёлся только в 2013–2014 гг. [2]. Среднегодовой изотопный состав осадков, ‰: на ГМС Ню Алесунн следующий – $\delta^{18}O = -11{,}6$, $\delta D = -83{,}8$; на ГМС Исфьорд Радио – $\delta^{18}O = -9{,}54$, $\delta D = -63{,}2$; на ГМС Хорнсунн – $\delta^{18}O = -8{,}0$, $\delta D = -58{,}3$.

Российские изотопно-геохимические исследования на Шпицбергене были начаты в 1974 г. в рамках гляциологической экспедиции Института географии РАН, задача которой заключалась в выяснении механизмов формирования изотопного и химического состава атмосферных осадков и уточнении условий сохранения первоначального изотопного и химического состава в тёплых ледниках архипелага. Отбор проб атмосферных осадков, выполненный в Баренцбурге

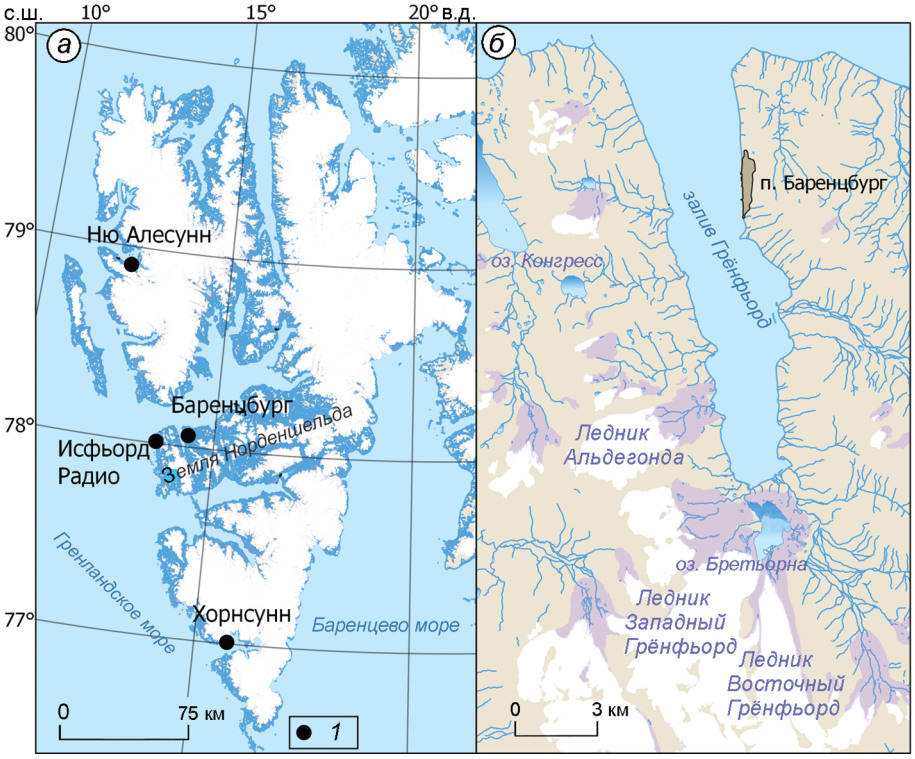


Рис. 1. Карта о. Западный Шпицберген (*а*) и района исследований (*б*):
1 – станции, на которых проводился мониторинг изотопного состава атмосферных осадков

Fig. 1. Map of Spitsbergen island (*a*) and of the area of study (*б*):
1 – stations where the isotopic composition of precipitation is measured

в 1975–1981 гг., показал, что связь между температурой воздуха и $\delta^{18}O$ сильно варьирует со временем, а среднегодовое значение $\delta^{18}O$ составляет −11,0 ‰ [3]. Район исследовательских работ в окрестностях залива Грёнфьорд отличается разнообразием различных гидрологических систем (см. рис. 1). На востоке – это долина Грёндален, ледники Тавле и Тунге, на юге – ледники Западный и Восточный Грёнфьорд, Янсон, Баалсруд с основными водотоками – реками Грёнфьорд и Бретьорна. На западе самые крупные ледники – Альдегонда и Варде, самые значимые водотоки – реки Конгресс, Брюде, Альдегонда, а также ручьи Вастакельва, Твербекен. Наиболее доступны, с точки зрения логистики, ледники Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд, а также долина озера Конгресс. Именно эти гидрологические системы стали основными объектами исследования, результаты которого приводятся и обсуждаются в настоящей работе.

Методика полевых и лабораторных работ

Отбор проб выполнялся на о. Западный Шпицберген, на территориях, прилегающих к заливам Грёнфьорд и Исфьорд, в ходе летних работ Российской арктической экспедиции на Шпицбергене (РАЭ-Ш) в 2016 и 2017 гг. Были отобраны пробы атмосферных осадков в пос. Баренцбург, льда – с ледников Альдегонда, Восточный и Западный Грёнфьорд, воды – из рек Бретьорна, Альдегонда, Конгресс и озёр в долинах Альдегонда, Восточный и Западный Грёнфьорд, а также из озера Конгресс (см. рис. 1). Отбор вели на выбранных репрезентативных участках в областях питания и абляции ледников, в водотоках и озёрах. В области абляции ледников пробы отбирали с равномерным шагом по линии тока льда для получения временнóй изменчивости, поскольку при движении от области аккумуляции к языку ледника возраст поверхностного льда увеличивается. Маршруты по долинам строились так, чтобы охватить максимальное число находящихся в них озёр и притоков основного русла. Пробы из притоков отбирали выше места их впадения в основное русло, пробы из основного русла – ниже впадения в него каждого из притоков. По возможности маршрутами и отбором охватывали оба борта долины. Пробы атмосферных осадков в пос. Баренцбург отбирали с июля 2016 г. по апрель 2017 г. В соответствии с принятой методикой образец мог накапливаться в пробоот-

борнике в течение нескольких дней, например, в случае непрерывных осадков.

Пробы отбирали в герметичные пробирки и хранили в замороженном виде для предотвращения обмена с атмосферой и фазовых переходов воды до момента выполнения лабораторного анализа. Изотопный состав проб измеряли в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i. В этом приборе применяется технология абсорбционной спектроскопии по затуханию света (WS-CRDS). Перед выполнением анализа образцы, содержащие примеси, фильтровали с помощью фильтров Sartorius с диаметром пор 0,45 мкм. Для получения максимально точных значений использовали методику измерений, разработанную в ЛИКОС [4]. В соответствии с этой методикой регулярно выполняются калибровки прибора для определения точности измерений, значений калибровочных коэффициентов и коэффициентов памяти при измерении δD и $\delta^{18}O$. Калибровки выполняют с использованием изотопных стандартов, изготовленных в Международном агентстве по атомной энергии (МАГАТЭ).

При измерениях образцов использовали внутренний лабораторный стандарт SPB-2 ($\delta^{18}O$ = −9,66 ‰, δD = −74,1 ‰), калиброванный относительно стандартов МАГАТЭ. Рабочий стандарт измеряли через каждые пять измерений образцов. Некоторые случайно выбранные образцы анализировали дважды для оценки воспроизводимости результатов. Воспроизводимость составила 0,07 ‰ для $\delta^{18}O$ и 0,3 ‰ для δD при измерении проб в 2016 г. и соответственно 0,06 ‰ и 0,4 ‰ при измерении проб в 2017 г., т.е. случайная погрешность измерений на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости изотопного состава природных вод в исследуемом районе (см. далее).

Результаты и обсуждение

Изотопный состав атмосферных осадков. На рис. 2 приведены полученные нами данные по изотопному составу осадков и температуре воздуха в Баренцбурге в 2016–2017 гг. Средний изотопный состав за указанный период составил, ‰: $\delta^{18}O$ = −9,3, δD = −65. На рис. 2 видно, что в тёплый период – с июля по ноябрь включительно – вариации температуры незначительны и не превышают 8 °С по амплитуде, в то время как изотопный состав сильно колеблется (стандартные отклонения равны 3,7 ‰ для $\delta^{18}O$ и 29 ‰ для δD). В холодный период – с декабря по апрель включительно – метеоусловия характеризуются перепадами температур до 20 °С, которые хорошо отражаются и в изотопном составе осадков (отличие от среднего значения может достигать 30 ‰ для $\delta^{18}O$ и 70 ‰ для δD). Так, можно проследить следующие тенденции: повышению температуры в начале февраля 2017 г. соответствует аналогичный ход изотопного состава, а тренд понижения температуры от середины декабря 2016 г. до конца января 2017 г. повторяется и в изотопном составе.

Очень низкая температура, установившаяся в Баренцбурге во второй декаде марта 2017 г. (до −22,3 °С), нашла отражение в аномально низком значении изотопного состава снега, ‰: $\delta^{18}O$ = −18,4, δD = −144,5. В то же время сильное понижение температуры в начале декабря 2016 г. никак не прослеживается в изотопном составе, как и несколько локальных повышений температуры в январе 2017 г. Таким образом, связь между температурой и изотопным составом не остаётся постоянной в течение года и требует уточнения более долговременными данными. В этом смысле показательны среднемесячные значения изотопного состава осадков на разных ГМС архипелага Шпицберген.

На рис. 3 приведены среднемесячные значения изотопного состава атмосферных осадков (*а*, *б*) и температуры воздуха на станциях (*в*). Для ГМС Хорнсунна были взяты осреднённые температурные данные за 2005–2016 гг. На всех станциях температурные кривые очень похожи: максимум температуры наблюдается в июле (≈5 °С), лето длится примерно с мая по октябрь. При этом вариации на ГМС Хорнсунн гораздо меньше по амплитуде, чем у остальных станций: от −8,6 до 4,8 °С, в то время как в Баренцбурге в 1975–1981 гг. температура менялась от −16 до 5 °С. Также разнятся температуры в январе и декабре (для ГМС Хорнсунн они выше, чем для других станций, примерно на 5 °С). В то же время самые большие амплитуды изотопного состава (см. рис. 3, *а*, *б*) демонстрируют именно осадки на ГМС Хорнсунн (1 σ для $\delta^{18}O$ = 3,2 ‰,

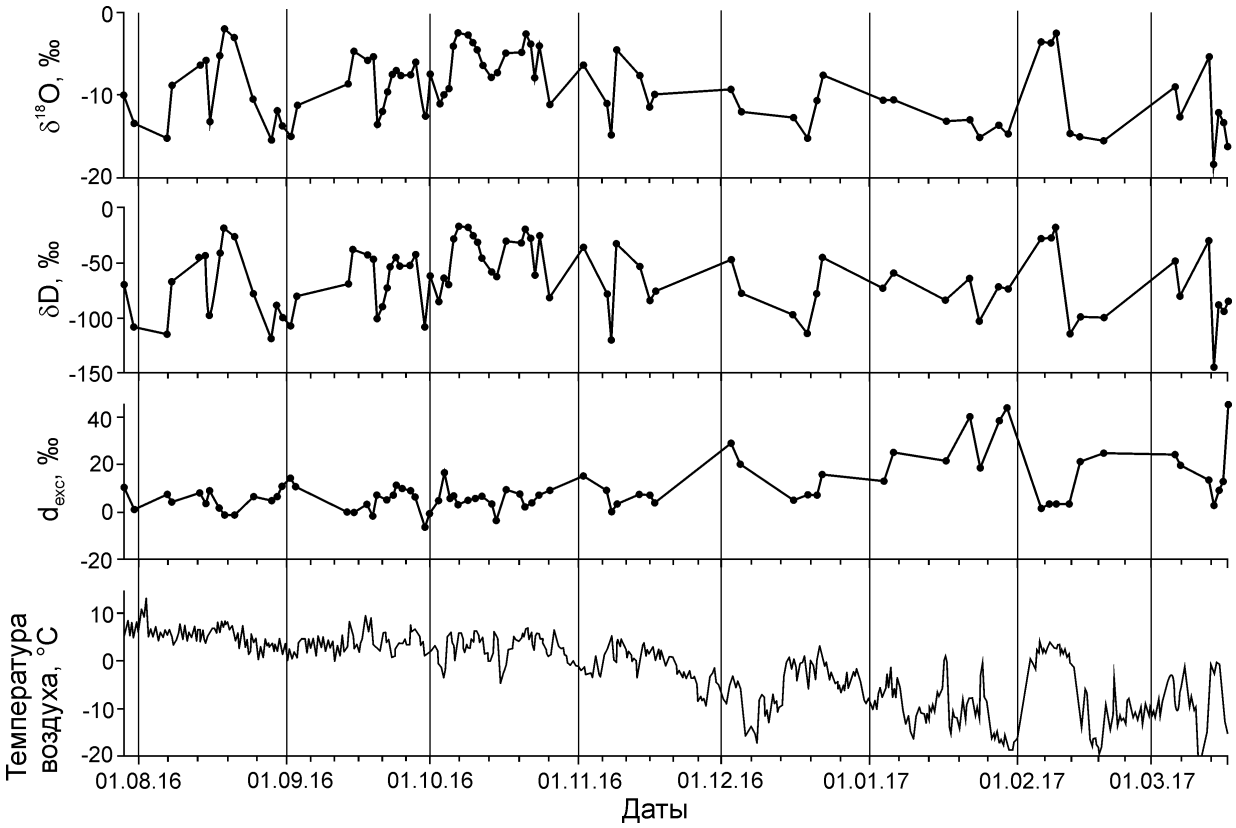


Рис. 2. Значения изотопного состава осадков ($\delta^{18}O$, δD, d_{exc}) и температуры воздуха (°C) [5] на высоте 2 м над поверхностью земли в пос. Баренцбург в период с июля 2016 г. по апрель 2017 г.
Fig. 2. The values of isotopic content of atmospheric precipitation ($\delta^{18}O$, δD, d_{exc}) and 2-m air temperature (°C) [5] in Barentsburg from July 2016 to April 2017

для $\delta D = 21{,}5$ ‰). При этом на ГМС с длительным мониторингом (Ню Алесунн и Исфьорд Радио) эти значения гораздо меньше (1 σ для $\delta^{18}O \approx 1$ ‰, 1 σ для $\delta D \approx 5$ ‰), что может быть связано с неизбежным сглаживанием данных в процессе осреднения. Такой высокий изотопный состав проб с ГМС Хорнсунн (значения изотопного состава не опускаются ниже $\delta^{18}O = -12{,}5$ и $\delta D = -84$ ‰) может быть объяснён слабой связью изотопного состава осадков с температурой воздуха на этой станции.

Один из важных изотопных параметров – эксцесс дейтерия ($d_{exc} = \delta D - 8\delta^{18}O$), характеризующий сдвиг изотопного состава образца относительно глобальной линии атмосферных осадков. Его значение тесно связано с кинетическим фракционированием влаги при испарении с поверхности воды [4]. На рис. 2 видно, что для зимних осадков характерен очень высокий d_{exc}, а в летний период наблюдается обратная ситуация. Точки экстремумов приходятся на 30 сентября 2016 г. (−6,8 ‰) и 17 марта 2017 г. (+45,1 ‰). Такие вариации амплитуды могут быть связаны с изменением географического положения источника влаги. Его можно отследить с помощью модели атмосферного переноса HYSPLIT [6]. Модельные траектории движения воздушных масс в течение 24 часов показывают, что в эти дни источник влаги находился в разных районах: 30 сентября влага поступала из Атлантического океана, а 17 марта её источником был Северный Ледовитый океан. Таким образом, для ГМС Баренцбург параметр d_{exc}, вероятно, может быть использован для определения источника влаги: низкое значение d_{exc} соответствует влаге, сформировавшейся в Северной Атлантике, а высокий d_{exc} встречается исключительно в зимних осадках, связанных с переносом арктических воздушных масс в регион исследования.

По результатам измерений в пос. Баренцбург линия метеорных вод описывается следующим уравнением: $\delta D = 6{,}93\delta^{18}O - 0{,}35$

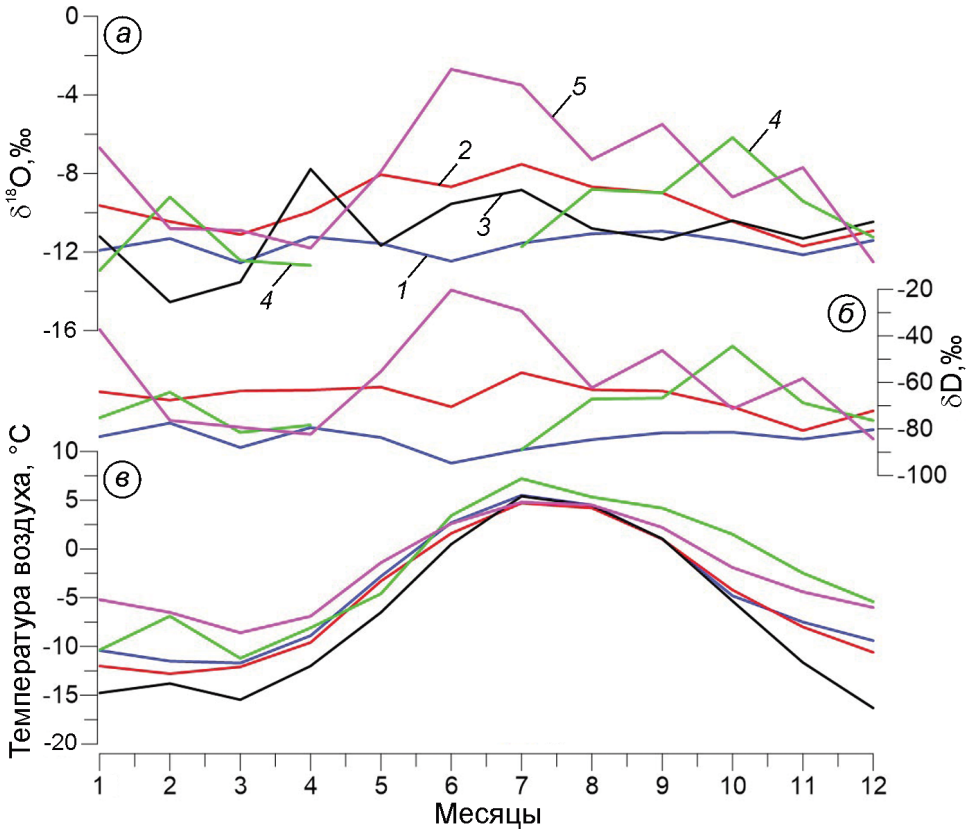


Рис. 3. Средние месячные значения изотопного состава атмосферных осадков и температуры воздуха на четырёх станциях Западного Шпицбергена:
а – относительная концентрация $\delta^{18}O$; *б* – относительная концентрация δD; *в* – температура воздуха, °С. Для станции Баренцбург отдельно приведены значения для двух разных промежутков времени. ГМС: *1* – Ню Алесунн 1990–2015 гг.; *2* – Исфьорд Радио 1960–1976 гг.; *3* – Баренцбург 1975–1981 гг.; *4* – Баренцбург 2016–2017 гг.; *5* – Хорнсунн 2013–2014 гг. Осреднение температуры воздуха на станции Хорнсунн проведено за период 2005–2016 гг. [7]

Fig. 3. Mean monthly values of isotopic composition of precipitation and air temperature at 4 Spitsbergen stations:
а – concentration $\delta^{18}O$; *б* – concentration δD; *в* – air temperature, °C. Two different time intervals are considered for Barentsburg. *1* – Ny Alesund 1990–2015; *2* – Isfjord Radio 1960–1976; *3* – Barentsburg 1975–1981; *4* – Barentsburg 2016–2017; *5* – Hornsund 2013–2014. For Hornsund station the temperature data is averaged over 2005–2016 [7]

(рис. 4, *а*). Сюда не вошли данные за 1975–1981 гг. [3], так как в них отсутствуют сведения о δD. Данные, полученные в рамках мониторинговой программы МАГАТЭ для ГМС Исфьорд Радио, показывают следующую линейную зависимость: $\delta D = 6{,}46\delta^{18}O - 5{,}98$, а для ГМС Ню Алесунн – $\delta D = 7{,}27\delta^{18}O + 0{,}87$ [8]. Измерениям на ГМС Хорнсунн соответствует уравнение $\delta D = 6{,}61\delta^{18}O + 5{,}12$. Кроме того, в работе [9] выведено уравнение для средней по Арктике линии метеорных вод – $\delta D = 7{,}68\delta^{18}O + 4{,}50$. Указанные уравнения демонстрируют хорошее согласие между собой и изображены в виде линий на рис. 4, *а*. На этом рисунке также приведены результаты современных измерений изотопного состава осадков в пос. Баренцбург.

Все имеющиеся данные по особенностям изотопного состава и широте можно разделить на три группы: 1) Ню Алесунн в северной части о. Западный Шпицберген; 2) Баренцбург и Исфьорд Радио – в центральной; 3) Хорнсунн – в южной. Для «группы Баренцбурга» несколько массивов данных были объединены с помощью взвешенного среднего, рассчитанного с учётом времени наблюдений в каждом случае: Исфьорд Радио – 16 лет, Баренцбург [3] – 6 лет, современный Баренцбург – 1 год. Многолетнее среднее в этом случае $\delta^{18}O \approx -10$ ‰. На рис. 4, *б* показаны зависимости $\delta^{18}O$ от температуры для каждой группы. Эти зависимости обусловлены множеством разных факторов и характеризуются рядом закономерностей. Например, существует зависи-

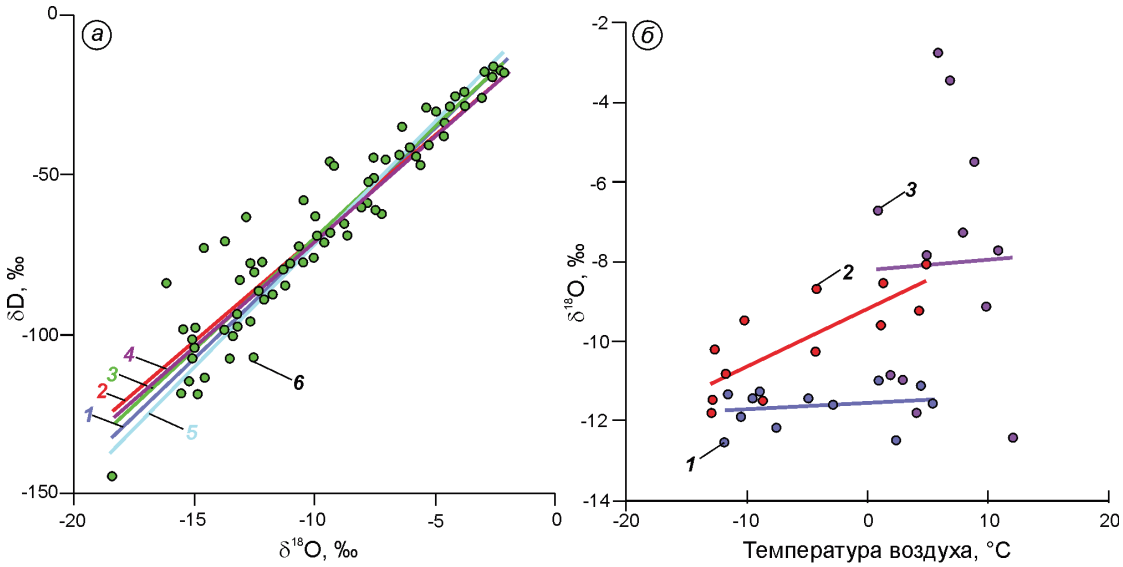


Рис 4. Зависимости между различными параметрами изотопного состава и температурой:
а – связь между относительной концентрацией $\delta^{18}O$ и относительной концентрацией δD в пробах атмосферных осадков; линии метеорных вод на станциях: *1* – Ню Алесунн; *2* – Исфьорд Радио; *3* – Баренцбург; *4* – Хорнсунн; *5* – арктическая линия метеорных вод [9]; *6* – значения изотопного состава проб атмосферных осадков в пос. Баренцбург в 2016–2017 гг.; *б* – зависимость относительной концентрации $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках от температуры воздуха в точке отбора проб; усреднённые за каждый месяц года данные для: *1* – Ню Алесунна; *2* – Баренцбурга; *3* – Хорнсунна. Сплошные линии показывают линейную регрессию для каждой группы данных

Fig. 4. Dependencies between various parameters of isotopic composition and temperature:
a – Svalbard meteoric water lines (concentration δD as a function of the concentration $\delta^{18}O$): *1* – Ny Alesund; *2* – Isfjord Radio; *3* – Barentsburg; *4* – Hornsund; *5* – Arctic meteoric water line from [9]; *6* – isotopic composition of Barentsburg samples in 2016–2017; *б* – relationship between mean monthly values of concentration $\delta^{18}O$ in precipitation and air temperature for 3 groups of Spitsbergen stations: *1* – Ny Alesund; *2* – Barentsburg; *3* – Hornsund. Solid lines are linear regressions

мость изотопного состава от направления ветра – в осадках при ветре северо-западного и восточного направлений в Баренцбурге в 1980-х годах наблюдались очень высокие значения изотопного состава, достигавшие $\delta^{18}O \approx -1{,}5$ ‰. Такой изотопный состав показывает большую роль близлежащей морской акватории в формировании влаги [3]. Определённую роль в формировании изотопного состава осадков играет также площадь распространения зимнего морского льда. При увеличении площади льда наблюдается понижение концентрации тяжёлых изотопов в осадках, поскольку морской лёд ограничивает контакт воздушных масс с поверхностью морской воды, обогащённой тяжёлыми изотопами [10].

Коэффициент корреляции между средними месячными значениями $\delta^{18}O$ и температурой воздуха для «группы Баренцбург» составляет 0,79 (статистически значим); связь между этими величинами выражается уравнением $\delta^{18}O = 0{,}14t - 9{,}2$. В случае ГМС Ню Алесунн и Хорнсунн, расположенных на других широтах архипелага, коэффициенты корреляции равны 0,22 и 0,03 соответственно, что свидетельствует об отсутствии связи между приземной температурой воздуха и изотопным составом осадков.

Изотопный состав проб, отобранных в ледниковых долинах. Пробы на изотопный анализ ледникового стока отбирались в районе залива Грёнфьорд, впадающего в Исфьорд – самый крупный залив о. Западный Шпицберген. К побережью Грёнфьорда выходят восемь долин, в одной из которых лежит русло р. Конгресс, берущей начало из оз. Конгресс. Только три из этих долин более чем наполовину заняты горно-долинными ледниками: Альдегонда – на западе, Западный и Восточный Грёнфьорд – на юге (см. рис. 1); в других долинах ледниковые тела сохранились в цирках в виде каровых и склоновых ледников либо располагаются только в самом верховье долины [11]. Такое состояние ледников связано с их деградацией, по меньшей мере, с 1900 г. и обусловлено глобальными изменениями климата [12]. Результаты изотопных исследований

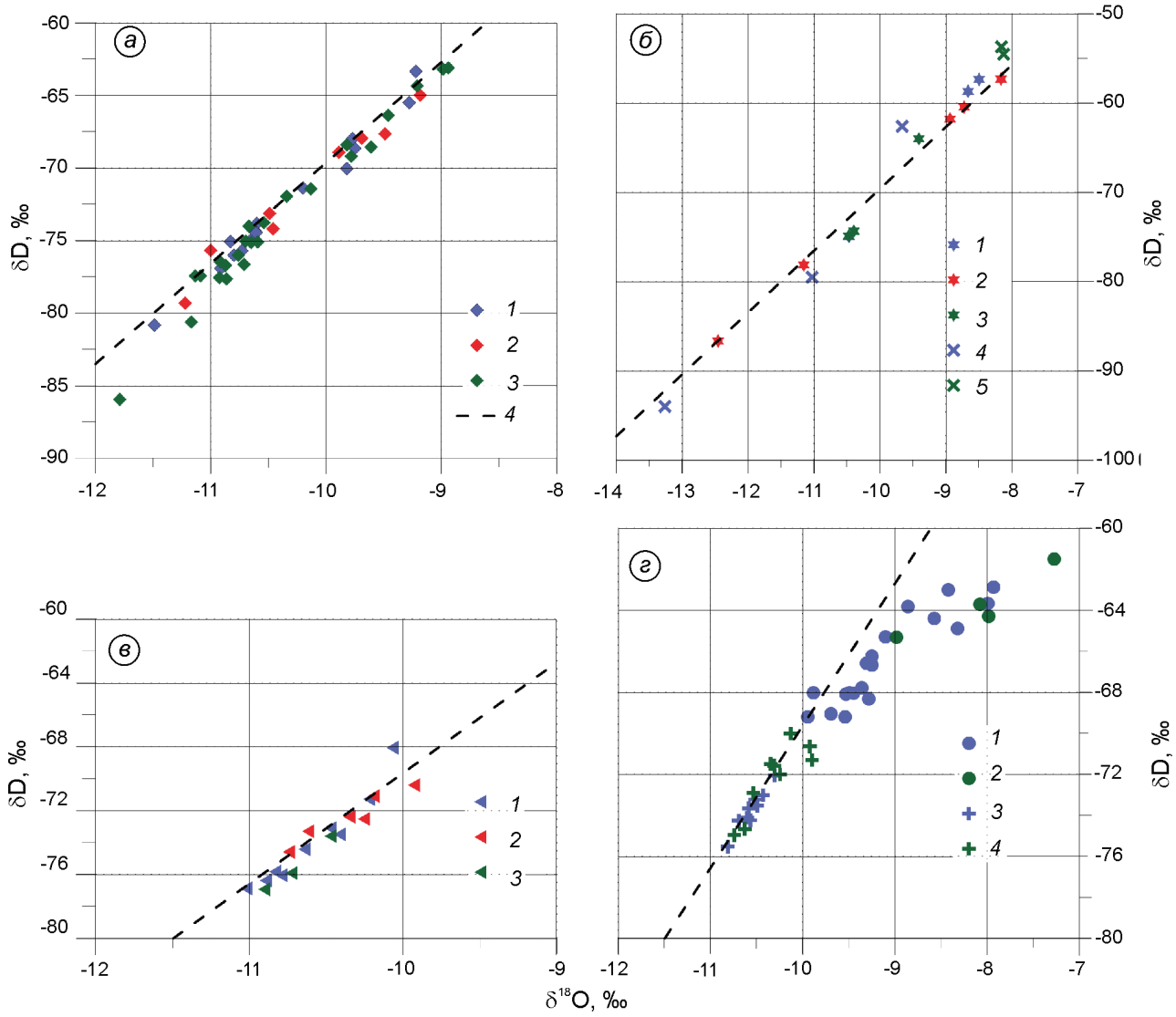


Рис. 5. Изотопный состав проб с ледников и их долин.
а – пробы льда с ледников: *1* – Альдегонда; *2* – Западный Грёнфьорд; *3* – Восточный Грёнфьорд; *4* – локальная линия метеорных вод в Баренцбурге; *б* – пробы снега из снежников и с поверхности ледников: *1* – снег на Альдегонде; *2* – снег на Западном Грёнфьорде; *3* – снег на Восточном Грёнфьорде; *4* – снежники в долине Альдегонды; *5* – снежники в долине ледников Западный и Восточный Грёнфьорд; *в* – вода из водотоков: *1* – Альдегонда;*2* – Западный Грёнфьорд; *3* – Восточный Грёнфьорд; *г* – вода из озёр, рек и ручьев с ледниковым питанием, а также из маленьких озёр в долине: *1* – озёра и ручьи с подземным питанием в долине Альдегонда; *2* – озёра с подземным питанием в долине ледников Западный и Восточный Грёнфьорд; *3* – озёра, река и ручьи с ледниковым питанием в долине Альдегонда; *4* – озёра, реки и ручьи с ледниковым питанием в долине ледников Западный и Восточный Грёнфьорд

Fig. 5. Isotopic composition of sample staken from glaciers and their valleys.
a – Glacier ice: *1* – Aldegonda; *2* – West Grenfjord; *3* – East Grenfjord;*4* – the local meteoric water line for Barentsburg; *б* – samples of snow: *1* – Aldegonda's snow; *2* – West Grenfjord'ssnow; *3* – East Grenfjord's snow; *4* – Aldegonda's snow patches; *5* – snow patches of East and West Grenfjord; *в* – water flows on the glacier surface: *1* – Aldegonda; *2* – West Grenfjord; *3* – East Grenfjord; *г* – the rivers and lakes in the glacier valley: *1* – rivers and lakes in Aldegonda valley with ground feeding type; *2* – rivers and lakes in Grenfjord valley with ground feeding type; *3* – river and lakes in Aldegonda valley with glacier feeding type; *4* – river and lakes in Grenfjord valley with glacier feeding type

проб, отобранных непосредственно на ледниках Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд (лёд, снег, водотоки – река и ручьи на поверхности ледника – сезонный талый сток) и в их долинах (озёра, снежники, река) приведены на рис. 5 в виде диаграммы зависимости δD от $\delta^{18}O$.

Ледник Альдегонда относится к типу горно-долинных ледников, имеет двухслойное строение с холодным верхним и тёплым нижним слоями. В последнее столетие ледник быстро отступает. В 2016–2017 гг. практически вся его поверхность представляла собой область абляции. Изотопный состав проб льда, поверхностного снега и водотоков, отобранных на леднике, близок к значениям изотопного состава атмосферных осадков (см. рис. 5 *а–в*). Средние значения изотопного состава, ‰: проб льда – $\delta^{18}O = -10{,}4$ и $\delta D = -73{,}6$; поверхностного снега – $\delta^{18}O = -9{,}2$ и $\delta D = -64{,}7$; поверхностных водотоков – $\delta^{18}O = -10{,}6$ и $\delta D = -74{,}2$. Для образцов из мелких озёр в долине характерны более высокие значения изотопного состава ($\delta^{18}O = -9{,}1$ и $\delta D = -66{,}5$ ‰) при более низких значениях d_{exc} (6,4 ‰ при среднем для ледника значении около 10 ‰). Это указывает на существенный вклад испарения и/или подземных вод в водный баланс озёр. При этом изотопный состав воды приледникового озера Альдегонда ($\delta^{18}O = -10{,}3$ и $\delta D = -72{,}0$ ‰) и реки, вытекающей из этого озера ($\delta^{18}O = -10{,}8$ и $\delta D = -74{,}9$ ‰ в гидрологическом створе), подтверждает значительный вклад талой воды ледника в формирование стока.

В долине были отобраны также пробы воды до и после фильтрации через моренный фильтр. Обнаружено, что преодоление моренного фильтра способствует уменьшению значений $\delta^{18}O$ и δD и увеличению d_{exc}. Так, вода из небольшого озера в долине ($\delta^{18}O = -8{,}4$, $\delta D = -63$, $d_{exc} = 4{,}3$ ‰) после просачивания через моренную стенку формируется в ручей со следующим изотопным составом, ‰: $\delta^{18}O = -9{,}3$, $\delta D = -66{,}6$, $d_{exc} = 7{,}8$. Изменения для δD составили более 3 ‰, а для d_{exc} – 3,5 ‰. При прохождении воды через горную породу обычно происходит обогащение ^{18}O, а d_{exc} снижается; в частности, такое явление наблюдается у объектов с питанием подземными водами (см. рис. 5, *г*). В данном случае обеднение по $\delta^{18}O$ и повышение d_{exc} может быть следствием смешивания ледниковых водотоков с водами фильтрованного ручья. Если предположить, что в формировании изотопного состава фильтрованного ручья участвовали только вода из озера-источника и ледниковые водотоки, то легко подсчитать, что доля вод озера-источника в ручье составляет примерно 60 %, а остальная часть – ледниковые воды.

Изотопный состав снежников демонстрирует широкий разброс значений ($\delta^{18}O = -13{,}3 \div -9{,}6$, $\delta D = -94 \div -62$, $d_{exc} = 8 \div 15$ ‰), что может быть обусловлено различной ориентировкой склонов по сторонам света. Например, наименьшие значения изотопного состава ($\delta^{18}O = -13{,}3$ и $\delta D = -94$ ‰) наблюдаются на снежнике на северном склоне, что объясняется низкой скоростью таяния в этом месте и, как следствие, сохранением зимних осадков. В процессе измерений мы не обнаружили зависимости изотопного состава проб льда с ледника от высоты. Это указывает на то, что весь ледник сложен голоценовым льдом.

Восточный и Западный Грёнфьорд. Ледник Грёнфьорд, который традиционно разделяют на западную и восточную части, расположен на юге залива Грёнфьорд на расстоянии 2 км от береговой линии. *Восточный Грёнфьорд* – часть асимметричной двускатной ледниковой системы Грёнфьорд–Фритьоф длиной около17 км. Площадь ледника Восточный Грёнфьорд – 7,6 км^2 (длина ≈5,3 км, ширина ≈1 км). Он состоит из двух потоков льда, сливающихся в средней части на уровне 300–360 м. Зона ледораздела с ледником Фритьоф довольно широкая, с неё начинается левый поток льда, в то время как в истоке правого потока расположена область фирнового питания. Язык ледника спускается к северу до высоты 40 м [13]. Ледник *Западный Грёнфьорд* имеет длину 9 км и ширину 7 км, один из его потоков вливается в ледник Восточный Грёнфьорд. Ледники Западный и Восточный Грёнфьорд питают реку Бретьорна, которая впадает в залив.

Пробы были собраны из озёр в долине ледников, в р. Бретьорна, а также на самих ледниках. Изотопный состав проб в областях абляции и аккумуляции отличается: для области аккумуляции характерны более высокие значения, соответствующие летним осадкам. На леднике Западный Грёнфьорд в области аккумуляции изотопный состав пробы льда следующий, ‰: $\delta^{18}O = -11{,}8$, $\delta D = -86$, а на ледоразделе Восточного – $\delta^{18}O = -9{,}8$ и $\delta D = -68{,}4$. В то же время на языке Западного Грёнфьорда его состав иной, ‰: $\delta^{18}O = -11$, $\delta D = -75{,}9$, а для Восточного – $\delta^{18}O = -9{,}8$ и $\delta D = -69{,}2$. Эти данные позволяют предположить, что в области аккуму-

ляции в составе талой воды участвовал недавно выпавший снег, что несколько повышает изотопный состав. Водотоки на двух ледниках очень близки по изотопному составу. Средние значения составляют, ‰: $\delta^{18}O = -10{,}3$ и $\delta D = -72{,}4$ для Западного и $\delta^{18}O = -10{,}7$ и $\delta D = -75{,}5$ для Восточного Грёнфьорда. На снежниках, в отличие от долины ледника Альдегонда, присутствует снег, выпавший в летний сезон и имеющий высокий изотопный состав ($\delta^{18}O = -8{,}2$, $\delta D = -53{,}7$ ‰). Пробы снега на ледниках в области аккумуляции меняются в следующих пределах, ‰: $\delta^{18}O = -8 \div -11$, $\delta D = -57 \div -75$. Проба погребённого льда в долине не отличается по изотопному составу от проб, полученных на леднике, что указывает на атмосферное происхождение погребённого льда ($\delta^{18}O = -9{,}0$, $\delta D = -63{,}2$ ‰). Озёра в долинах ледников отличаются по изотопному составу от атмосферных осадков (см. рис. 5, *г*), что может означать как высокий вклад испарения, так и вклад подземных вод в водный баланс озёр. Среднее значение изотопного состава воды для таких озёр составляет, ‰: $\delta^{18}O = -8{,}1$, $\delta D = -63{,}7$, $d_{exc} = 0{,}9$ и характеризуется очень низким d_{exc}. В свою очередь изотопный состав воды озера и р. Бретьорна, а также ручьев в долине свидетельствует об их ледниковом питании: среднее значение $\delta^{18}O = -10{,}4$, $\delta D = -72{,}5$, $d_{exc} = 10{,}8$ ‰.

Озеро Конгресс (78°01' с.ш., 13°58' в.д.) представляет собой небольшой (0,82 км^2) и глубокий (37–52 м) водоём во внутренней части долины Конгрессдален. Два горных хребта укрывают озеро от ветров. Обычно зимой уровень воды в озере снижается, и эти колебания уровня могут быть связаны с его разгрузкой по подземным карстовым полостям. В озеро стекают четыре небольших ручья, два из них – из области с небольшими ледниками [14]. Река Конгресс, вытекающая из озера, имеет длину 3,8 км; на её водосборе нет ледников, поэтому река не имеет прямого ледникового питания, что делает этот водоток исключительным [15].

Пробы воды на исследование изотопного состава отбирали непосредственно из оз. Конгресс, впадающих в него ручьев, вытекающей из озера реки и её притоков. Некоторые из притоков имеют подземное питание. Изотопный состав воды в истоке реки соответствует среднему значению изотопного состава воды в самом озере. Кроме того, распределение значений изотопного состава озёрных и речных вод хорошо соответствует локальной линии метеорных вод (рис. 6, *а*). Среднее значение изотопного состава воды в озере и реке в различных точках в 2016 г. ($\delta^{18}O = -10{,}6$, $\delta D = -74{,}1$ ‰) ниже, чем в 2017 г. ($\delta^{18}O = -10{,}4$, $\delta D = -72{,}0$ ‰). Большая часть ручьёв, впадающих в реку и озеро, в 2017 г. пересохла, поэтому основной массив данных по притокам представлен исследованиями 2016 г. В частности, в 2017 г. в озеро впадали только два ручья, один из которых – сероводородный. Изотопный состав этого ручья в разные годы не претерпел изменений ($\delta^{18}O = -11{,}0$, $\delta D = -76{,}3$ ‰).

По данным анализа воды из притоков озера и реки можно выделить две группы (см. рис. 6, *б*): а) притоки предполагаемого атмосферного питания (ледник, осадки); б) подземные воды, характеризующиеся более высоким изотопным составом при низких значениях d_{exc}. Распределение изотопного состава вод притоков с атмосферным питанием хорошо совмещается с линией метеорных вод осадков, в то время как распределение притоков с подземным питанием представляет собой на рис. 6, *б* отдельную группу. Всего за 2016–2017 гг. обнаружено 13 притоков с атмосферным питанием и девять с подземным питанием. Один из притоков с подземным питанием отличается высоким значением $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O = -9{,}2$, $\delta D = -65{,}9$ ‰). Такой изотопный состав может быть обусловлен близостью места впадения притока в р. Конгресс к заливу Грёнфьорд, воды которого имеют более высокий изотопный состав. Изотопный анализ вод позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся гидрологического режима оз. Конгресс:

1) изотопный состав озёрной воды менялся в течение двух летних сезонов отбора проб, что может быть связано с различным изотопным составом питающих озеро атмосферных осадков, а также с разной долей двух основных источников питания (атмосферного и подземного);

2) хотя некоторые источники имеют явное подземное питание, превалирует вклад атмосферного питания, на что указывает положение значения изотопного состава воды озера вблизи локальной линии метеорных вод (см. рис. 6, *а*);

3) пробы воды, отобранные в одно и то же время в разных частях озера, имеют незначительно, но статистически значимо различающи-

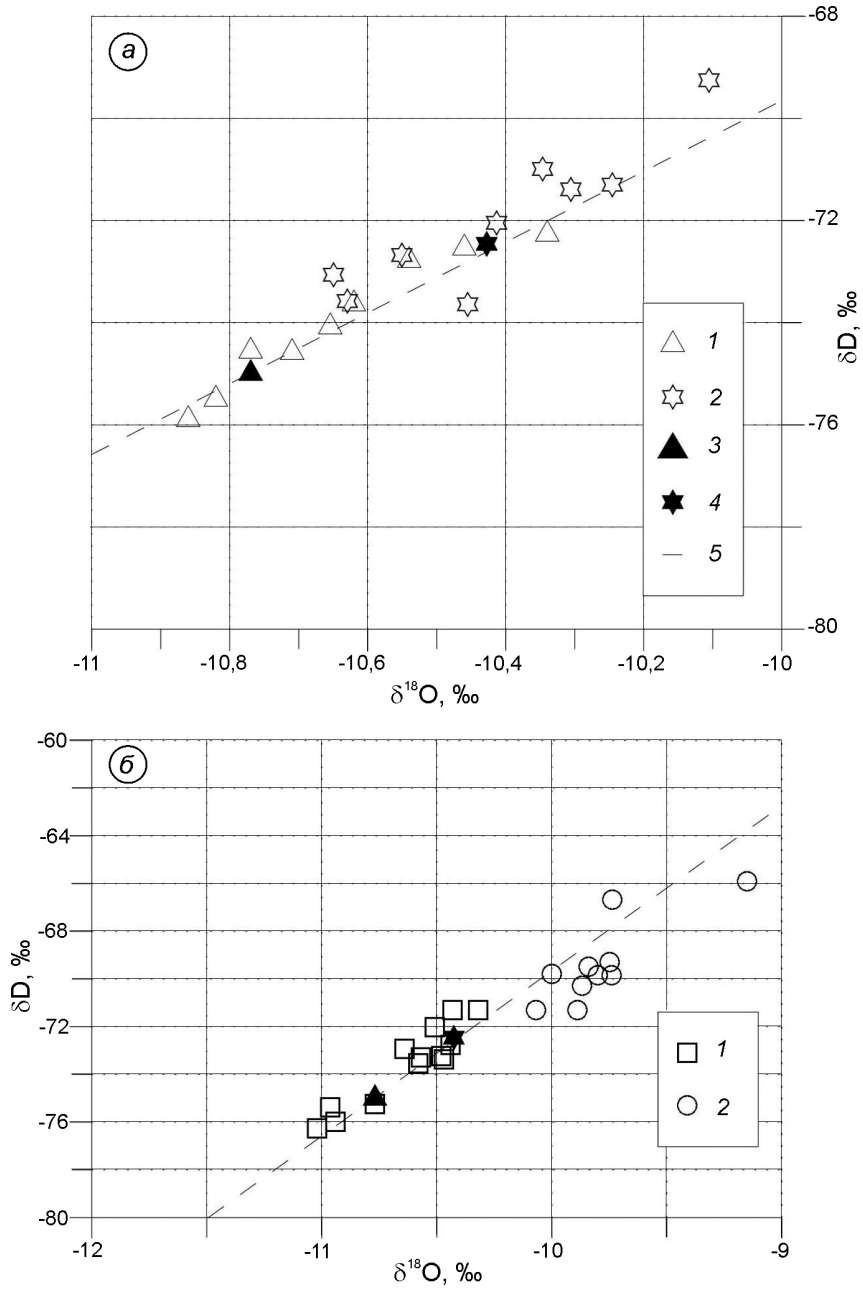


Рис. 6. Изотопный состав проб воды из долины оз. Конгресс.
а – пробы воды из озера и реки Конгресс: *1* – 2016 г.; *2* – 2017 г.; *3* – пробы из реки Конгресс в гидрологическом створе вблизи побережья за 2016 г.; *4* – аналогичные пробы за 2017 г.; *5* – локальная линия метеорных вод в Баренцбурге; *б* – притоки оз. Конгресс и их разделение по способу питания: *1* – атмосферное; *2* – подземное

Fig. 6. Isotopic composition of the water in the Lake Kongress valley.
a – water samples from the lake and the river that outflows from the lake: *1* – 2016; *2* – 2017; *3* – the isotopic composition of the Kongress river in the hydrological transsect in 2016; *4* – the same as previous in 2017; *5* – the local meteoric water line; *б* – the tributes of the lake and their classification in relation to the water source: *1* – atmospheric; *2* – ground

еся значения (см. рис. 6, *а*), что свидетельствует о неполном перемешивании воды в нём.

Сопоставление с результатами предыдущих исследований

В таблице приведены сводные данные по изотопному составу проб природных вод Шпицбергена, полученные нами и взятые из литературных источников. Так, в работе [16] есть данные по изотопному составу вертикального профиля наледи, талой воды, базального льда, а также воды из небольшого термокарстового озера в долине ледников Восточный и Западный Грёнфьорд. Пробы были взяты в июле 2009 г., наледи пронумерованы от верхнего слоя к нижнему. В данном случае самый низкий изотопный состав характерен для ледниковой талой воды и воды из озера. Средние значения изотопного состава вод нескольких озёр в долине ледников Западный и Восточный Грёнфьорд в 2016 г. ($\delta^{18}O = -7{,}6$, $\delta D = -62{,}9$ ‰) выше, чем в термокарстовом озере в 2009 г. ($\delta^{18}O = -11{,}7$, $\delta D = -85{,}4$ ‰). При этом в 2017 г.

Сводные результаты изотопного анализа проб

Автор, ссылка	Образец	Концентрация изотопа кислорода-18 $\delta^{18}O$, ‰	Концентрация изотопа дейтерия δD, ‰	Эксцесс дейтерия d_{exc}, ‰
	Лёд			
Yde et al., 2012 [16]	Наледь 1, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,66	−68	9,3
	Наледь 2, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,5	−67,2	8,8
	Наледь 3, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,5	−67,6	8,4
	Наледь 4, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−10,12	−71,9	9,1
	Наледь 5, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,47	−67,4	8,4
Vaykmyae et al., 1985 [17]	Ледораздел Грёнфьорд–Фритьоф	−10,8 (среднее значение)	–	–
Yde et al., 2012 [16]	Периферийная наледь, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,84	−70,5	8,2
	Базальный лёд, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−9,67	−69,4	8
Vaykmyae et al., 1985 [17]	Западное ледяное поле	−15,5 (среднее значение)	–	–
	Ледниковое плато Ломоносова	−14,2 (среднее значение)		
	Ледниковое плато Амундсена	−11,0 (среднее значение)		
Glasser, Hambrey, 2002 [21]	Поверхностный лёд, ледник Центральный Ловенбрин (Midtre Lovenbreen), 1999 г., 29– 30 апреля	−11,94 (−10,1 ÷ −12,8)	−84,2 (−70 ÷ −90)	–
Johnson, Hansson, 1990 [20]	Наложенный лёд, ледник Стурёйякюлен, о. Стурёя, 1980 г., июль–август	−11,85	–	–
Vasil'chuk et al., 2015 [23, 24]	Лёд из позднеголоценовой ледяной жилы на пойме р. Адвентсельва	−12,23 ÷ −15,4	–	–
Архипов и др., 2006 [22]	Лёд, снег и фирн с объектов Земли Норденшельда, 2002 г.	−13,5 ÷ −2,5	−95 ÷ −50	–
Настоящая работа	Ледник Альдегонда, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,4 (среднее значение)	−73,6	–
	Ледник Западный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,3 (среднее значение)	−72,4	
	Ледник Восточный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,5 (среднее значение)	−74,4	
	Снег			
Yde et al. 2008 [19]	Снежный шурф (ледник Лонгиер), 2004 г., апрель	−15,8±4,9	–	–
	Свежий снег (ледник Лонгиер), 2004 г.	−17,8±2,9		
Glasser, Hambrey, 2002 [21]	Поверхностный снег, ледник Центральный Ловенбрин (Midtre Lovenbreen), 1999 г., 29–30 апреля	−12,81 (−6,8 ÷ 18,6)	−88,8 (−54 ÷ −126)	–
Настоящая работа	Поверхностный снег, ледник Альдегонда, летние сезоны 2016–2017 гг.	−9,2 (среднее значение)	−64,7	–
	Поверхностный снег, ледник Западный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−9,9 (среднее значение)	−68,9	
	Поверхностный снег, ледник Восточный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 г.	−10,1 (среднее значение)	−71,1	
	Водотоки			
Yde et al., 2012 [16]	Ледниковый сток, Восточный Грёнфьорд, 2009 г., июль	−11,19	−78,5	11
	Поровая вода под наледью, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−10,89	−77,5	9,6
Yde et al. 2008 [19]	Летний ледниковый сток (ледник Лонгиер)	−13,5	–	–
Wadham et al. 2004 [18]	Ледник Финстельвальдера, водоток, 1997 г., июль (77°28' с.ш., 15°18' в.д.)	−14,1 ÷−12,8	–	–
Архипов и др., 2006 [22]	Природные воды объектов Земли Норденшельда, 2002 г.	−11 ÷−2,5	−80 ÷ −45	–
Настоящая работа	Водотоки на леднике Альдегонда, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,6 (среднее значение)	−74,2	–
	Водотоки на леднике Западный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,3 (среднее значение)	−72,4	
	Водотоки на леднике Восточный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,7 (среднее значение)	−75,5	
	Озёра			
Yde et al., 2012 [16]	Термокарстовое озеро, долина Восточного Грёнфьорда, 2009 г., июль	−11,74	−85,4	8,5
Arppe et al., 2017 [2]	Озеро Свартватнет (76,895° с.ш., 15,676° в.д.), 2013 г., июль	−9,6±0,1 (среднее значение)	−66±0,5	–
	Приток, впадающий в озеро, 2013 г., июль	−8,7±0,6 (среднее значение)	−61±5	
Настоящая работа	Озеро Конгресс, летние сезоны 2016–2017 гг.	−10,5 (среднее значение)	−73,1	–
	Озёра в долине ледника Альдегонда, летние сезоны 2016– 2017 гг.	−9,1 (среднее значение)	−66,5	6,4
	Озёра в долине ледников Западный и Восточный Грёнфьорд, летние сезоны 2016–2017 гг.	−8,1 (среднее значение)	−63,7	–
	Атмосферные осадки			
Yde et al. 2008 [19]	Дождевая вода, 2004 г., июль (ледник Лонгиер)	−8,3±3,9	–	–
Настоящая работа	Атмосферные осадки в Баренцбурге за период с июля 2016 г. по апрель 2017 г.	−9,3 (среднее значение)	−65	–

изотопный состав воды маленького озера в долине Западного Грёнфьорда составил: $\delta^{18}O = -9{,}0$, $\delta D = -65{,}3$ ‰. Приведённые в работе [16] значения для ледниковой талой воды ($\delta^{18}O = -11{,}2$, $\delta D = -78{,}5$ ‰) также незначительно отличаются от полученных нами на леднике Восточный Грёнфьорд ($\delta^{18}O = -10{,}7$, $\delta D = -75{,}5$ ‰). Кроме того, значения изотопного состава пробы наледи, отобранной на леднике Западный Грёнфьорд летом 2017 г. ($\delta^{18}O = -9{,}2$, $\delta D = -65{,}0$ ‰), очень близки к таковым для верхних слоёв наледи ледника Восточный Грёнфьорд в 2009 г. ($\delta^{18}O = -9{,}7$, $\delta D = -68$ ‰) по содержанию изотопа ^{18}O.

В работе [17] приведены результаты анализа верхней части ледяного керна с ледораздела Грёнфьорд–Фритьоф. Он изотопно более лёгкий ($\delta^{18}O = -10{,}8$ ‰) по сравнению с полученными нами значениями для льда на ледораздеде Восточный Грёнфьорд–Фритьоф ($\delta^{18}O = -9{,}8$, $\delta D = -68{,}4$ ‰). Причиной этого могут быть процессы, действующие на верхний слой льда (например, таяние) и вызывающие изменения изотопного состава. В этой работе также есть данные для ледников Западное ледяное поле, Ледниковое плато Ломоносова и Ледниковое плато Амундсена. Предполагается, что различия средних значений $\delta^{18}O$ для снежно-фирновой толщи этих ледников могут быть обусловлены географическим положением, высотой мест отбора образцов, а также типом льдообразования. В случае ледораздела Грёнфьорд–Фритьоф и ледникового плато Амундсена изотопный состав мог увеличиваться, так как осадки в течение десятков лет находились в слое инфильтрации с многократными фазовыми переходами. Сами вариации $\delta^{18}O$ твёрдых атмосферных осадков в толще холодной фирновой зоны сохраняются, но их значения могут повыситься за счёт инфильтрации талых и дождевых вод.

Ледник Финстельвальдера, данные по которому приведены в работе [18], расположен в южной части о. Западный Шпицберген. Пробы ледникового стока отбирали летом 1997 г. и имели более лёгкий изотопный состав ($\delta^{18}O = -14{,}1 \div -12{,}8$ ‰) по сравнению с пробами 2016–2017 гг. из ледниковых стоков Западного и Восточного Грёнфьорда и Альдегонды. Также более лёгкий изотопный состав имеют: сток ледника Лонгиер, пробы из снежного шурфа на леднике и свежевыпавший снег 2004 г. [19]. В работе [2] рассматривались результаты исследования вод оз. Свартватнет и впадающего в него притока, расположенных в южной части о. Западный Шпицберген. Данные об изотопном составе воды хорошо согласуются с полученными нами результатами для озёр и притоков долин Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд и имеют более тяжёлый изотопный состав по сравнению с пробами воды оз. Конгресс ($\delta^{18}O = -10{,}5$, $\delta D = -73{,}1$ ‰).

Работа [20] посвящена анализу годовых слоёв в ледяном керне с ледника Стурёйякюлен на о. Стурёя (северная часть Шпицбергена, восточнее о. Северо-Восточная Земля). В ней приводятся данные по изотопному составу наложенного льда, которые показывают более низкие, чем в Грёнфьорде, значения. В то же время эти данные соответствуют результатам работы [21], в которой приводятся значения изотопного состава поверхностного льда с ледника Центральный Ловенбрин. Ледник располагается в заливе Конгсфьорд на севере архипелага Шпицберген, вблизи норвежской ГМС Ню Алесунн. Изотопный состав проб с ледников Центральный Ловенбрин и Стурёйякюлен близок по значениям с данными проб, взятых на Ледниковом плато Амундсена. Наблюдается их большая изотопная обогащённость по сравнению с образцами из Западного ледяного поля и Ледникового плато Ломоносова.

В работе [22] приведены данные об изотопном составе природных вод и льдов Земли Норденшельда – в перигляциальной области ледника Альдегонда, долинах Стенброхультдален, Линнея и Грёндален (см. таблицу). Авторы показали, что снег, фирн и лёд ледника Альдегонда характеризуются более низким изотопным составом, чем водоёмы в его перигляциальной области, что подтверждает результаты, полученные в 2016–2017 гг. В работах [23, 24] рассмотрены повторно-жильные льды в долине р. Адвентсельва. Их изотопный состав ниже, чем у объектов, рассмотренных в данной работе, и варьирует в диапазоне $\delta^{18}O = -15{,}4 \div -12{,}23$ ‰.

Выводы

В настоящей работе представлены первые результаты изотопных исследований атмосферных осадков, ледников и водотоков, полученные в результате экспедиционной работы Российской арктической экспедиции на Шпицберге-

не в 2016–2017 гг. Был измерен изотопный состав осадков с августа 2016 г. по апрель 2017 г. в пос. Баренцбург. Средний изотопный состав за указанный период составил, ‰: $\delta^{18}O = -9{,}3$, $\delta D = -65$ ‰. Локальная линия метеорных вод выражается уравнением $\delta D = 6{,}93\delta^{18}O - 0{,}35$. Изотопный анализ проб, отобранных на ледниках Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд, а также в их долинах, позволил установить характер питания объектов в этих районах. Средние значения изотопного состава для этих объектов составили, ‰: лёд – $\delta^{18}O = -10{,}4$ и $\delta D = -73{,}5$; снег – $\delta^{18}O = -9{,}7$ и $\delta D = -68{,}2$; водотоки – $\delta^{18}O = -10{,}5$ и $\delta D = -74{,}0$; озёра в долине – $\delta^{18}O = -8{,}6$ и $\delta D = -65{,}1$. Анализ проб воды из долины оз. Конгресс показал наличие 13 притоков с атмосферным и 9 с подземным питанием, а также небольшие вариации изотопного состава воды оз. Конгресс по данным за два летних сезона, ‰: 2016 г. – $\delta^{18}O = -10{,}6$ и $\delta D = -74{,}1$; 2017 г. – $\delta^{18}O = -10{,}4$ и $\delta D = -72{,}0$.

Таким образом, изотопный метод представляет собой достаточно мощный инструмент, который может быть использован в комплексе с гидрологическими, гляциологическими, геофизическими и геохимическими методами для изучения окружающей среды полярных районов. Кроме того, сбор данных и мониторинговые измерения изотопного состава осадков на Шпицбергене важны для создания глобальной карты изотопного состава осадков, в ходе работ над которой отмечена необходимость в получении большего количества изотопных измерений именно для Арктического региона Земли [25].

Благодарности. Полевые работы выполнены в рамках экспедиции «Шпицберген-2017» Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ААНИИ. Собранные образцы хранились в химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш в пос. Баренцбург.

Acknowledgements. Fieldwork was conducted within the expedition «Spitsbergen-2017» organised by Russian Scientific Arctic Expedition on Spitsbergen Archipelago (RAE-S), AARI. Samples were stored at RAE-S analytical laboratory in Barentsburg.

Литература

1. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468. doi: 10.3402/tellusa.v16i4.8993.
2. *Arppe L., Kurki E., Wooller M.J., Luoto T.P., Zajączkowski M., Ojala A.E.* A 5500-year oxygen isotope record of high arctic environmental change from southern Spitsbergen // The Holocene. 2017. V. 27. № 12. P. 1948–1962. doi: 10.1177/0959683617715698.
3. Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
4. *Екайкин А.А.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии / Ред. В.Я. Липенков. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2016. 64 с.
5. Электронный ресурс: https://rp5.ru/.
6. Электронный ресурс: HYSPLIT https://www.arl.noaa.gov/hysplit/hysplit/.
7. *Cisek M., Makuch P., Petelski T.* Comparison of meteorological conditions in Svalbard fjords: Hornsund and Kongsfjorden // Oceanologia. 2017. V. 59. № 4. P. 413–421. doi: 10.1016/j.oceano.2017.06.004.
8. Электронный ресурс: МАГАТЭ – Международное Агентство по Атомной Энергии. International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization (IAEA/WMO) 2006. Global network of isotopes in precipitation. The GNIP database. Accessed on the internet http://www.iaea.org/water on 12 October 2010.

References

1. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964, 16: 436–468. doi: 10.3402/tellusa.v16i4.8993.
2. *Arppe L., Kurki E., Wooller M.J., Luoto T.P., Zajączkowski M., Ojala A.E.* A 5500-year oxygen isotope record of high arctic environmental change from southern Spitsbergen. The Holocene. 2017, 27 (12): 1948–1962. doi: 10.1177/0959683617715698.
3. *Glyatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
4. *Ekaykin A.A. Stabilnye isotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii.* Stable isotopes of water in glaciology and palaeogeography. Ed. V.Ya. Lipenkov. St.-Petersburg: AARI, 2016: 64 p. [In Russian].
5. https://rp5.ru/
6. HYSPLIT https://www.arl.noaa.gov/hysplit/hysplit/.
7. *Cisek M., Makuch P., Petelski T.* Comparison of meteorological conditions in Svalbard fjords: Hornsund and Kongsfjorden. Oceanologia. 2017, 59 (4): 413–421. doi: 10.1016/j.oceano.2017.06.004.
8. International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization (IAEA/WMO) 2006. Global network of isotopes in precipitation. The GNIP database. Accessed on the internet http://www.iaea.org/water on 12 October 2010.
9. *Wetzel K.* Isotopic peculiarities of meteoric water in polar regions. Isotopenpraxis Isotopes in Environ-

9. *Wetzel K.* Isotopic peculiarities of meteoric water in polar regions // Isotopenpraxis Isotopes in Environmental and Health Studies. 1990. V. 26. № 1. P. 11–13. doi: 10.1080/10256019008624211.
10. *Divine D.V., Sjolte J., Isaksson E., Meijer H.A.J., van de Wal R.S.W., Martma T., Pohjola V., Sturm C., Godtliebsen F.* Modelling the regional climate and isotopic composition of Svalbard precipitation using $REMO_{iso}$: a comparison with available GNIP and ice core data // Hydrological Processes. 2011. V. 25. № 24. P. 3748–3759. doi: 10.1002/hyp.8100.
11. *Кокин О.В.* Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Грёнфьорд и Альдегонда): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2010. 24 с.
12. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Ред. Л.С. Троицкий. М: Наука, 1975. 276 с.
13. *Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В.* Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
14. *Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A., Brauer A., Vigliotti L., Musazzi S., Langone L., Manca M., Lucchini F., Calanchi N., Dinelli E., Mordenti A.* Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet // Journ. of Paleolimnology. 2006. V. 36. № 4. P. 325–351. doi: 10.1007/s10933-006-9002-0.
15. *Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В.* Наблюдение за стоком взвешенных наносов рек бассейна залива Гренфьорд // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. С. 230–236.
16. *Yde J., Hodson A., Solovjanova I., Steffensen J., Nørnberg P., Heinemeier J., Olsen J.* Chemical and isotopic characteristics of a glacier-derived naled in front of Austre Grønfjordbreen, Svalbard // Polar Research. 2012. V. 31. № 1. P. 17628. doi: 10.3402/polar.v31i0.17628.
17. *Vaykmyae R.A., Martma T.A., Punning Y.M., Tyugu K.R.* Variations in $\delta^{18}O$ and Cl^- in an ice core from Vestfonna Nordaustlandet // Polar Geography. 1985. V. 9. № 4. P. 329–333. doi: 10.1080/10889378509377263.
18. *Wadham J.L., Bottrell S., Tranter M., Raiswell R.* Stable isotope evidence for microbial sulphate reduction at the bed of a polythermal High Arctic glacier // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 219. № 3–4. P. 341–355. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00683-6.
19. *Yde J.C., Riger-Kusk M., Christiansen H.H., Knudsen N.T., Humlum O.* Hydrochemical characteristics of bulk meltwater from an entire ablation season, Longyearbreen, Svalbard // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. P. 259–272. doi: 10.3189/002214308784886234.

mental and Health Studies. 1990, 26 (1): 11–13. doi: 10.1080/10256019008624211.
10. *Divine D.V., Sjolte J., Isaksson E., Meijer H.A.J., van de Wal R.S.W., Martma T., Pohjola V., Sturm C., Godtliebsen F.* Modelling the regional climate and isotopic composition of Svalbard precipitation using $REMO_{iso}$: a comparison with available GNIP and ice core data. Hydrological processes. 2011, 25 (24): 3748–3759. doi: 10.1002/hyp.8100.
11. *Kokin O.V. Rel'ef i otlozheniya kraevyih zon lednikov Zapadnogo Shpitsbergena (na primere lednikov Gronford i Aldegonda).* Relief and deposition of edge zones of West Svalbard glaciers (using the example of the Grenfjord and Aldegonda glaciers). PhD thesis Moscow: MGU, 2010. 24 p. [In Russian].
12. *Oledenenie Spitsbergena (Svalbarda).* Glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Ed. L.C. Troitskiy. Moscow: Nauka, 1975: 276 p. [In Russian].
13. *Chernov R.A., Vasileva T.V., Kudikov A.V.* Temperature regime of the surface layer of the East Grenfjord glacier (West Svalbard). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (3): 38–46. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
14. *Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A., Brauer A., Vigliotti L., Musazzi S., Langone L., Manca M., Lucchini F., Calanchi N., Dinelli E., Mordenti A.* Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. Journ. of Paleolimnology. 2006, 36 (4): 325–351. doi: 10.1007/s10933-006-9002-0.
15. *Solovyanova I.Yu., Tretyakov M.V.* Monitoring the suspended sediment discharge of the rivers of the Grenfjord Basin. *Kompleksnye issledovaniya Shpitsbergena.* Complex investigations of Spitsbergen. Apatityi: Izdatel'stvo KNTS RAN. 2004, 4: 230–236. [In Russian].
16. *Yde J., Hodson A., Solovjanova I., Steffensen J., Nørnberg P., Heinemeier J., Olsen J.* Chemical and isotopic characteristics of a glacier-derived naled in front of Austre Grønfjordbreen, Svalbard. Polar Research. 2012, 31 (1): 17628. doi: 10.3402/polar.v31i0.17628.
17. *Vaykmyae R.A., Martma T.A., Punning Y.M., Tyugu K.R.* Variations in $\delta^{18}O$ and Cl^- in an ice core from Vestfonna Nordaustlandet. Polar Geography. 1985, 9 (4): 329–333. doi: 10.1080/10889378509377263.
18. *Wadham J.L., Bottrell S., Tranter M., Raiswell R.* Stable isotope evidence for microbial sulphate reduction at the bed of a polythermal High Arctic glacier. Earth and Planetary Science Letters. 2004, 219 (3–4): 341–355. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00683-6.
19. *Yde J.C., Riger-Kusk M., Christiansen H.H., Knudsen N.T., Humlum O.* Hydrochemical characteristics of bulk meltwater from an entire ablation season, Longyearbreen, Svalbard. Journ. of Glaciology. 2008, 54: 259–272. doi: 10.3189/002214308784886234.

20. *Jonsson S., Hansson M.* Identification of annual layers in superimposed ice from Storöyjökulen in northeastern Svalbard // Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography. 1990. V. 72. № 1. P. 41–54. doi: 10.1080/04353676.1990.11880299.
21. *Glasser N. F., Hambrey M.J.* δD–δ^{18}O relationships on a polythermal valley glacier: Midtre Lovénbreen, Svalbard // Polar Research. 2002. V. 21. № 1. P. 123–131. doi: 10.3402/polar.v21i1.6478.
22. *Архипов С.М., Хуббертен Х.-В., Ванштейн Б.Г., Мейер Х., Ананичева М.Д., Саватюгин Л.М., Прямиков С.М., Чернов Р.А., Стрелецкий Д.А.* Геохимия природных вод и льдов Земли Норденшельда (о. Зап. Шпицберген) // МГИ. 2006. Вып. 100. С. 200–206.
23. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Земскова А.М., Кристиансен Х., Чижова Ю.Н.* Изменение содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах Ямала и Свальбарда, сформировавшихся за последние 2 тысячи лет // Криосфера Земли. 2012. Вып. 16. № 1. С. 43–55.
24. *Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Christiansen H.H., Chizhova J.N., Vasil'chuk A.C., Zemskova A.M.* Oxygen stable isotope variation in Late Holocene ice wedges in Yamal Peninsula and Svalbard // Geography. Environment. Sustainability. 2015. V. 8. № 3. P. 36–54. doi: 10.24057/2071-9388-2015-8-3-36-54.
25. *Bowen G. J., Revenaugh J.* Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation // Water Resources Research. 2003. V. 39. № 10. doi: 10.1029/2003WR002086.

20. *Jonsson S., Hansson M.* Identification of annual layers in superimposed ice from Storöyjökulen in northeastern Svalbard. Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography. 1990, 72 (1): 41–54. doi: 10.1080/04353676.1990.11880299
21. *Glasser N. F., Hambrey M. J.* δD–δ^{18}O relationships on a polythermal valley glacier: Midtre Lovénbreen, Svalbard. Polar Research. 2002, 21 (1): 123–131. doi: 10.3402/polar.v21i1.6478.
22. *Arkhipov S.M., Hubberten H.W., Vanshtein B.G., Meyer H., Ananicheva M.D., Savatyugin L.M., Pryamikov S.M., Chernov R.A., Streletsky D.A.* Geochemistry of natural water and ice objects on Nordenskiöld Land (Western Spitsbergen). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2006, 100: 200–206. [In Russian].
23. *Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Zemskova A.M., Christiansen H.H., Chizhova Ju.N.* Oxygen and hydrogen stable isotope variation in ice-wedges in Yamal peninsula and Svalbard formed over the last 2 kyr. *Kriosfera Zemli*. Earth`s Cryosphere. 2012, 16 (1): 43–55. [In Russian].
24. *Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Christiansen H.H., Chizhova J.N., Vasil'chuk A.C., Zemskova A.M.* Oxygen stable isotope variation in Late Holocene ice wedges in Yamal Peninsula and Svalbard. Geography. Environment. Sustainability. 2015, 8 (3): 36–54. doi: 10.24057/2071-9388-2015-8-3-36-54.
25. *Bowen G.J., Revenaugh J.* Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. Water Resources Research. 2003, 39 (10). doi: 10.1029/2003WR002086.

Подземные льды и наледи

УДК 551.345:544.02 doi: 10.31857/S2076673420030047

Изотопная индикация источника воды для образования ледоминерального ядра торфяных миграционных бугров пучения

© 2020 г. Ю.Н. Чижова[1*], Ю.К. Васильчук[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*eacentr@yandex.ru

Use of stable water isotopes to identify water as a source for palsa ice core formation

Yu.N. Chizhova[1*], Yu.K. Vasil'chuk[2]

[1]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*eacentr@yandex.ru

Received September 13, 2019 / Revised November 13, 2019 / Accepted December 10, 2019

Keywords: ***closed system of growth, deuterium excess, isotope composition of oxygen and hydrogen, palsa, segregated ice.***

Summary

Isotopic characteristics of ice cores of peat mounds (palsa) are considered. The distribution of the values of $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, d_{exc} and ratios $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ within the palza ice lense is associated with freezing in a closed or open system, and this allows finding the source of water for the ice formation. The use of computational modeling of the distribution of the values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ during the ice formation in a closed system and the selection of the calculated parameters, performed in such a way that the actual values in the ice are described, show the initial isotopic characteristics of the moisture from which the ice was formed. The subject of investigation is the isotopic composition of segregated ice in the upper part of the ice core of a palsa near the Yeletsky settlement. Ice samples were obtained by drilling with a hand-held electric drill. In its upper part, the core is composed of frozen peat and loam. The source of water for the formation of segregated ice from this palsa was the atmospheric moisture with isotopic characteristics equal, on average, to: $\delta^{2}H = -106.7$, $\delta^{18}O = -15.3$ and $d_{exc} = 15.7$ ‰. These values correspond to the current atmospheric precipitation in the vicinity of the Amderma settlement. The water of the nearest bog did not serve as a source of water for the ice formation. The same conclusion, fully confirmed by the application of the calculated approach, was obtained for the hummocky massif of the Yukon (Canada). The calculation did show that the water from which the ice of the Canadian palsa was formed was a mixture of local atmospheric precipitation (80%) and the boggy waters of the peat plateau (20%). The presence of the last water is a possible indication to re-formation of mounds, when evaporated water from bog could participate in ice core formation.

Citation: Chizhova Yu.N., Vasil'chuk Yu.K. Use of stable water isotopes to identify water as a source for palsa ice core formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 395–408. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030047.

Поступила 13 сентября 2019 г. / После доработки 13 ноября 2019 г. / Принята к печати 10 декабря 2019 г.

Ключевые слова: ***дейтериевый эксцесс, изотопный состав кислорода и водорода, закрытая система льдообразования, миграционные бугры пучения, сегрегационный лёд.***

Рассмотрены изотопные характеристики ледоминерального ядра торфяных миграционных бугров пучения. На основе распределения значений $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, d_{exc} и соотношений $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$, а также выполненного моделирования льдообразования в закрытой системе сделаны выводы о происхождении воды, которая стала источником для льда бугров пучения типа пальза.

Введение

Изотопные характеристики позднеплейстоценовых и голоценовых подземных льдов — наиболее точные палеоиндикаторы, но в основном это касается повторно-жильных льдов, по которым обычно выполняют реконструкции зимних палеотемператур [1–8]. Это — надёжный инструмент, который помогает установить условия формирования льда, стадии роста, деградации и стабилизации повторно-жильных льдов [3]. Изотопные же параметры текстурных льдов изучены недоста-

точно ввиду сложности интерпретации. Текстурные льды в синкриогенных толщах могут формироваться из нескольких источников воды (смесь сезонных осадков, поверхностных вод и частично даже из растаявших подземных льдов). Кроме того, в многолетнемёрзлое состояние деятельный слой переходит по частям, условия промерзания которых могут значительно различаться. Данные об изотопном составе текстурных льдов многолетнемёрзлых пород (ММП) немногочисленны [9–12], а изотопных характеристик текстурных льдов бугров пучения совсем мало [13–18].

Миграционные бугры пучения (в англоязычной литературе именуются palsa – пальза) – это выпуклые формы криогенного рельефа, возникающие в области многолетне- и сезонномёрзлых пород в результате неравномерного сегрегационного льдообразования при миграции влаги к фронту промерзания (поэтому бугры и называют миграционными). В настоящей работе рассматривается изотопный состав кислорода и водорода текстурных льдов миграционного бугра пучения в бугристом массиве пос. Елецкий Большеземельской тундры. Данные, полученные по текстурным льдам в бугристом массиве близ пос. Елецкий, дополнены изотопными характеристиками бугров севера Канады. Условия промерзания и источники воды для формирования текстурных льдов устанавливаются по соотношению изотопных параметров льда $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$.

Материалы и методы

В пределах выпуклобугристого массива в районе пос. Елецкий (67°2'39" с.ш., 64°12'43" в.д.) на северо-востоке Большеземельской тундры детально исследован наиболее репрезентативный бугор пучения высотой 3 м (рис. 1); мощность торфа на его вершине составляет 1,4 м. Это – район спорадического распространения многолетнемёрзлых пород, а бугры пучения здесь – наиболее выраженная и распространённая форма криогенного рельефа. По данным метеостанции (ГМС) Елецкая (индекс ВМО 23220), среднегодовая температура воздуха здесь составляет −5,5 °С (средние июльские 6,9 °С, средние январские −20,2 °С). Район характеризуется избыточным увлажнением: среднегодовые суммы осадков составляют здесь от 600 до 800 мм.

Исследования проводились авторами в конце сентября 2017 г., когда протаивание в пределах массива было максимальным, достигавшим на некоторых участках от 80 до 100 см (в июле 2018 г. эти исследования были продолжены). На вершине бугра пучения в талом торфе был пройден шурф глубиной 70 см, из которого с помощью электроледобура MORA–ICE пробурена скважина в мёрзлом торфе и подстилающем его мёрзлом суглинке соответственно глубиной около 70 см и 10 см. Ледяные включения в торфе и суглинке встречались в виде тонких линз и гнёзд, льдистость торфа и суглинка составляла от 30 до 50%, криогенная текстура – массивная, верхние 10 см мёрзлого торфа были малольдистыми, из этих образцов не удалось получить воду. С глубины 89–157 см были отобраны образцы торфа и грунта. После оттаивания образцов вода из них была отжата и перелита во флаконы для определения изотопного состава кислорода и водорода льда. Таким образом удалось проанализировать распределение $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в верхних 70 см ледяного ядра бугра. Бурение было прекращено на глубине 1,5 м ввиду залегания глубже более плотных малольдистых серых озёрных суглинков, вести бурение которых ручным электроледобуром оказалось невозможно. Ранее в Большеземельской тундре было проведено бурение бугров пучения в районе г. Воркута и пос. Абезь [19]. В первом случае под слоем торфа были вскрыты суглинки, во втором – переслаивание суглинков, песков и глин. По нашим представлениям, торф бугров пучения в районе пос. Елецкий подстилается серым озёрным суглинком (см. рис. 1), которым выполнена вся окружающая котловина вплоть до поймы р. Уса. Граница ММП проведена условно. Изучение строения, распределения температур в скважине и установление границы ММП – задача будущих исследований, для которых необходимо колонковое бурение бугров на глубину не менее 10–12 м.

Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF–IRMS) на масс-спектрометре Delta–V с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использованы Международные стандарты V–SMOW, SLAP; погрешность определений составляет ±0,6 ‰ для $\delta^{2}H$ и ±0,1 ‰ для $\delta^{18}O$.

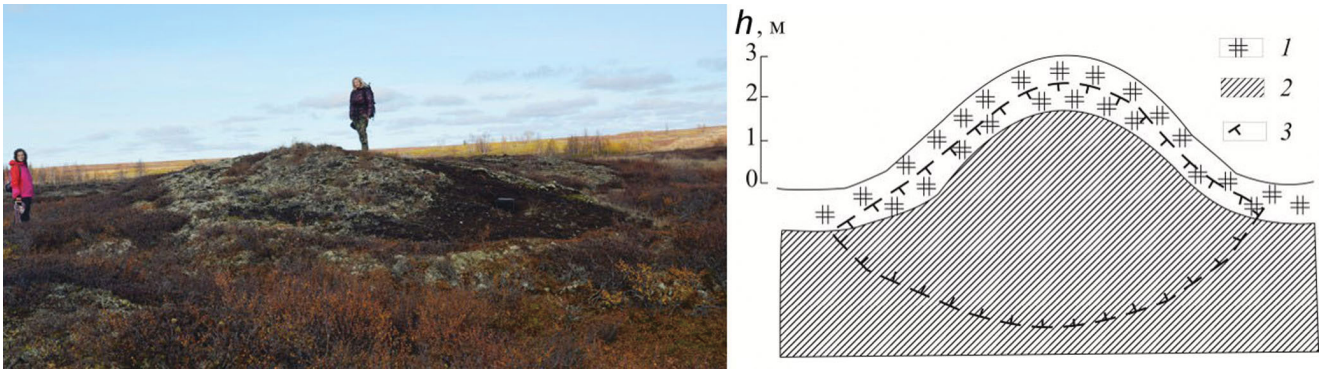


Рис. 1. Исследованный миграционный бугор пучения у пос. Елецкий. Фото Ю.К. Васильчука:
1 – торф; *2* – суглинок; *3* – предполагаемая граница многолетнемёрзлых пород
Fig. 1. Palsa near the Eletsky village. Photo by Yu.K. Vasil'chuk:
1 – peat; *2* – loam; *3* – the possible permafrost boundary

Расчётные методы и моделирование. В случае формирования льда из ограниченного резервуара воды (закрытая система) при намерзании каждой новой порции льда остающаяся в резервуаре вода изотопно обедняется. Этот процесс изотопного обеднения описывается уравнением Рэлея – при промерзании и переходе воды в лёд изотопный состав кислорода остающейся незамёрзшей воды будет меняться по формуле [20]

$$\delta_w = (\delta_0 + 1000)f^{(\alpha - 1)} - 1000, \quad (1)$$

где δ_w – значения $\delta^{18}O$ остающихся фракций воды (порций); δ_0 – значения $\delta^{18}O$ начальной воды (источника); f – фракция (порция) воды, перешедшей в лёд, доли ед.; α – коэффициент фракционирования ^{18}O в системе жидкость–лёд.

Изменения изотопного состава кислорода льда, образующегося из этой воды, будет определяться по выражению

$$\delta_i = \alpha(\delta_0 + 1000)(1 - f)^{(\alpha - 1)} - 1000, \quad (2)$$

где δ_i – значения $\delta^{18}O$ фракций льда; расчёт выполнен для фракций льда от 0,1 до 0,95 в долях ед. с шагом 0,05.

Аналогично эти уравнения описывают и изменение изотопного состава водорода. При расчёте изотопного состава кислорода и водорода льда, согласно уравнению (2), наиболее важны два параметра: коэффициенты фракционирования α и изотопные характеристики исходной воды δ_0, т.е. той воды, из которой начинает формироваться лёд. Коэффициент фракционирования α может варьировать в зависимости от скорости процесса (повышается при низкой скорости и уменьшается при высокой). Кроме того, он может по-разному меняться для ^{18}O и для ^{2}H при изменении скорости намораживания льда. В идеальном случае используют коэффициенты $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ и $\alpha_{2H} = 1{,}0212$ [21]. Изотопные характеристики исходной воды важны, так как от величины начальных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ зависит наклон линии регрессии S [22]:

$$S = [(\alpha - 1)/(\beta - 1)]\times[(1 + \delta i)/(1 + \Delta i)], \quad (3)$$

где $\alpha = \alpha_{2H}$; $\beta = \alpha_{18O}$; δi – начальные значения $\delta^{2}H$ воды; Δi – начальные значения $\delta^{18}O$ воды.

Безусловный маркер процессов льдообразования в закрытой системе – величина наклона линии регрессии ниже восьми [23]. Динамика значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда, образованного в условиях закрытой системы, установлена для инъекционных бугров пучения [24]. Мы рассчитали изменения значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда, образующегося в закрытой системе из воды с разными начальными значениями и коэффициентами фракционирования согласно уравнению (2) (рис. 2). При последовательном образовании льда из воды, т.е. увеличении фракции льда от 0,1 до 0,9 значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда закономерно уменьшаются. При этом в зависимости от начальных значений δ_0 изотопное обеднение реализуется в разных диапазонах значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ (см. рис. 2, кривые *1*, *3*, *4*), а величина самого диапазона определяется коэффициентом фракционирования: при максимальных коэффициентах достигается максимальный диапазон значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда от первой фракции до последней (см. рис. 2, кривые *1* и *2*).

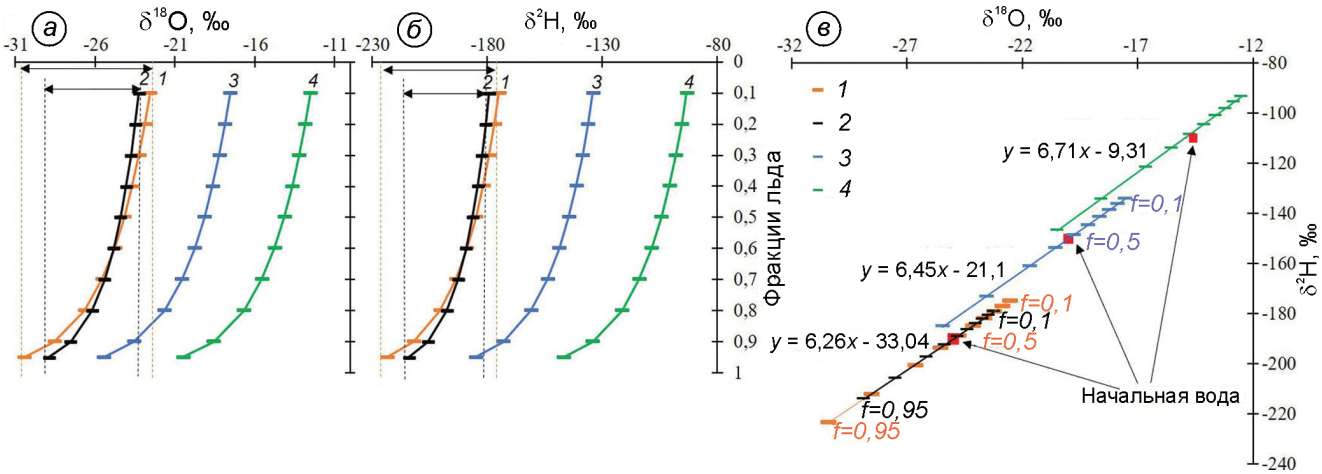


Рис. 2. Изменение значений $\delta^{18}O$ (*а*) и $\delta^{2}H$ (*б*) льда, образующегося в закрытой системе из воды с разными изотопными параметрами и с разными коэффициентами фракционирования:
значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда, образованного из воды со значениями: *1* – $\delta^{18}O = -25$ и $\delta^{2}H = -190$ ‰ и коэффициентами $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ и $\alpha_{2H} = 1{,}0212$; *2* – $\delta^{18}O = -25$ и $\delta^{2}H = -190$ ‰ и коэффициентами $\alpha_{18O} = 1{,}0020$ и $\alpha_{2H} = 1{,}015$; *3* – $\delta^{18}O = -20$ и $\delta^{2}H = -150$ ‰ и коэффициентами $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ и $\alpha_{2H} = 1{,}0212$; *4* – $\delta^{18}O = -15$ и $\delta^{2}H = -110$ ‰ и коэффициентами $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ и $\alpha_{2H} = 1{,}0212$. Фракции образованного льда обозначены через $f = 0{,}1$ (первая порция льда) до $f = 0{,}95$ (последняя порция льда). Стрелками выделен общий диапазон значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда, образованного из одной воды, но с разными коэффициентами α. Эти же расчётные величины показаны в координатах $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ (*в*)

Fig. 2. The distribution of $\delta^{18}O$ (*a*) and $\delta^{2}H$ (*б*) values of ice formed in a closed system from water with different initial isotopic parameters and fractionation coefficients:
the $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of ice formed from water: *1* – $\delta^{18}O = -25$ and $\delta^{2}H = -190$ ‰ and $\alpha_{18O} = 1.0029$ $\alpha_{2H} = 1{,}0212$; *2* – $\delta^{18}O = -25$ and $\delta^{2}H = -190$ ‰ and $\alpha_{18O} = 1{,}0020$ $\alpha_{2H} = 1{,}015$; *3* – $\delta^{18}O = -20$ and $\delta^{2}H = -150$ ‰ and $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ $\alpha_{2H} = 1{,}0212$; *4* – $\delta^{18}O = -15$ and $\delta^{2}H = -110$ ‰ and $\alpha_{18O} = 1{,}0029$ $\alpha_{2H} = 1{,}0212$. The fractions of formed ice are denoted by *f* from 0,1 (the first portion of ice) to 0,95 (the last portion of ice). The arrows indicate the general range of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of ice formed from the same water, but with different α. These calculated values are shown in the coordinates $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ (*в*)

Хорошо заметно, что чем ниже коэффициенты фракционирования (см. рис. 2, *а*, *б*, кривые *1* и *2*), тем меньше диапазон вариаций $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда от первой фракции образующегося льда до последней (*f* от 0,1 до 0,95). Аналогичное уменьшение общего диапазона заметно и на парной диаграмме (см. рис. 2, *в*). Также понятно, что чем ниже значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ начальной воды, тем меньше будет наклон линии регрессии, что и следует из формулы (3) [22]. В данном случае значение углового коэффициента – важный диагностический признак, поскольку это – закономерное следствие изотопного фракционирования при замерзании воды. Данный факт позволяет использовать модель формирования льда в закрытой системе для решения обратной задачи – через наклон линии регрессии и диапазон значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$, описывающих реально установленные вариации во льду, можно найти начальную точку, от которой начался процесс льдообразования – δ_0 в формуле (1) – и приблизиться к оценке величины коэффициентов фракционирования. В результате можно подобрать начальные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ и коэффициенты α_{18O} и α_{2H} таким образом, чтобы смоделированные расчётные значения наиболее близко описывали реально установленные изотопные характеристики льда.

Результаты и обсуждение

Изотопный состав сегрегационного льда ядра бугра пучения близ пос. Елецкий. В образцах льда, отобранного из верхней части льдистого ядра бугра пучения близ пос. Елецкий значения $\delta^{18}O$ варьировали от −15,89 до −14,02 ‰ (среднее значение −15,2 ‰), значения $\delta^{2}H$ – от −102,3 до −111,8 ‰ (среднее значение – 107,6 ‰), величина дейтериевого эксцесса d_{exc} изменяется от 7,6 до 18,6 ‰ (табл. 1). Для сегрегационного ледяного ядра бугра пучения получено следующее соотношение: $\delta^{2}H = 4{,}73\delta^{18}O - 35{,}68$ (рис. 3). Наклон линии регрессии около 5, как правило,

свидетельствует о процессах испарения воды, что и было нами обнаружено для образцов поверхностных вод вблизи бугра (см. рис. 3). Наклоны от 7 до 6 характерны для льдообразования в условиях закрытой системы. В данном случае полученный наклон в 4,7 не столько характеризует процессы льдообразования, сколько связан с тем, что данные распределены очень кучно (малый диапазон изменения по глубине) и плохо описываются линейной аппроксимацией.

Коэффициент достоверности линейной аппроксимации составил 0,47, что указывает на весьма условную линейность в данном случае. Тем не менее графически хорошо выражено, что точки льда на изотопной диаграмме расположены не вдоль глобальной линии метеорных вод, а формируют собственный тренд, который мы интерпретируем как льдообразование в условиях закрытой системы. Известно, что изотопные характеристики текстурных льдов (сегрегационные или льды деятельного слоя) отражают условия закрытой системы. Это связано с тем, что при промерзании деятельного слоя содержащаяся в нём влага оказывается между двух водоупоров: снизу – ММП, сверху – фронт промерзания. Таким образом, внутри этого одного промерзающего слоя устанавливаются условия закрытой системы, происходит миграция внутригрунтовой влаги к фронту промерзания и её изотопное обеднение при последовательном переходе в лёд. Такие эффекты, выраженные в величине наклона линии регрессии ниже восьми, для текстурных льдов были установлены в натурных наблюдениях на побережье моря Лаптева [25, 26] и в лабораторном эксперименте по промораживанию водонасыщенных суглинков [27].

Весьма небольшой диапазон значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в случае с сегрегационным льдом бугра пучения близ пос. Елецкий, по нашему мнению, связан, во-первых, лишь с частичной реализацией условий закрытой системы ввиду быстрого замерзания или небольшого слоя, перешедшего в многолетнемёрзлое состояние (чем меньше мощность деятельного слоя, тем быстрее он промерзает), во-вторых – с изменением первичного распределения значений из-за просачивания с поверхности атмосферных осадков.

Распределение значений $\delta^{18}O$ льда по глубине имеет выраженную тенденцию к утяжелению значений с глубиной (см. табл. 1). Можно предположить, что опробованный авторами лёд на глубинах 140–160 см сформировался, когда бугор только начал своё поднятие над окружающими понижениями. Источником влаги были воды окружающих мелких водоёмов, которые в дальнейшем, при продолжающемся активном испарении, образовали болото. Затем, по мере роста бугра, нижние части льдистого ядра также формировались при подтоке влаги из обводнённых понижений, а на верхнюю часть бугра, возвышающегося над окружающими межбугровыми понижениями, некоторое влияние оказывали атмосферные осадки. На глубинах 89–98 см лёд испытал воздействие атмосферных осадков, выпадающих на поверхность бугра и просачивающихся сквозь толщу торфа. О том, что атмосферные осадки могут участвовать в формировании льдистого ядра торфяных плато, ранее сообщалось для района с высоким увлажнением [28], так как поровое пространство в мёрзлом торфе торфяных площадей пучения часто не полностью заполнено льдом.

Таблица 1. **Значения $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d_{exc} в верхней части льдистого ядра бугра пучения у пос. Елецкий**

Глубина, см	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{2}H$, ‰	d_{exc}, ‰
89	−15,41	−107,8	15,5
92	−15,56	−110,9	13,6
95	−15,89	−110,7	16,4
98	−15,41	−103,7	19,6
103	−15,73	−107,2	18,6
106	−15,61	−109	15,9
109	−15,71	−111,4	14,3
111	−15,13	−111,6	9,4
116	−15,46	−108,8	14,9
121	−15,46	−110	13,7
123	−14,92	−111,8	7,6
129	−15,05	−110	10,4
133	−15,33	−109	13,7
135	−15,59	−108,3	16,5
138	−15,24	−106,2	15,8
148	−14,31	−99,5	15
151	−14,7	−104,4	13,2
152	−14,65	−103,7	13,5
155	−14,8	−105,8	12,6
157	−14,02	−102,3	9,8

Значения $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках и поверхностных водах в пределах бугристого массива у пос. Елецкий в июле 2016 г. составили в сред-

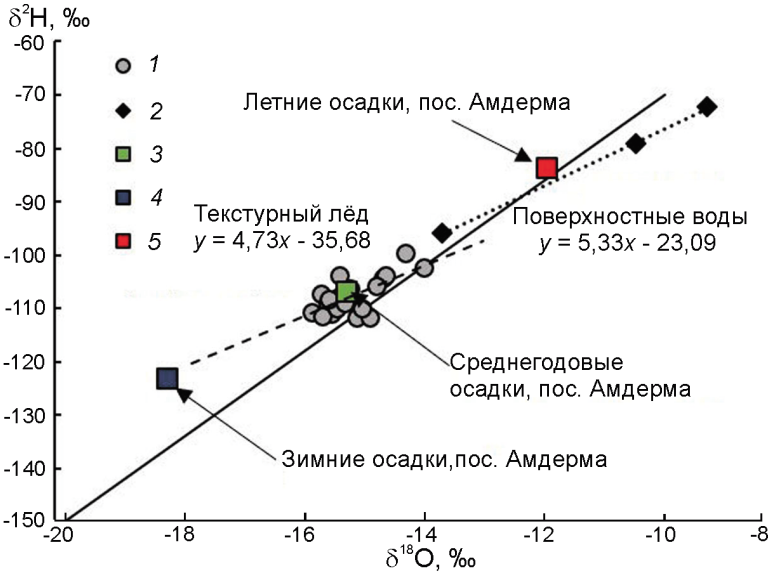


Рис. 3. Соотношение $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ для сегрегационного льда ядра бугра пучения близ пос. Елецкий (*1*) и поверхностных вод (*2*) вблизи бугра.

Для сравнения приведены средневзвешенные значения по осадкам станции в пос. Амдерма (ближайшей метеостанции GNIP-Database, № 2302200): *3* – среднегодовые значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$; *4* – средневзвешенные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ зимнего периода; *5* – средневзвешенные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ летнего периода

Fig. 3. The $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ plot for segregation ice of the palsa core near the Eletsky village (*1*) and surface waters (*2*) near the palsa.

The weighted average $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values for precipitation in Amderma station (the nearest weather station, GNIP-Database, № 2302200) also are shown: *3* – annual average $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values; *4* – mean weighted $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values for winter; *5* – mean weighted $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values for summer

нем: −9,3 ‰ в маленьком озере в межбугровом понижении; −10,25 ‰ в дожде; −13,7 ‰ в воде из увлажнённого понижения между буграми. Об изотопном составе атмосферных осадков региона можно судить по данным ГМС в пос. Амдерма – ближайшей к району исследований, на которой вели наблюдения за изотопным составом атмосферных осадков в рамках программы GNIP с 1980 по 1990 г. Получены несколько неполные данные по $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ (полная годовая запись по $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ доступна только за 1981, 1983, 1985 и 1990 гг.). Осреднение среднемесячных величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в осадках на ГМС Амдерма (GNIP-Database, № 2302200) с учётом количества выпавших осадков (средневзвешенные) даёт следующие среднегодовые значения: $\delta^{2}H = -106{,}7$ ‰, $\delta^{18}O = -15{,}3$ ‰, $d_{exc} = 15{,}7$ ‰, которые практически идентичны установленным по льду из бугра пучения у пос. Елецкий (см. рис. 3).

Лёд в верхней части бугра пучения формировался преимущественно из атмосферной влаги. Скорее всего, промерзание происходило достаточно быстро, в результате чего изотопное фракционирование выражено не полностью, т.е. условия закрытой системы реализованы лишь частично. Однако сам наклон линии показывает, что льдообразование протекало путём сегрегации в условиях промерзания водонасыщенного деятельного слоя. Поскольку опробован был только верхний метр льдистых отложений бугра, восстановить всю историю пучения нельзя. Нижние части льдистого ядра бугра могли формироваться, в том числе достаточно быстро, при подтоке влаги из окружающих обводнённых понижений. Маловероятно, что основным источником влаги для формирования льдистого ядра могли быть болотные воды. Такое предположение следует из соответствия значений $\delta^{18}O$ льда таковым в атмосферных осадках, а также из того, что болотные воды подвергались значительному испарению. Это видно на рис. 2, исходя из наклона линии тренда и положения точек, характеризующих поверхностные воды, в области более высоких значений. Выраженная изотопная трансформация болотных вод показывает, что этот водоём длительное время подвергался испарению и, следовательно, существует давно. Судя по изотопным характеристикам, эти испарившиеся воды, скорее всего, заметно не участвовали в формировании льдистого ядра бугра. Основным источником воды для льдистого ядра могут быть обводнённые понижения непосредственно вблизи бугра, в которых скапливалась влага при таянии снега и выпадении летних осадков. Таким образом, эти понижения заполнены или насыщены (при отсутствии стоячей воды торф в межбугровых понижениях очень влажный, часто при копке шурфа в межбугровом понижении на глубине 10 см появляется вода) атмосферными водами, в которых преобладают осадки летнего сезона (судя по полученной нами величине −13,7 ‰).

Значения $\delta^{18}O$ в верхней части льдистого ядра бугра легче средневзвешенных по количе-

ству осадков значений $\delta^{18}O$ у пос. Амдерма. Это указывает на проникновение в верхнюю часть бугра воды, в изотопном сигнале которой значительную долю составляют изотопно лёгкие зимние осадки. Можно предположить, что не все снеговые воды стекают в понижения из-за гипсометрии этой мерзлотной формы, но частично возможно их проникновение в слой сезонного оттаивания, а возможно, и ещё глубже. Об этом свидетельствует положение точки зимних атмосферных осадков на рис. 2, которая практически лежит на пролонгированном линейном тренде, описывающем изотопные характеристики сегрегационного льда бугра. Очевидно также, что в целом источником для формирования льдистого ядра служили атмосферные осадки, изотопные характеристики которых близки (или полностью совпадают) к современным осадкам пос. Амдерма. Из этого можно сделать два вывода:

1) в течение всего времени существования бугра от момента его пучения до настоящего времени изотопный состав атмосферных осадков региона оставался одинаковым, что показывает стабильность климатических параметров;

2) проникновение изотопного сигнала современных осадков указывает на то, что бугор за время своего существования мог неоднократно проседать и расти снова.

Радиоуглеродное датирование перекрывающего бугры торфа в этом бугристом массиве показало, что момент пучения для бугра высотой 3,5 и 4 м пришёлся на период 7,5 и 4,8 тыс. лет назад соответственно [13, 29]. О моменте пучения можно судить по смене субаквального торфа субаэральным и резкому замедлению скорости торфонакопления [29]. По мнению Н.Н. Романовского [30], возраст растущих миграционных бугров не превышает первых сотен лет, а при возрастании мощности ММП миграционные бугры переходят в реликтовое состояние. Исследованные нами бугры у пос. Елецкий не относятся к реликтовым; изотопный состав кислорода и водорода льда указывает на современный период их роста, а с учётом установленного момента пучения по ботаническому составу перекрывающего торфа и скоростей его накопления можно отметить, что бугры в данном массиве, скорее всего, как минимум один раз меняли направления своего развития – от растущей фазы к деградации и опять к возобновлению роста. Интересно, что такая цикличность роста бугров может быть проявлена в изотопном составе углерода торфа. Мы отобрали перекрывающий бугор торф на глубине от 0 до 70 см (12 проб) и получили значения $\delta^{13}C$ в диапазоне $-27 \div -29{,}8$ ‰ (среднее -28 ‰) [13].

При исследовании вертикального распределения значений $\delta^{13}C$ в торфе бугров пучения на севере Швеции установлено, что слои, характеризующиеся повышенными значениями $\delta^{13}C$, отвечают условиям аэробного разложения торфа на поверхности выпуклого бугра, т.е. стадии пучения и поднятия поверхности бугра над обводнённым понижением [31]. Исследования Дж.П. Крюгера с соавторами [32] показали, что вертикальные профили $\delta^{13}C$ торфа в ненарушенных буграх пучения также имеют тренды возрастания значений в «поворотной точке», а затем происходит снижение значений до основания торфяного слоя. Мы опробовали современную растительность, произрастающую на поверхности бугра, значения $\delta^{13}C$ которой изменяются от -32 ‰ в веточках клюквы и -30 ‰ в листочках карликовой берёзки до -27 ‰ в грибах [13]. Таким образом, в нашем случае диапазон вариаций $\delta^{13}C$ в растительности значительно перекрывает диапазон вариаций $\delta^{13}C$ в торфе и делать выводы о трендах повышения или уменьшения значений с глубиной в поисках «поворотной точки» вряд ли возможно, даже в первом приближении. Всё это косвенно показывает, что бугристый массив может переживать периоды роста и опускания бугров, при этом в изотопном составе углерода торфа эти процессы никак не отражаются, затушёвываясь локальным преобладанием, даже незначительным, того или иного типа растительности при общей, в целом неизменной, растительной ассоциации.

Изотопный состав сегрегационного и инъекционно-сегрегационного льда ядер сезонных бугров пучения. Сильнее выражены эффекты изотопного фракционирования при льдообразовании ядер сезонных бугров пучения. В сезонных буграх наиболее отчётливо отражается обеднение льда, сформированного в условиях закрытой системы, поскольку лёд образуется за один сезон и, как правило, из одного локального резервуара (источника), не имеющего сообщения с другими водными объектами. Яркий пример бугров, льдистое ядро которых формируется по сегрегационно-инъекционному механизму, – сезон-

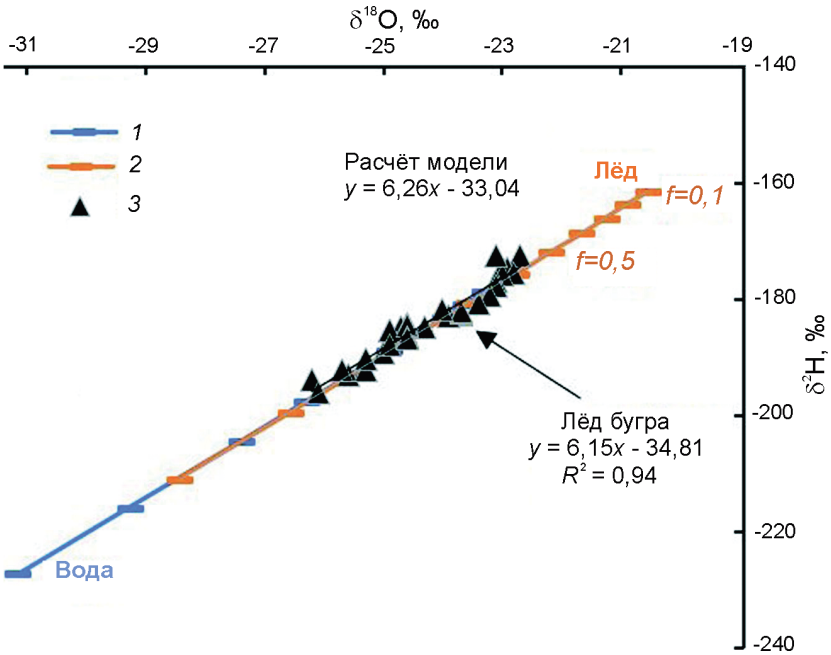


Рис. 4. Модельный расчёт формирования изотопных характеристик льда в закрытой системе и соответствующее ему распределение значений во льду бугра в Медвежьих скалах (Канада): *1* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ воды в расчётной модели закрытой системы; *2* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда в расчётной модели закрытой системы; *3* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в ледяном ядре бугра по данным из [15]

Fig. 4. A model calculation of the formation of isotopic characteristics of ice in a closed system and the corresponding distribution of values in the ice of the frost mound in the Bear Rocks (Canada): *1* – values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of water from the calculated model of a closed system; *2* – values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of ice in the calculated model of a closed system; *3* – the values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ in the ice core of the frost mound according to [15]

ные бугры в Медвежьих скалах [15] и в районе Норс Форк Пасс на Юконе (Канада) [18]. Сезонные бугры, исследованные в Медвежьих скалах (Северо-Западные территории, Канада), расположены в юго-восточной части хр. Нормана (64°55 с.ш., 125°39 з.д.), характерные особенности которого – прерывистое распространение многолетнемёрзлых пород и разгрузка подземных вод в виде наледей, которые нередко перекрывают сезонные бугры. Сезонные бугры имеют овальную форму и размеры от 20 м по короткой оси до 65 м по длинной оси, высота варьирует от 2,5 до 5 м [15]. Бугры формируются в грунтах с широкими вариациями гранулометрического состава. В их строении под слоем мёрзлого грунта или торфа мощностью от 20 до 85 см находился чистый лёд мощностью от 25 до 85 см; под слоем льда часто встречались пустоты высотой до 1,1 м.

Для *Медвежьих скал* было получено распределение значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в двух кернах, отобранных в сезонных буграх пучения, показавшее, что лёд формировался в условиях закрытой системы. По одному из бугров получено 23 образца льда из льдистого ядра. Значения $\delta^{18}O$ (и соответствующие им $\delta^{2}H$) во льду имеют выраженную тенденцию к уменьшению с глубиной: от −22,7 до −26,2 ‰. Наклон линии регрессии, по данным Р. ван Эвердингена [15], составил 6,3. Всё это свидетельствует о формировании льда в условиях закрытой системы с выраженным изотопным обеднением. Источником воды при этом служила линза подземных вод, которая образуется в начале зимы при неравномерном промерзании и перекрытии горизонтов разгрузки подземных вод района. Этот же процесс приводит к формированию наледных полян по соседству с буграми. По данным [15], значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ подземных вод района составляют −23 и −177 ‰ соответственно. Полученные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ по льду бугра практически идеально совпадают с модельным расчётом Рэлеевского обеднения при льдообразовании в закрытой системе (см. табл. 1) при следующем начальном составе воды: $\delta^{18}O = -23$ и $\delta^{2}H = -177$ ‰ (рис. 4).

Точки льда на изотопной диаграмме формируют линейный тренд с наклоном линии регрессии 6,15 (при аппроксимации значений, опубликованных в [15], хотя в самой работе приводится цифра 6,3), в расчёте модели закрытой системы наклон составил 6,26 (см. рис. 4). Однако диапазон изменений значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ от первых порций льда до последних в расчёте значительно больше: в расчёте значения $\delta^{18}O$ изменяются от −20,5 до −26,5 ‰ при увеличении фракций льда от 0,1 до 0,9. Значение $\delta^{18}O = -22,7$ ‰ соответствует льду, сформированному при $f = 0,5$. Это может свидетельствовать о том, что 50% начального объёма воды водной линзы, послужившей источником для льда, было изъято (покинуло линзу) на формирование наледи, т.е. из водной

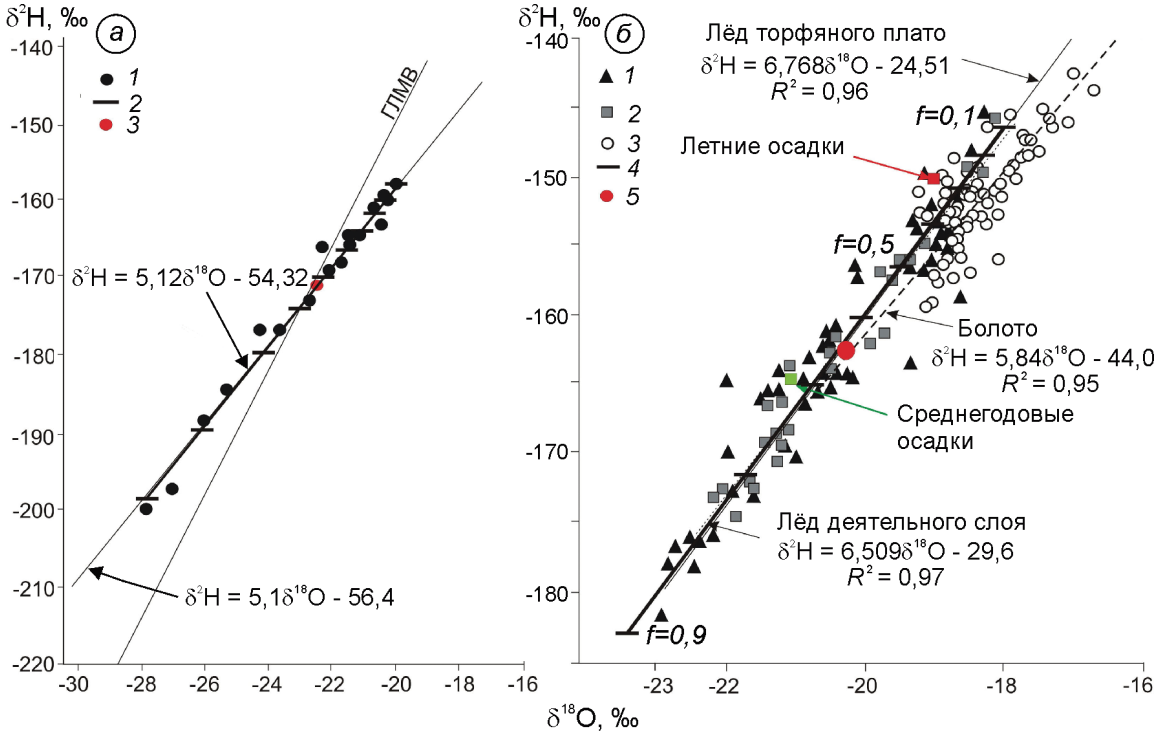


Рис. 5. Модельный расчёт формирования изотопных характеристик льда в закрытой системе и соответствие расчётного наклона установленному для образцов льда:
а – в районе Норс Форк Пасс (из [18]): *1* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду сезонного бугра; *2* – линия регрессии в расчёте модели закрытой системы; *3* – начальная точка – источник воды; *б* – торфяного плато в юго-восточном Юконе (из [16]): *1* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду бугра; *2* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду деятельного слоя; *3* – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ болотной воды; *4* – линия регрессии в расчёте модели закрытой системы; *5* – начальная точка – источник воды

Fig. 5. A model calculation of the formation of isotopic characteristics of ice in a closed system and comparison the calculated slope with that established for ice samples:
a – in the North Fork Pass region (from [18]): *1* – $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values in the seasonal ice; *2* – regression line of closed system model; *3* – initial point - the source of water; *б* – peat plateau in the southeastern Yukon (from [16]): *1* – $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values in the ice of the peat plateau; *2* – $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values in the ice of the active layer; *3* – $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of swamp water; *4* – regression line of closed system model; *5* – initial point – water source

линзы сначала возникла наледь, а потом стало образовываться льдистое ядро бугра. Р. ван Эвердинген в своей принципиальной схеме образования сезонных бугров отмечает, что из водной линзы есть отток воды на поверхность и образование наледи. В данном случае отражена практически идеальная модельная картина льдообразования в условиях закрытой системы.

Сезонные бугры в районе *Норс Форк Пасс* (64°35 с.ш., 138°18 з.д.), очень распространены и формируются каждую зиму. Изотопные характеристики льда указывают на продолжительное замерзание постепенно сокращающегося объёма воды, что выражается в последовательном уменьшении значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда по глубине. То, что льдообразование протекало в закрытой системе, фиксируется в изотопном составе кислорода и водорода льда; линия регрессии для образцов льда имеет следующий вид:

$$\delta^{2}H = 5{,}1\delta^{18}O - 56{,}4 \ (R^2 = 0{,}99 \text{ из } [18]).$$

Данному наклону линии регрессии и диапазону вариаций значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду соответствует льдообразование в закрытой системе из воды с начальным составом $\delta^{18}O = -22{,}6$ и $\delta^{2}H = -170$ ‰ (см. табл. 1, рис. 5, *а*).

Начальная вода по своим изотопным характеристикам соответствует подземным водам района [18]. Под ледяным ядром находится слой льдонасыщенного торфа, значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в котором близки к воде источника. Здесь лёд формировался из той же воды, которая служила источником для ледяного ядра, но сегрегация льда в этом слое, скорее всего, происходила не в за-

Таблица 2. **Изотопные характеристики начальной воды, послужившей источником для формирования льда бугров, по данным расчёта модели закрытой системы по установленным диапазонам и наклонам линий регрессии в ледяных ядрах бугров пучения Канады**

Местоположение	Установлено во льду			По расчёту закрытой системы		
	$\delta^{18}O$ min	$\delta^{18}O$ max	наклон линии регрессии	$\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$) источника	наклон линии регрессии	коэффициенты α_{18O} (α_{2H})
Медвежьи скалы [15]	−26,2	−22,7	6,3	−23 (−177)	6,26	1,0028 (1,021)
Норс Форк Пасс [18]	−28	−19,5	5,1	−22,6 (−170)	5,12	1,0028 (1,017)
Южный Юкон [16]	−23	−18	6,77	−20,5 (−164)	6,67	1,00255 (1,020)

крытой (во всяком случае, для этого мало оснований, здесь было отобрано шесть образцов) системе. Лёд ядра содержит крупные вертикальные столообразные кристаллы, указывающие на горизонтальное положение фронта промерзания. Промерзание шло сверху вниз в одном цикле из ограниченной линзы воды. Наиболее интересный эффект при этом льдообразовании – несоответствие коэффициентов фракционирования для кислорода и водорода. На основании распределения значений $\delta^{18}O$ в ледяном ядре по глубине Ф.А. Майкл делает вывод о соответствии наблюдаемых значений Рэлеевскому обеднению в закрытой системе с коэффициентами α_{18O} = 1,0028 (близкий к установленному в работе [21]) и α_{2H} = 1,013. Такое отличие коэффициента для дейтерия от ранее установленных (например, α_{2H} = 1,0212 в работе [21]), по мнению Ф.А. Майкла, связано со скоростью образования льда, при которой равновесный коэффициент был достигнут для кислорода, но не для водорода. По нашим расчётам, ближе всего наблюдаемые величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ льда описываются моделью закрытой системы с коэффициентами α_{18O} = 1,0028 и α_{2H} = 1,017. Эта величина α_{2H} также меньше равновесной, но её применение позволило смоделировать распределение, соответствующее уравнению $\delta^{2}H = 5{,}12\delta^{18}O - 54{,}32$, что практически совпадает с полученным Майклом по образцам ледяного ядра (см. рис. 5).

Модельные расчёты по формированию льда в закрытой системе, выполненные для сезонных бугров, показывают, что установленные нами значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ начальной воды (источника) совпадают с описанными в работах [15, 18]. Это подтверждает справедливость решения обратной задачи – через наклон линии регрессии и диапазон значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду установить начальную точку процесса льдообразования, т.е. изотопные характеристики источника. Поэтому данный методический подход можно применить к исследованию многолетних миграционных бугров пучения.

Одни из немногих примеров детального изотопного изучения льда многолетних миграционных бугров пучения – торфяные плато в южном *Юконе* в Канаде (61° с.ш., 129° з.д.), исследованные С. Харрисом с соавторами. При этом авторы указывали на возможность формирования льдистого ядра торфяных плато за счёт атмосферных осадков [16]. Показано, что во льду торфяного плато (от сезонно-талого слоя до глубины 3,5–4 м) значения $\delta^{18}O$ варьировали от −18 до −23 ‰, а $\delta^{2}H$ – от −145 до −184 ‰. Линия соотношения $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ для болотных вод имеет наклон 5,8, что указывает на испарение болотных вод, а для льда торфяного плато – 6,76. Основываясь на результатах изотопных исследований льда торфяной площади пучения и вод окружающего болота, С. Харрис с соавторами пришёл к следующему выводу: поскольку соотношения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ для льда из мёрзлого ядра площади почти идентичны соотношениям $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ для льда перекрывающего его сезонно-талого слоя в конце весны, но при этом отличаются от изотопных значений и соотношений $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ для воды из болотных отложений, лёд в пределах площади пучения скорее всего сформировался за счёт осадков, а не болотных вод, мигрирующих к фронту промерзания.

Выводы С. Харриса вызвали дискуссию о возможности участия атмосферной влаги как основного источника воды в формировании льда льдистого ядра. На возможность неправильной интерпретации линейной аппроксимации с учётом статистических коэффициентов указывал К. Берн, который поставил под сомнение заметное отличие линий регрессии подземного льда и болотных вод [33]. Наш расчёт, выполненный по модели закрытой системы, подтверждает выводы

С. Харриса. Наиболее близко описывает полученные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ во льду торфяного плато льдообразование в закрытой системе из воды с начальными характеристиками $\delta^{18}O = -20,5$ ‰ и $\delta^{2}H = -164$ ‰ (см. табл. 1, см. рис. 5, *б*). Эти значения, хотя и близки к среднегодовым средневзвешенным значениям атмосферных осадков Юкона ($\delta^{18}O = -21,23$ и $\delta^{2}H = -165,7$ ‰ по станции GNIP Whitehorse WMO code 7196400), но отличаются низким d_{exc}. В то время как среднегодовая средневзвешенная величина d_{exc} в осадках составляет 4 ‰, величина d_{exc} начальной влаги, из которой формировался лёд, составляет около 0 ‰. Это позволяет предположить, что изотопные характеристики начальной воды сформированы смешением атмосферной влаги и испарившихся почвенных болотных вод, для которых характерны отрицательные величины d_{exc}. Балансовый расчёт показывает, что вода, из которой формировался лёд, состояла на 80% из среднегодовых атмосферных осадков и на 20% из испарившейся болотной воды.

Весьма необычные изотопные характеристики льда установлены в миграционных буграх пучения в районе р. ла Гранд де ла Балейн у Гудзонова залива, Квебек [34]. Значения $\delta^{18}O$ текстурного льда пальза варьируют от $-10,4$ до $-15,5$ ‰, при этом величины d_{exc} достигают $+20 \div +26$ ‰, а в некоторых случаях и экстремально высоких величин – $+67 \div +76$ ‰; также систематически высоки значения d_{exc} и в снежном покрове – до $+45 \div +54$ ‰. Горизонты наибольших значений d_{exc} во льду пальза расположены на глубинах 1,83, 2,23 и 2,96–3,04 м. Л. Девер с соавторами предположили, что это отражает процессы рекристаллизации/сублимации снежного покрова и испарения, поскольку для опробованного ими весной снежного покрова были выявлены процессы трансформации начальных зимних значений, приведшие к увеличению значений $\delta^{18}O$ и d_{exc}. По их мнению, это связано с кинетическими эффектами при испарении снега в условиях отрицательных температур. Согласно Л. Деверу [34], изотопный состав текстурных льдов, участвующих в формировании льдистого ядра пальза, – результат сразу нескольких механизмов: сублимации, смешения/просачивания, испарения. Такой вывод кажется несколько эклектичным, но позволяет предположить, что лёд ядра этого пальза формировался длительное время, в ходе которого изменялись как источник воды, так и скорости намораживания льда. Возможно, именно поэтому во льду был получен такой большой разброс значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$.

Выводы

1. Разработан методический подход к установлению начальных изотопных характеристик влаги, послужившей источником для формирования льдистого ядра бугров пучения. Анализ диапазона значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ и наклона линии регрессии во льду бугров пучения позволил решить обратную задачу: через моделирование льдообразования в закрытой системе установить начальные изотопные характеристики источника влаги.

2. Сегрегационный и инъекционно-сегрегационный лёд ядер бугров пучения часто формируется в условиях закрытой системы (промерзание ограниченного объёма воды), когда промерзает водонасыщенный деятельный слой, влага в котором оказывается между двух водоупоров и промерзает в закрытой системе. При этом образуется лёд, для которого наклоны линии регрессии $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ значительно ниже, чем для атмосферных вод.

3. Источником воды для формирования сегрегационного льда бугра пучения близ пос. Елецкий служила атмосферная влага с изотопными характеристиками, близкими к $\delta^{2}H = -106,7$, $\delta^{18}O = -15,3$ и $d_{exc} = 15,7$ ‰. Эти значения соответствуют современным атмосферным осадкам, выпадающим в районе пос. Амдерма. Вода для образования льда могла поступать как на поверхность бугристого торфяника в виде атмосферных осадков (что видно по верхней части полученного изотопного профиля ледоминерального бугра), так и из межбугровых понижений, в которых скапливалась сезонная влага (талый снег, атмосферные осадки).

4. Использование модели закрытой системы при переходе воды в лёд (при формировании многолетних ледяных ядер бугров пучения) позволило подтвердить дискуссионную гипотезу о преобладающем атмосферном происхождении влаги, послужившей источником для образования многолетних торфяных бугров в южном Юконе (Канада). Расчёт показал, что вода, из

которой формировался лёд бугров, представляла собой смесь атмосферных осадков региона (80%) и болотных вод торфяного плато (20%). Косвенно это указывает на длительность или повторяемость формирования бугров, когда для образования льда частично была использована испаренная болотная вода.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00813 – изотопная интерпретация и моделирование и проект № 18-05-60272 – изотопный анализ). Авторы глубоко признательны Н.А. Буданцевой за помощь в полевых исследованиях и при выполнении изотопных определений.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project RFBR № 19-05-00813 isotope interpretation and modeling, project RFBR № 18-05-60272, isotope analyses). The authors are deeply grateful N.A. Budantseva for assistance in field studies and isotope analyses.

Литература

1. *Vasil'chuk Yu.K.* Reconstruction of the paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene on the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. V. 17. № 6. P. 640–647.
2. *Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.* Ice-wedge formation in Northern Asia during the Holocene // Permafrost and Periglacial Processes. 1995. V. 6. № 3. P. 273–279. doi: 10.1002/ppp.3430060309.
3. *Vasil'chuk Yu. K.* Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records // Permafrost and Periglacial Processes. 2013. V. 24. № 1. P. 82–93. doi: 10.1002/ppp.1764.
4. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20-18 ka BP using oxygen isotope data // Boreas. 2014. V. 43. № 3. P. 678–687. doi: 10.1111/bor.12033.
5. *Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J.* Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 3720–3735.
6. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. V. 8. P. 122–125.
7. *Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeister L.* Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 587–611.
8. *Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J.* Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. № 3. P. 199–209.
9. *Михалев Д.В.* Изотопно-кислородный анализ текстурообразующих льдов // Изотопно-кислород-

References

1. *Vasil'chuk Yu.K.* Reconstruction of the paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene on the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. Water Resources. 1991, 17 (6): 640–647.
2. *Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.* Ice-wedge formation in Northern Asia during the Holocene. Permafrost and Periglacial Processes. 1995, 6 (3): 273–279. doi: 10.1002/ppp.3430060309
3. *Vasil'chuk Yu. K.* Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records. Permafrost and Periglacial Processes. 2013, 24 (1): 82–93. doi: 10.1002/ppp.1764.
4. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data. Boreas. 2014, 43 (3): 678–687. doi: 10.1111/bor.12033.
5. *Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J.* Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow. Quaternary Science Reviews. 2010, 29: 3720–3735.
6. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene. Nature Geoscience. 2015, 8: 122–125.
7. *Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeister L.* Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). Climate of the Past. 2017, 13: 587–611.
8. *Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J.* Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. Permafrost and Periglacial Processes. 2018, 29 (3): 199–209.
9. *Mikhalev D.V.* Oxygen isotope analysis of texture-forming ice. *Izotopno-kislorodnyi sostav podzemnykh l'dov.* Oxygen isotope composition of underground ice. Moscow: MSU, 1996: 38–82. [In Russian].

ный состав подземных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 38–82.
10. *Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W.* Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. V. 66. P. 259–272.
11. *Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kenast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G.* Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 299. P. 175–196.
12. *Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H.* Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // Quarternary Science Reviews. 2011. V. 13. P. 3139–3151.
13. *Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К.* Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст пальза близ поселка Елецкий, северо-восток Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. 2017. № 4. С. 38–56. doi: 10.7256/2453-8922.2017.4.25087.
14. *van Everdingen R.O.* Frost mounds at Bear Rock. near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976 // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1978. V. 15. P. 263–276.
15. *van Everdingen R.O.* Frost Blisters of the Bear Rock Spring Area near Fort Norman, N.W.T. // Arctic. 1982. V. 35. № 2. P. 243–265.
16. *Harris S. A., Schmidt I.H., Krouse H.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus // Permafrost and Periglacial Processes. 1992. V. 3. № 1. P. 19–27.
17. *Harris S.A., Waters N.M., Krouse H.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: reply // Permafrost and Periglacial Processes. 1993. V. 4. № 3. P. 269–275.
18. *Michel F.A.* Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1986. V. 23. № 4. P. 543–549.
19. *Евсеев В.П.* Миграционные бугры пучения Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири. Диссертация на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ им. М.В. Ломоносова, 1974. 159 с.
20. *Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю.* Формирование изотопных (δD, δ^{18}O, d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 200–215. doi: 10.31857/S0030157420010098.
21. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.

10. *Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W.* Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia. Quaternary Research. 2006, 66: 259–272.
11. *Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kenast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G.* Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011, 299: 175–196.
12. *Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H.* Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic. Quarternary Science Reviews. 2011, 13: 3139–3151.
13. *Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Bludushkina L.B., Vasilchuk Yu.K.* Stable isotopes of oxygen, hydrogen and carbon and age of the palsa near the village of Yeletsky, northeast of the Bolshezemelskaya tundra. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017, 4: 38–56. doi: 10.7256/2453-8922.2017.4.25087. [In Russian].
14. *van Everdingen R.O.* Frost mounds at Bear Rock near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976. Canadian Journ. of Earth Sciences. 1978, 15: 263–276.
15. *van Everdingen R.O.* Frost Blisters of the Bear Rock Spring Area near Fort Norman, N.W.T. Arctic. 1982, 35 (2): 243–265.
16. *Harris S. A., Schmidt I.H., Krouse H.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus. Permafrost and Periglacial Processes. 1992, 3 (1): 19–27.
17. *Harris S.A., Waters N.M., Krouse H.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: reply. Permafrost and Periglacial Processes. 1993, 4 (3): 269–275.
18. *Michel F.A.* Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada. Canadian Journ. of Earth Sciences. 1986, 23 (4): 543–549.
19. *Evseev V.P. Migratsionnyye bugry pucheniya Severo-Vostoka Yevropeyskoy chasti SSSR i Zapadnoy Sibiri*. Migration hillocks of heaving of the North-East of the European part of the USSR and Western Siberia. PhD. Moscow: Lomonosov State University, 1974: 159 p. [In Russian].
20. *Dubinina E.O., Chizhova Ju.N., Kossova S.A., Avdeenko A.S., Miroshnikov A.Yu.* Formation of isotope parameters (δD, δ^{18}O, d) of glaciers and water runoff from the North Island of the Novaya Zemlya archipelago. *Okeanologiya*. Oceanology. 2020, 60 (2): 200–215. doi: 10.31857/S0030157420010098. [In Russian].
21. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (125): 23–26.

22. *Souchez R.A., Jouzel J.* On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}O$ of Water and Ice During Freezing // Journ. of Glaciology. 1984. V. 30. № 106. P. 369–372. doi: 10.3189/s0022143000006249.
23. *Lacelle D.* On the $\delta^{18}O$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22 № 1. P. 13–25.
24. *Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Изотопная индикация условий образования ледяного ядра булгунняхов (пинго) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 507–523. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523.
25. *Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширрмейстер Л., Веттерих С.* Изотопный состав текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 27–34.
26. *Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т.* Сравнительный анализ изотопного состава повторно-жильных и текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 15–24.
27. *Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., Токарев И.В.* Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 3–10.
28. *Zoltai S.C., Tarnocai C.* Perennialy frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada // Canadian Journ. of Erath Sciences. 1975. № 12. P. 28–43.
29. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.* Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во МГУ, 2008. 571 с.
30. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
31. *Alewell C., Giesler R., Klaminder J., Leifeld J., Rollog M.* Stable carbon isotopes as indicators for environmental change in palsa peats // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1769–1778.
32. *Krüger J. P., Leifeld J., Alewell C.* Degradation changes stable carbon isotope depth profiles in palsa peatlands // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 3369–3380.
33. *Burn C.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: Discussion // Permafrost and Periglacial Processes. 1993. V. 4. № 3. P. 265–267.
34. *Dever L., Hillaire-Marcel C., Fontes J.C.H.* Composition isotopique, géochimie et genese de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbieres du Nouveau-Quebec (Canada) // Journ. of Hydrology. 1984. V. 71. P. 107–130.

22. *Souchez R.A., Jouzel J.* On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}O$ of Water and Ice During Freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.
23. *Lacelle D.* On the $\delta^{18}O$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22 (1): 13–25.
24. *Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K.* Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (4): 507–523. [In Russian].
25. *Derevyagin A.Yu., Chizhov AB, Mayer H., Opel T., Shirrmeister L., Vetterikh S.* Isotopic composition of texture ices of the Laptev Sea. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2013, 17 (3): 27–34. [In Russian].
26. *Derevyagin AY, AB Chizhov, Mayer H., Opel T.* Comparative Analysis of the isotopic composition of ice-wedges and texture ice of the Laptev Sea coast. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2016, 20 (2): 15–24. [In Russian].
27. *Konishchev V.N., Golubev V.N., Rogov V.V., Sokratov S.A., Tokarev I.V.* Experimental study of isotopic fractionation of water during segregation ice formation. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2014, 18 (3): 3–10. [In Russian].
28. *Zoltai S.C., Tarnocai C.* Perennialy frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. Canadian Journ. of Erath Sciences. 1975, 12: 28–43.
29. *Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Vypuklyye bugry pucheniya mnogoletnemerzlykh torfyanykh massivov.* Palsa of frozen peat mires. Moscow: MSU, 2008: 571 p. [In Russian].
30. *Romanovsky N.N. Osnovy kriogeneza litosfery: Uchebnoye posobiye.* Fundamentals of cryogenesis of the lithosphere. Moscow: MSU, 1993: 336 p. [In Russian].
31. *Alewell C., Giesler R., Klaminder J., Leifeld J., Rollog M.* Stable carbon isotopes as indicators for environmental change in palsa peats. Biogeosciences. 2011, 8: 1769–1778.
32. *Krüger J. P., Leifeld J., Alewell C.* Degradation changes stable carbon isotope depth profiles in palsa peatlands. Biogeosciences. 2014, 11: 3369–3380.
33. *Burn C.R.* Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: Discussion. Permafrost and Periglacial Processes. 1993, 4 (3): 265–267.
34. *Dever L., Hillaire-Marcel C., Fontes J.C.H.* Composition isotopique, géochimie et genese de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbieres du Nouveau-Quebec (Canada). Journ. of Hydrology. 1984, 71: 107–130.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.583.1 doi: 10.31857/S2076673420030048

Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры Северной Евразии с середины 1990-х годов

© 2020 г. В.В. Попова[1,2]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия; [2]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
valeria_popova@mail.ru

Contribution of ice cover anomalies in the Barents and Kara seas to the circulation and temperature regimes of Northern Eurasia since the mid-1990s

V.V. Popova[1,2]

[1]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
[2]Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
valeria_popova@mail.ru

Received September 3, 2019 / Revised December 22, 2019 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Arctic warming, cold winters in the North of Eurasia, macroscale atmospheric circulation, reduction of arctic sea ice extent.***

Summary

The intra-seasonal features of changes in the surface air temperature in winter of the North of Eurasia are considered for the purpose to find a relationship between them and the reduction of the ice cover area in the Barents and Kara seas and the atmospheric circulation modes in 1979–2013. Regression estimates and analysis of the regional distribution of the relationship between winter temperature, geopotential height anomalies of 500 hPa and an index of the Scandinavian mode (Scand) with the ice cover area anomalies show that its autumn reduction contributes significantly to the formation of Arctic invasions and abnormal cold weather conditions in Northern Eurasia at the beginning of winter – in December and January. In February, which, according to the received estimates, is associated by 90% with the trend towards decreasing of the average winter temperature in the North of Eurasia since the mid-1990s, the linear dependence of the Scand index and the temperature anomalies on the autumn reduction of ice cover is not found. The stable dependence of cold anomalies in the North of Eurasia at the beginning of winter on the strengthening of Scand allows us to consider it the main circulation mechanism that determines the intensity, scale and regional structure of these anomalies. In turn, the connection of the Scand anomalies with the ice cover area of the Barents and Kara seas in October indicates their potential predictability, which can be used to predict the circulation conditions for the formation of abnormal frosts in Siberia and the European part of Russia in December and January.

Citation: *Popova V.V.* Contribution of ice cover anomalies in the Barents and Kara seas to the circulation and temperature regimes of Northern Eurasia since the mid-1990s. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 409–422. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030048.

Поступила 3 сентября 2019 г. / После доработки 22 декабря 2019 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***крупномасштабная атмосферная циркуляция, потепление Арктики, сокращение арктического морского льда, холодные зимы на севере Евразии.***

Оценки связи площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях с показателями крупномасштабной атмосферной циркуляции и изменениями приземной температуры воздуха на севере Евразии в 1979–2013 гг. показывают, что линейная зависимость аномалий высоты геопотенциала 500 гПа и индекса Скандинавской моды (Scand) от осеннего сокращения площади ледяного покрова объясняет формирование арктических вторжений и распределение аномальных холодных температурных условий на севере Евразии в начале зимы (декабрь), но становится статистически не значимой в феврале.

Введение

Резкое потепление в Арктике с 1980–90-х годов, превосходящее по темпам средние показатели для Северного полушария [1–3], находится в фокусе исследований и до сих остаётся предметом дискуссии. Это явление ставит ряд вопросов, прежде всего касающихся его происхождения: связи с антропогенным потеплением, внутренней климатической изменчивостью и сокращением площади арктического морского льда. По мнению ряда исследователей [4–7], потепление Арктики и сокра-

щение арктического морского льда – неотъемлемая часть антропогенного изменения климата.

Анализ трендов зимней температуры в Арктике с привлечением измерений, полученных с дрейфующих буёв и спутниковых данных, в сопоставлении с умеренными широтами Северного полушария, где в последние десятилетия отмечался перерыв в потеплении [4–6], показывает [6], что опережающие темпы арктического потепления внесли решающий вклад в общую тенденцию глобального потепления, несмотря на его некоторое замедление в 1998–2012 гг. Вместе с тем резкое потепление и сокращение ледяного покрова в Арктике совпадает с периодом так называемого перерыва в потеплении, который проявился в приостановке роста средней зимней температуры воздуха в Северном полушарии [4]. В умеренных широтах Северного полушария это явление сопровождалось увеличением повторяемости арктических вторжений и холодных зим на севере Евразии [5, 7–12], продолжавшимся с конца 1990-х годов до нового температурного рекорда зимней температуры 2015 г. [13]. Изучение связи между изменениями площади арктических льдов и климатическими аномалиями за пределами Арктики занимает особое место в исследовании проблемы арктического усиления [7, 14–17]. Растёт число свидетельств того, что потеря арктического морского льда способна не только влиять на погоду и климат в прилегающих регионах, но и существенно ослаблять западный перенос над внетропической зоной Северного полушария [5, 18].

Выводы, полученные в ходе экспериментов с климатическими моделями [19–22], указывают на определяющую роль вариаций ледяного покрова в Баренцевом море для климатической изменчивости в Арктике в целом. В численных экспериментах на модели общей циркуляции атмосферы при заданных реалистичных аномалиях концентрации морских льдов показано, что отклик атмосферной циркуляции на сокращение площади арктических морских льдов может носить нелинейный характер [8, 17]. Изучая отдалённые последствия сокращения арктического морского льда и механизмы его влияния на климат и атмосферную циркуляцию на моделях, способных воспроизводить взаимодействие между океаном, морским льдом, сушей и атмосферой [7], исследователи получили последовательное потепление в нижней тропосфере Северного полушария, причём наиболее сильное – в высоких и средних широтах. Изменения циркуляции связывают [7, 18] с ослаблением Исландской и усилением Алеутской депрессий и смещением на юг западных ветров умеренных широт зимой. Реакция атмосферной циркуляции при этом весьма чувствительна к географическому распределению потерь морского льда [7, 18, 23].

Наряду с синоптическим механизмом, связанным с возникновением планетарных волн в тропосфере из-за усиления термических контрастов между свободной ото льда морской поверхностью и материком [7, 18, 23–25], изучаются механизмы взаимодействия стратосферного полярного вихря с планетарными волнами [25–27]. В ряде исследований подчёркивается, что тенденция евразийского похолодания в эпоху арктического усиления в большей степени объясняется изменчивостью полярных вихрей [27, 28], а для объяснения механизма формирования дальних связей в Северном полушарии необходимо понимание двусторонней связи между страто- и тропосферной циркуляцией [26]. Региональные особенности потерь арктического морского льда имеют решающее значение для понимания условий формирования зимних аномалий температуры [7, 18, 23]. В связи с этим большой интерес вызывают вопросы, касающиеся изменений режима атмосферных центров действия (ЦДА) и соответствующих циркуляционных мод арктической и полярной зон, а также их роли в формировании температурных аномалий на севере Евразии и связи с сокращением площади арктического морского льда.

Анализ изменчивости полей высоты геопотенциала 500 гПа [29, 30] приводит к выделению нескольких циркуляционных мод, в системы которых входят ЦДА, расположенные в арктической зоне. Прежде всего, это – Скандинавская мода (Scand) с антициклонической аномалией высоты геопотенциала, с центром над севером Скандинавского полуострова, т.е. непосредственно прилегающая к регионам Баренцева и Карского морей. В систему Scand входят также два очага противоположного знака: основной – с центром над Забайкальем и Монголией и менее интенсивный – над юго-западом Европы (северо-западное побережье Африки). Полярная мода (Pol) характеризуется обширной депрессией над приполярной областью и двумя антициклоническими аномалиями: на юге Западной Европы и северо-востоке Китая [30]. К арктическим ЦДА следует отнести также дипольные структуры Североатлан-

тического колебания (North Atlantic Oscillation – NAO) и Северотихоокеанского колебания (или WP – West Pacific, по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns), включающие в себя Исландскую и Алеутскую депрессии и Азорский и Гонолульский максимумы соответственно.

В настоящей работе представлены результаты изучения вклада сокращения площади ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима арктических центров действия, ответственных за формирование аномально холодных зим и общую тенденцию к снижению зимней температуры на севере Евразии в период резкого потепления Арктики. Для подобных исследований необходим учёт внутрисезонных особенностей взаимодействия между материком и арктическими морями, в частности, изменение температурных контрастов между сушей и открытой ото льда поверхностью моря – от максимальных в конце осени – начале зимы до периода их сглаживания в конце зимы. Поэтому в задачи данного исследования входила оценка вклада мод крупномасштабной атмосферной циркуляции в изменчивость температуры как для зимы в целом, так и для каждого из зимних месяцев. Также, с учётом внутрисезонных особенностей, рассматривается связь пространственного распределения аномалий температуры и полей высоты геопотенциала 500 гПа на севере Евразии с площадью льда в Баренцевом и Карском морях.

Данные и методы

Поля приповерхностной температуры и высоты геопотенциала 500 гПа на севере Евразии и прилегающих акваториях Атлантического и Северного Ледовитого океанов (в секторе 40–85° с.ш., 60° з.д.–190° в.д.) в зимние месяцы (декабрь–февраль) анализируются из архива NCEP-NCAR Reanalysis с месячным разрешением [31] за 1970–2014 гг. На основе приведённых данных о температуре были рассчитаны многолетние ряды температуры приземного воздуха в среднем для севера Евразии (20–75° с.ш., 40–180° в.д.) в зимние месяцы (декабрь–февраль) и для зимы в среднем. Для *оценки вклада индексов крупномасштабной циркуляции в изменчивость температуры* (для каждого из зимних месяцев и для зимы в целом) применялся метод пошаговой множественной регрессии, который позволяет получить количественные оценки независимого вклада каждого из рассматриваемых циркуляционных индексов в межгодовую изменчивость температуры, а также её низкочастотную составляющую, т.е. тренд. Оценки выполнены для двух временных периодов: 1970–1994 гг. – период быстрого роста глобальной температуры и 1995–2013 гг. – период замедления потепления. В качестве показателей изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции использовались многолетние ряды циркуляционных мод по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns [30]. Полученные оценки показали, что подавляющая доля изменчивости температурных аномалий в 1970–1994 гг. связана с Североатлантическим колебанием и Скандинавской модой, а в 1995–2013 гг., главным образом, с последней (Scand). *Многолетние ряды изменений площади льда в Баренцевом и Карском морях в 1979–2013 гг.* (с января по декабрь) рассчитывались по данным о концентрации морского арктического льда из архива SIB1850 [32].

Для изучения *роли крупномасштабной циркуляции и сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях* в формировании регионального распределения аномальных похолоданий на севере Евразии для каждого зимнего месяца средние поля аномалий температуры в наиболее холодные годы сравнивались с полями распределения температурных аномалий в годы наибольшего сокращения площади льда в середине осени, а также с полями коэффициентов корреляции между температурой и индексом Scand. Предварительно многолетние ряды площади льда в Баренцевом и Карском морях, а также индекса Scand проходили процедуру удаления линейного тренда. Помимо качественных оценок, сходство указанных полей оценивалось с применением коэффициентов пространственной корреляции.

Поля аномалий температуры в наиболее холодные периоды рассчитывались путём осреднения аномалий температуры в секторе 40–85° с.ш., 60° з.д.–190° в.д. за пять наиболее холодных (для соответствующего месяца) лет относительно средних аномалий за пять наиболее тёплых лет. Аналогично рассчитывались *поля распределения температурных аномалий в годы наибольшего сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях*: проводилось осреднение по пяти годам с наименьшей площадью льда в октябре и по пяти годам с наибольшей площадью льда, а затем находилась

разница между ними. Подобным образом рассчитывались *поля температурных аномалий*, а также *средних аномалий высоты геопотенциала 500 гПа в годы положительной фазы Scand в декабре и январе*, которые сопоставлялись (качественно и путём расчёта пространственной корреляции) с полями коэффициентов корреляции между изменениями высоты геопотенциала и площадью льда в Баренцевом и Карском морях в 1979–2013 гг. Такой анализ позволяет показать связь изменений площади льда с формированием структуры аномалий высоты геопотенциала 500 гПа, характерной для положительной фазы Скандинавской моды.

Результаты

В период 1979–2013 гг. в целом *площадь ледяного покрова Баренцева моря* сокращается в течение всего года, но темпы сокращений различны и зависят от сезона и временнóго периода (рис. 1 *а*, *б*). Наиболее продолжительное и резкое сокращение площади льда – около 28 100 км^2 в год с вкладом в общую изменчивость 53% – наблюдается с начала 2000-х годов в конце осени. Высокие темпы изменений, около 25 000 км^2/год, в этот же период отмечаются в мае и июне (см. рис. 1, *а*). На севере Евразии начавшееся с 2000-х годов потепление осеннего сезона и усиление в это же время летнего потепления очевидно [11, 33]. В предшествующий период самая высокая скорость сокращения площади льда наблюдалась в июне, но она не превышала 11 480 км^2/год. *В Карском море* существенные изменения наблюдаются с июня по ноябрь (см. рис. 1, *б*), причём до 1999 г. тенденция к сокращению площади льда практически не выходит за пределы высокой межгодовой изменчивости, а в 1998–1999 гг. зафиксировано максимальное за рассматриваемый период распространение льда. Резкое его сокращение с наибольшими темпами в октябре здесь также берёт начало с 2000 г., но если в 1979–1999 гг. наибольшие темпы изменений (около 10 300 км^2/год) отмечались в середине лета, то с начала 2000-х годов они смещаются на середину осени и резко возрастают до 29 800 км^2 в год.

Примерно в то же время, с середины 1990-х – в начале 2000-х годов, наблюдается перелом в ходе зимней температуры на севере Евразии, $T_{ERS(XII\text{-}II)}$ (см. рис. 1, *в*, *г*). Её рост с начала 1970-х годов со скоростью 0,6 °С/10 лет сменяется противоположным трендом, близким по темпам изменений (–0,5 °С/10 лет), но уступающим предшествующему росту температуры по вкладу в изменчивость (16 и 9% соответственно). Сопоставление многолетних тенденций температуры по месяцам внутри зимнего сезона (см. рис. 1, *г*) указывает на их согласованность в 1970–90 годах и заметные различия с начала 1990-х годов. Основной вклад в нисходящий тренд зимней температуры (в среднем за декабрь–январь) с середины 1990-х годов вносит февраль. Регрессионные оценки показывают, что изменениями температуры в феврале объясняется около 90% линейного уменьшения средней зимней температуры в 1995–2013 гг.; в декабре и январе можно говорить о приостановке роста средней по северу Евразии температуры с середины 1990-х годов.

Оценки регрессионных зависимостей указывают на связь (табл. 1) между колебаниями температуры Северной Евразии для зимы в среднем ($T_{XII\text{-}II}$) и трёх зимних месяцев (T_{XII}, T_{I} и T_{II}) и вариациями крупномасштабной циркуляции, описываемыми индексами Scand и NAO. Статистически значимой связи с индексами Pol и WP не установлено. В *1970–1995 гг.* в декабре и январе около половины изменчивости температуры (49 и 52% соответственно) связано с индексом Scand, а следовательно, с центрами действия Скандинавской моды; роль Североатлантического колебания проявляется слабо. В феврале изменчивость температуры в большей степени (42%) объясняется аномалиями NAO и только 15% – Scand. Для зимы в среднем это соотношение выравнивается – 32 и 34%. В *1995–2013 гг.* с декабря до февраля и для зимы в среднем вклад Scand превалирует в изменчивости температуры. Максимальное влияние Скандинавской моды (74%) в феврале имеет определяющее значение и для зимнего сезона в целом (см. табл. 1). В этот период изменениями индекса Scand в феврале можно объяснить 85% линейного понижения средней за зиму температуры на севере Евразии. Последнее иллюстрируется сравнением хода наблюдённой зимней температуры на севере Евразии (см. рис. 1, *в*) и рассчитанной с применением регрессионных параметров из табл. 1.

Пространственное распределение аномалий температуры в наиболее холодные годы за 1979–2013 гг. (см. раздел Данные и методы) и их сравнение с полями корреляции между изменениями температуры и индекса Scand показывают роль этого атмосферного центра в

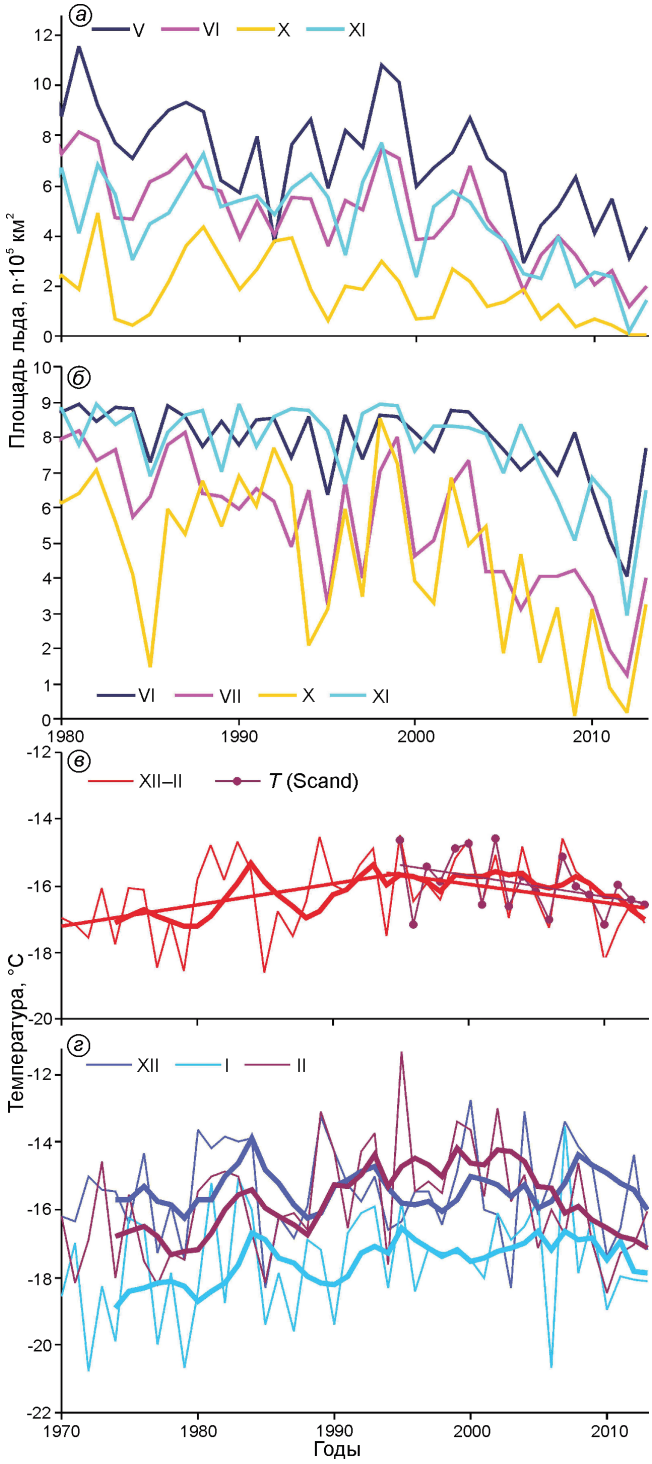


Рис. 1. Изменения площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях и температуры воздуха на севере Евразии (40–75° с.ш., 20–180° в.д.) в последние десятилетия.

а, *б* – изменения площади ледяного покрова в Баренцевом (*а*) и Карском морях (*б*) в летне-осенний период по месяцам, $n \cdot 10^5$ км^2; *в*, *г* – многолетние изменения температуры в среднем за зимние месяцы (декабрь–февраль) (*в*) и по месяцам (*г*), °C. Жирными линиями (*в*, *г*) показаны пятилетние средние скользящие, прямыми (*в*) – линейные тренды; линией с маркерами (*в*) показана температура, рассчитанная по регрессионной модели её связи с индексом Scand в 1995–2013 гг., *T*(Scand) (см. табл. 1)

Fig. 1. Changes in ice cover extent of the Barents and Kara seas and air temperature in the north of Eurasia (40–75° N, 20–180° E) in recent decades.

а, *б* – changes of the sea ice extentin the Barents (*а*), and the Kara seas (*б*), in summer-autumn months, $n \cdot 10^5$ км^2; *в*, *г* – interannual surface air temperature changesaveraged for winter months (December–February) (*в*), and per months (*г*), °C. Bold lines (*в*, *г*) show 5-year running means, straight lines (*в*) – linear trends; a line with markers (*в*) – the temperature variation calculated basing on the regression model of its relations with the Scand index in 1995–2013 (see Table 1)

формировании и региональном распределении аномальных похолоданий (рис. 2, *а*–*в*).

В *декабре* область низких температур в годы «холодных» аномалий (см. рис. 2, *а*, *заливка*) распространяется почти по всей Евразии севернее 40-й параллели. Очаг аномалий ниже −8 °C находится в центре Восточной Сибири, область статистически значимых аномалий ниже −2,5 °C охватывают бóльшую часть Европейской России на западе и достигает Приморья на востоке. Очаг положительных аномалий такой же интенсивности – выше 8 °C, но меньший по площади – сосредоточен на севере Баренцева моря в районе Шпицбергена, к северу и востоку от архипелага. Сравнение поля температурных аномалий с распределением корреляции между температурой и индексом Scand (см. рис. 2, *изолинии*) показывает, что положение очагов корреляции и пространственная структура температурных аномалий практически совпадают. Область статистически значимой отрицательной корреляции $r \leqslant -0{,}35$; в центре она достигает −0,8, описывает область аномалий температуры от −2 до −10 °C (см. рис. 2, *а*, *изолинии*). Очаг положительной корреляции от 0,6 в области Шпицбергена совпадает с аномалиями температуры 8–10 °C.

В *январе* (см. рис. 2, *б*, *заливка*) область похолоданий расширяется на запад и сокращается на юге. Величина отрицательных аномалий в центре Сибири опускается до −12 °C (что отчасти связано с сезонным ходом). Потепление на севере Баренцева моря сохраняется, но его интенсивность вдвое меньше по сравнению с декабрем; такое же потепление, 2–4 °C, наблюдается на северном побережье Охотского моря. В поле корреляции тем-

Таблица 1. **Параметры множественной регрессионной зависимости между средней температурой на севере Евразии (40–75° с.ш., 20–180° в.д.) в зимний сезон *T* и индексами атмосферной циркуляции в 1970–1994 и 1995–2013 гг.***

Индексы	T_{XII-II}		T_{XII}		T_{I}		T_{II}	
	B	R^2, %, *(p-level)*	*B*	R^2, %, *(p-level)*	*B*	R^2, %, *(p-level)*	*B*	R^2, %, *(p-level)*
1970–1994 гг.								
$Scand_{XII}$	–		−0,70	49 (*0,00*)	–			
$Scand_{I}$	−0,51	34 *(0,00)*	–		−1,15	52 *(0,00)*	–	
$Scand_{II}$	–				–		−0,92	15 *(0,03)*
NAO_{XII}							0,60	17 *(0,01)*
NAO_{I}	0,28	13 *(0,01)*			0,28	10 *(0,03)*	–	
NAO_{II}	0,36	19 (*0,01*)			–		0,49	25 *(0,01)*
1995–2013 гг.								
$Scand_{XII}$	–		−1,12	39 *(0,00)*	–			
$Scand_{I}$	−0,48	27 *(0,00)*	–		−1,03	63 *(0,00)*	–	
$Scand_{II}$	−0,61	45 *(0,00)*			–		−1,37	74 *(0,00)*
NAO_{XII}	–		0,59	24 *(0,00)*			–	

**B* – коэффициент регрессии; R^2 – доля объяснённой изменчивости; *p-level* – уровень статистической значимости. Прочерки – отсутствие статистически значимой корреляции.

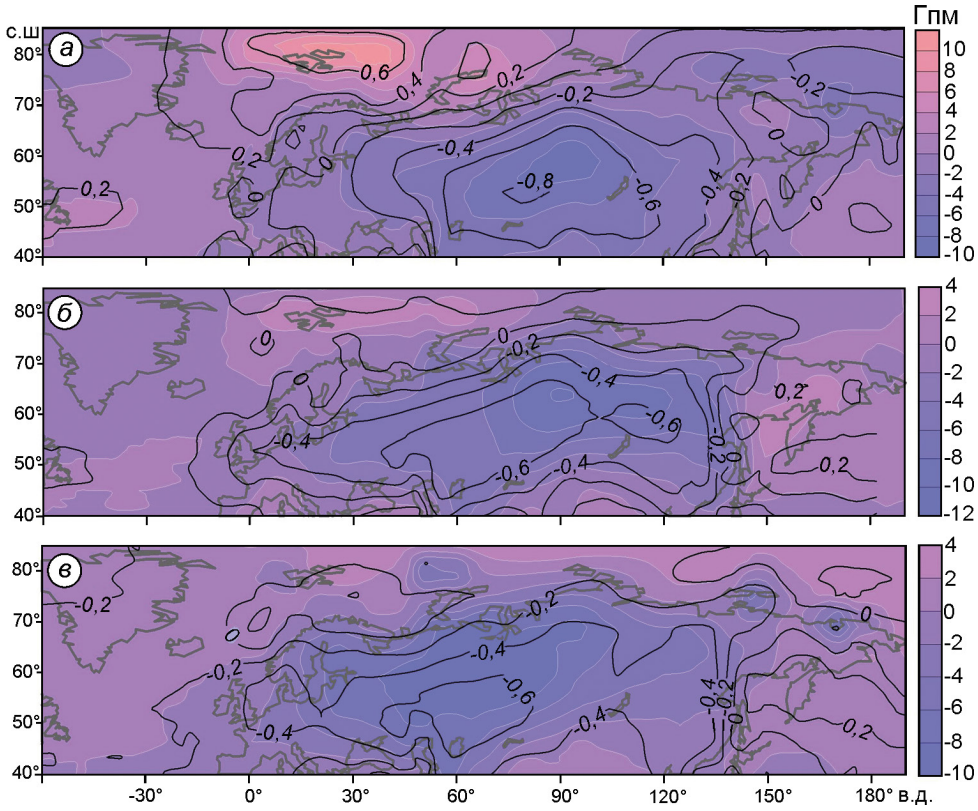


Рис. 2. Распределение аномалий средней месячной температуры в годы аномальных похолоданий в зимние месяцы (декабрь–февраль) и роль аномалий Scand в их формировании в 1979–2013 гг.

Цветной заливкой показаны аномалии средней месячной температуры в среднем за пять наиболее холодных лет относительно пяти наиболее тёплых лет, °C; *изолиниями* – коэффициенты корреляции между температурой и индексом Scand в декабре (*а*), январе (*б*), феврале (*в*)

Fig. 2. Distribution of the mean monthly temperature anomalies for the years of anomalous cooling in the winter months (December–February) and the role of Scand anomalies in their formation in 1979–2013.

Color shading shows monthly temperature anomaliesfor the 5 coldest years as compared 5 warmest years, in average, °C; *the contours* show the correlation coefficients between the temperature and Scand index in December (*a*), January (*б*), February (*в*)

Таблица 2. **Коэффициенты корреляции между полями (40–85°с.ш.; 60°з.д.–190°в.д.) аномалий температуры и высоты геопотенциала 500 гПа: в среднем за наиболее холодные годы, T_{min}, и $HG\text{-}T_{min}$; за годы положительных аномалий Скандинавской моды, $T\text{-}Scand_{max}$ и $HG\text{-}Scand_{max}$; за годы аномального сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях в октябре предшествующего года, $T\text{-}Ice_{min}$ и $HG\text{-}Ice_{min}$*.**

Месяцы	Коррелируемые поля аномалий					
	$T_{min} \leftrightarrow T\text{-}Scand_{max}$	$T_{min} \leftrightarrow T\text{-}Ice_{min}$	$T\text{-}Scand_{max} \leftrightarrow T\text{-}Ice_{min}$	$HG\text{-}T_{min} \leftrightarrow HG\text{-}Scand_{max}$	$HG\text{-}T_{min} \leftrightarrow HG\text{-}Ice_{\min}$	$HG\text{-}Scand_{max} \leftrightarrow HG\text{-}Ice_{min}$
Декабрь	**0,91**	**0,80**	**0,73**	**0,78**	**−0,59**	**−0,85**
Январь	**0,83**	**0,59**	**0,57**	**0,91**	**−0,73**	**−0,90**
Февраль	**0,68**	0,04	0,21	**0,76**	**−0,63**	**−0,30**

*Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, статистически значимые на уровне $p < 0,01$.

пературы с индексом Scand (см. рис. 2, *б*, *изолинии*) очаги положительной связи статистически незначимы. Область отрицательных коэффициентов $r < -0,40$ достаточно близко соответствует аномалиям температуры ниже −2 °С. Область наиболее высокой корреляции (−0,6 ÷ −0,7) в январе распадается на два очага: обширный – от центра Сибири до юга Европейской России и небольшой по протяжённости – на юге Якутии.

В *феврале* общая структура поля температурных аномалий (см. рис. 2, *в*, *заливка*) меняется. Область «холодных» аномалий охватывает бóльшую часть Европы, Казахстан и Сибирь; основной очаг сдвигается на северо-запад и расширяется, а его интенсивность ослабевает. Положительные очаги размываются. Область отрицательной корреляции между температурой и индексом Scand (см. рис. 2, *в*, *изолинии*) также расширяется на запад, но располагается южнее относительно очага температурных аномалий. По сравнению с январём (см. рис. 2, *а*, изолинии) очаг отрицательных коэффициентов (−0,6) сокращается, связь температуры с индексом Scand заметно ослабевает на востоке и усиливается на юге субконтинента.

Сходство между полями аномалий температуры и её корреляции с индексом Scand подтверждают коэффициенты пространственной корреляции между рассмотренными полями: 0,91, 0,83, 68 для декабря, января и февраля соответственно (табл. 2). Наряду с регрессионными оценками (см. табл. 2), количественные оценки связи позволяют говорить об определяющем значении ЦДА Scand в формировании аномально холодного начала зимы на севере Евразии в 1979–2013 гг.

Рассмотрим, насколько аномалии температуры в наиболее холодные годы можно объяснить непосредственно изменениями площади льда в Баренцевом и Карском морях и как меняется эта связь в течение зимы. На рис. 3 (*изолинии*) представлены поля средних аномалий температуры в годы с наибольшей потерей площади льда в октябре (по отношению к годам её увеличения) на фоне распределения температурных аномалий в наиболее холодные годы. Для *декабря* (см. рис. 3, *а*) установлено очень тесное соответствие этих полей: коэффициент пространственной корреляция достигает 0,80 (см. табл. 2). Близкое сходство наблюдается не только в распределении очагов разного знака и очертаниях изолиний, но и в величине аномалий. Это позволяет предположить, что региональные аномалии температуры (как отрицательные, так и положительные) в наиболее холодные для территории Северной Евразии годы на 60–80% можно объяснить аномалиями площади льда.

В *январе* сходство между распределением наблюдаемых «холодных» аномалий и аномалий температуры в годы минимальной площади льда снижается (см. рис. 3, *б*) и корреляция между двумя полями составляет 0,59 (см. табл. 2). Расхождения связаны с очагами положительных аномалий, отрицательные аномалии демонстрируют соответствие структуры и общих размеров. В то же время величина аномалий температуры в годы сокращения площади льда примерно в два раза меньше по сравнению с аномалиями, наблюдаемыми в наиболее холодные годы. В *феврале* расхождения рассматриваемых полей преобладают как в распределении очагов, так и в величине аномалий, корреляции между полями отсутствуют (см. рис. 3, *в*, см. табл. 2). По-видимому, это указывает на то, что сокращение площади льда к началу зимы не влияет на формирование отрицательных аномалий температуры в феврале.

Анализ кросс-корреляции между изменениями индекса Scand и площадью льда в Баренцевом и Карском морях в предшествующие осенние и зим-

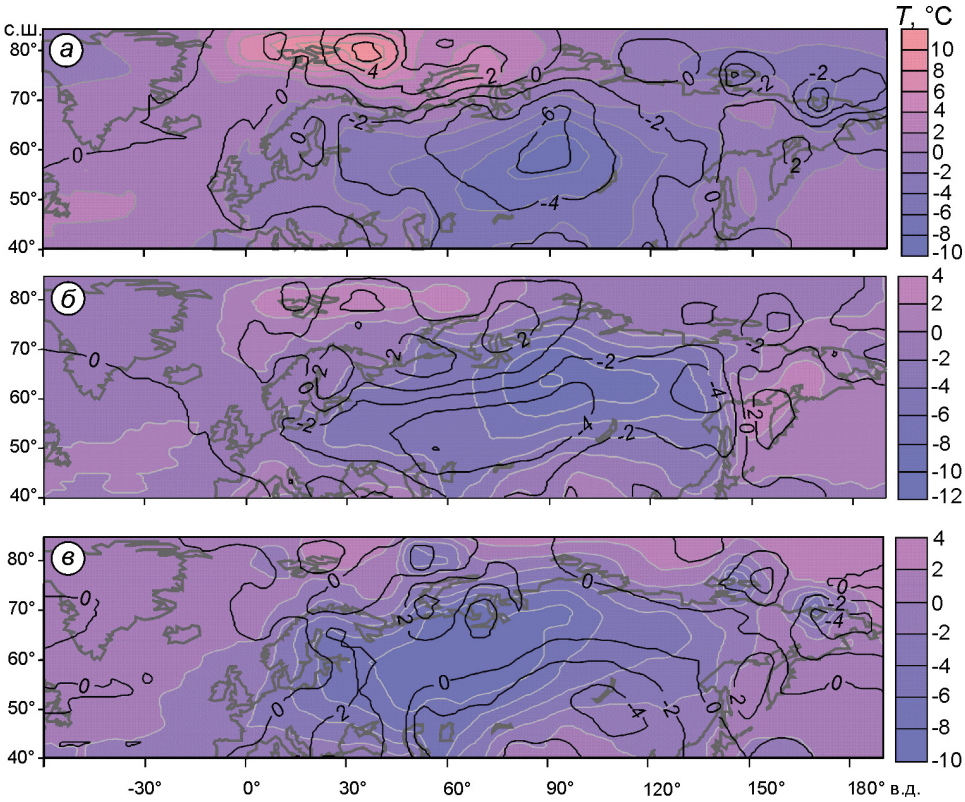


Рис. 3. Распределение средней месячной температуры в годы аномальных похолоданий в зимние месяцы (декабрь–февраль) и роль аномалий площади льда Баренцева и Карского морей в их формировании в 1979–2013 гг. *Цветной заливкой* показаны аномалии средней месячной температуры в среднем за пять наиболее холодных лет относительно пяти наиболее тёплых лет, °С; *изолиниями* – аномалии средней месячной температуры в среднем за пять лет с минимальной площадью льда относительно пяти лет с максимальной площадью льда в Баренцевом и Карском морях (полученные после удаления тренда) в декабре (*а*), январе (*б*), феврале (*в*), °С

Fig. 3. Distribution of the mean monthly temperature anomalies for the years of anomalous cooling in the winter months (December–February) and the role of the Barents-Kara sea ice extent anomalies in their formation in 1979–2013. *Color shading* shows monthly temperature anomalies for the 5 coldest years as compared 5 warmest years, in average, °C; *contours* show monthly temperature anomalies for 5 years with a minimum ice extent as compared to 5 years with a maximum ice extent, in average, in the Barents and Kara seas (obtained after removing the trend) in December (*a*), January (*б*), February (*в*), °C

ние месяцы со сдвигом один месяц также не обнаруживает статистически значимой связи, отсутствует связь и при нулевом сдвиге. Таким образом, линейной зависимости индекса Scand в феврале от площади ледяного покрова не обнаружено. Результаты такого же кросс-корреляционного анализа для индекса Scand в начале зимы (в среднем за декабрь и январь), $Scand_{XII+I}$, напротив, указывают на его устойчивую линейную зависимость от состояния ледяного покрова Баренцева и Карского моря в предшествующие сезоны (рис. 4, *а*, *б*). Коэффициенты корреляции индекса $Scand_{XII+I}$ с аномалиями площади льда в среднем для Баренцева и Карского морей становятся статистически значимыми с июня, а в октябре они возрастают до максимума −0,68, (см. рис. 4, *а*). В ноябре и декабре корреляция снижается до −0,50 и −0,47 соответственно, что указывает на решающее значение сокращения площади льда в течение тёплого времени года. Рассмотрение корреляционных функций в отдельности для Баренцева и Карского моря показывает, что они очень похожи, хотя связь с аномалиями площади льда в Карском море слабее, чем в Баренцевом. Совместное действие этих факторов, по-видимому, усиливает термические контрасты в поле приземной температуры, в результате чего возрастает их влияние на формирование аномалий центров действия Скандинавской моды.

Физические механизмы этой связи можно проиллюстрировать сравнением полей аномалий высоты геопотенциала 500 гПа, наблюдаемых в годы положительных аномалий индекса Scand, и их

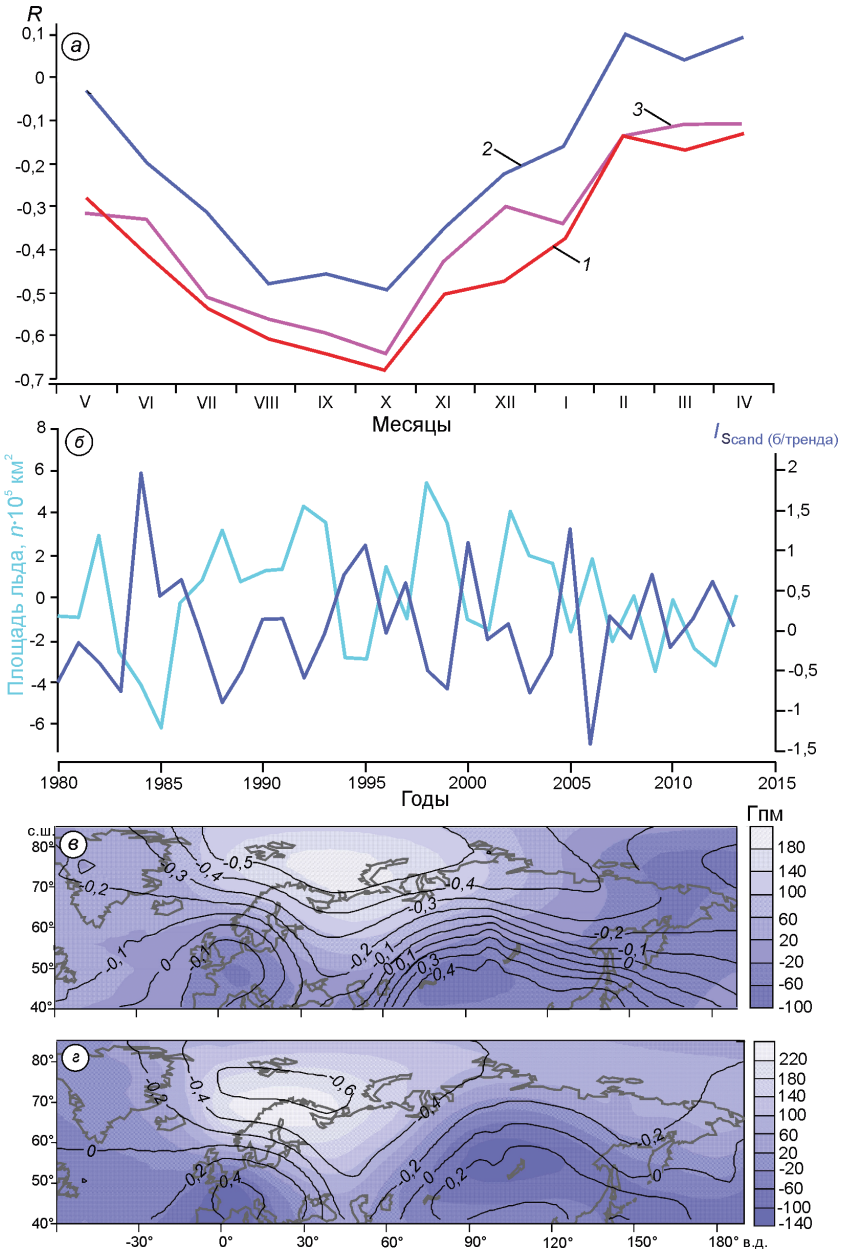


Рис. 4. Связь крупномасштабной атмосферной циркуляции Скандинавской моды в начале зимы с осенними аномалиями площади льда в Баренцевом и Карском морях.

а – кросс-корреляционные функции *R* среднего за декабрь–январь индекса Scand, I_{Scand}, с площадью льда в Баренцевом и Карском морях в среднем (*1*) и в отдельности для Баренцева (*2*) и Карского морей (*3*); *б* – многолетний ход среднего за декабрь–январь индекса Scand, I_{Scand}, и площади льда, $n \cdot 10^5$ км^2, в Баренцевом и Карском морях в конце октября. *Цветной заливкой* (*в*, *г*) показаны аномалии высоты геопотенциала 500 гПа в декабре (*в*) и в январе (*г*) в среднем за годы с положительными аномалиями индекса Scand относительно аномалий в годы отрицательных аномалий Scand; *изолиниями* (*в*, *г*) показаны коэффициенты корреляции между высотой геопотенциала 500 гПа в декабре (*в*) и январе (*г*) с площадью льда в Баренцевом и Карском морях в октябре 1979–2013 гг.

Fig. 4. Links of large-scale atmospheric circulation and Scandinavian mode in early winter with autumn anomalies of Barents-Kara sea ice extent.

a – the cross-correlation function, *R*, for the December-January Scand index, I_{Scand}, and Barents – Kara sea ice extent, in average (*1*) and separately for the Barents (*2*) and Kara seas (*3*); *б* – interannual course of the December–January Scand index, I_{Scand}, and October Barents – Kara sea ice extent, $n \cdot 10^5$ км^2. *Color shading* (*в*, *г*) shows the 500 hPa geopotential height anomalies in December (*в*), and in January (*г*), for the 5 years with positive Scand anomalies as compared with 5 years of negative Scand anomalies, in average; *contours* (*в*, *г*) show correlation coefficients between the 500 hPa geopotential heights in December (*в*), and January (*г*), with the Barents-Kara sea ice extent in October in 1979–2013

корреляцией с площадью ледяного покрова в октябре 1979–2013 гг. (см. рис. 4, *в*, *г*). Поле корреляции между площадью ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях в октябре и высотой геопотенциала 500 гПа в декабре (см. рис. 4, *в*, *изолинии*) демонстрирует обширный очаг отрицательных значений – $r < -0{,}50$. Он расположен к северу от Скандинавского полуострова и распространяется на северо-восток, на акваторию Баренцева и Карского морей, и на северо-запад от архипелага Шпицберген. Область статически значимой связи, $r \leqslant 0{,}35$ (при уровне значимости $p \leqslant 0{,}05$), распространяется на запад до Гренландии и захватывает почти всё арктическое побережье за исключением Дальнего Востока. В низких широтах наблюдаются два очага противоположного знака: крупный очаг ($r > 0{,}40$) располагается над Монголией и Китаем, а статистически незначимый очаг меньшей протяжённости – на западе Европы. В январе (см. рис. 4, *г*, *изолинии*) общая структура описанного поля корреляции сохраняется, при этом связь над Скандинавией становится более тесной, но протяжённость области статически значимой корреляции на востоке сокращается. Небольшой очаг положительной связи на юго-западе Европы становится статистически значимым, корре-

ляция здесь усиливается до $r > 0{,}40$ в отличие от более протяжённого очага над Монголией и Хабаровским краем, который ослабляется и становится статистически незначимым.

Трипольная пространственная структура описанных полей корреляции между изменениями площади льда в середине осени и высотой геопотенциала 500 гПа (см. рис. 4 *в*, *г*, изолинии) как в декабре, так и в январе находится в очень близком соответствии с распределением аномалий этой характеристики в годы положительной фазы Scand (см. рис. 4, *в*, *г*, *заливка*). Положение очагов корреляции практически совпадает с аномалиями высоты геопотенциала в положительной фазе Scand (см. рис. 4, *в*, *г*, *заливка*), полученными как разница между средними за пять выбранных для рассматриваемого периода лет с положительными и отрицательными аномалиями (превышающими по абсолютным значениям стандартное отклонение) индекса Scand.

Тесное сходство между полями корреляции площади льда с высотой геопотенциала 500 гПа и распределением аномалий высоты геопотенциала 500 гПа в положительной фазе Scand подтверждается и высокой (по абсолютной величине) пространственной корреляцией между этими полями: −0,85 для декабря и −0,98 для января (см. табл. 2). Это указывает на определяющую роль межгодовых колебаний площади льда в формировании структуры аномалий высоты геопотенциала, характерной для очагов данного атмосферного центра действия в начале зимы. В первую очередь это относится к антициклоническому очагу над севером Скандинавии, по восточной периферии которого обеспечивается поступление арктического воздуха в умеренные и низкие широты Северной Евразии, что отражается в распределении отрицательных аномалий температуры в декабре и январе (см. рис. 2, *а*, *б*).

Формирование структуры поля высоты геопотенциала 500 гПа, характерной для положительной фазы Scand, может быть обусловлено термическими контрастами между охлаждающейся сушей и тёплыми водами Северной Атлантики и прилегающих арктических морей [29, 30]. В конце осени – начале зимы эти контрасты максимально усиливаются и наблюдается годовой максимум изменчивости высоты геопотенциала, связанный с этим центром действия [34]. Термическими контрастами обусловлено и существование циклонического очага аномалий с центром над Монголией, который представляет собой неотъемлемую часть структуры Scand и усиливает интенсивность меридионального переноса арктического воздуха в низкие широты (см. рис. 4, *в*). Судя по величине аномалий высоты геопотенциала в годы положительной фазы Scand, в январе по сравнению с декабрём этот очаг усиливается на 40%. В то же время в январе соответствующий ему очаг положительной связи между высотой геопотенциала и площадью льда в континентальной области ослабляется, а очаг на юго-западе Европы усиливается (см. рис. 4, *г*, *изолинии*). Вероятно, это объясняет некоторое ослабление переноса арктического воздуха в центр субконтинента и сдвиг основных траекторий на запад, которые отражаются в формировании двух очагов в поле аномалий температуры, рассмотренных ранее (см. рис. 3, *б*, *изолинии*).

Анализ пространственной корреляции для полей высоты геопотенциала 500 гПа в *феврале* (см. табл. 2) указывает на довольно тесную (0,76) корреляцию распределения аномалий этой характеристики в годы «холодных» аномалий с очагами, свойственными для положительной фазы индекса Scand, а также с аномалиями в годы с наибольшей осенней потерей льда (−0,63). При этом связь между полями аномалий, возникающих в годы наибольшей осенней потери льда, с распределением очагов Scand весьма слаба – всего −0,30. Это подтверждает отмеченное ранее отсутствие связи между центрами действия Скандинавской моды *в феврале* и осенним сокращением площади льда в Баренцевом и Карском морях.

Обсуждение результатов и заключение

Анализ связи зимней температуры, аномалий высоты геопотенциала 500 гПа и индекса Scand с аномалиями площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях показывает, что его осеннее сокращение вносит основной вклад в формирование циркуляционных условий арктических вторжений и аномальных холодных погодных условий на севере Евразии в начале зимы. Регрессионные оценки вклада атмосферной циркуляции, наряду с анализом регионального распределения связанных с ними температурных аномалий, указывают на определяющий вклад центров действия Scand в формирование аномально холодных зим на севере Евразии, включая все три зимних ме-

сяца. В декабре и январе региональная структура аномалий температуры, наблюдаемых в наиболее холодные годы, соответствует распределению аномалий, возникающих в годы наибольшей потери ледовитости Баренцева и Карского морях к середине осени, и одновременно структуре аномалий, характерной для положительной фазы Scand.

О близком сходстве между полями аномалий температуры и высоты геопотенциала 500 гПа, полученных независимым образом для разных условий, свидетельствуют высокие значения коэффициентов пространственной корреляции между ними: для декабря корреляция достигает 0,7–0,9, а для января – 0,5–0,8. Это позволяет сделать вывод, что сокращение площади льда в Баренцевом и Карском морях вносит основной вклад в аномальные похолодания на севере Евразии в начале зимы. Увеличение площади открытой морской поверхности усиливает её сезонные температурные контрасты с охлаждающимся материком и способствует формированию центров действия атмосферы, характерных для положительной фазы Скандинавской моды. Трипольная структура Scand – антициклоническая аномалия в поле высоты геопотенциала 500 гПа на севере Скандинавии и два очага противоположного знака на юго-востоке и юго-западе Северной Евразии – в положительной фазе способствует образованию аномальных тропосферных волн, обеспечивающих интенсивный перенос арктического воздуха в глубь материка.

В декабре, когда основной циклонический очаг Скандинавской моды локализуется на юго-востоке Северной Евразии, аномальные морозы ограничены Западной и Центральной Сибирью, а также северо-востоком Европы. В январе циклоническая аномалия углубляется на юго-запад Европы, что создаёт условия для усиления восточной составляющей в переносе воздушных масс и способствует поступлению арктического воздуха из глубины континента на юг Европейской России и далее в Центральную и Западную Европу. Описанные внутрисезонные различия в циркуляции отражаются в распределении температурных аномалий в годы похолоданий в декабре и январе.

Оценки связи аномалий Скандинавской моды с площадью льда в Баренцевом и Карском морях показывают, что рассмотренные процессы представляют собой реакцию на сокращение площади льда в течение лета и осени. Статистически значимая корреляция с индексом Scand (декабрь–январь) отмечается для площади льда уже в июне, в октябре она достигает максимальных значений, а в последующие месяцы ослабевает, но сохраняется до января. Это показывает, что существенная для формирования зимних аномалий циркуляции потеря льда наблюдаются уже в начале лета.

В феврале, а также в последующие месяцы, до апреля включительно, линейная зависимость индекса Scand от площади льда в октябре не установлена. На отсутствие этой зависимости указывают и большие расхождения между полями температурных аномалий, наблюдаемых в наиболее холодные февраля и полученных для лет с аномальным сокращением площади льда. В то же время фиксируемые «холодные» аномалии в феврале тесно связаны со Скандинавской модой. Об этом свидетельствуют и структура поля температурных аномалий, соответствующая структуре аномалий Scand (с коэффициентом корреляции 0,73), и регрессионные оценки, которые показывают, что вклад этой циркуляционной моды на 74% объясняет *изменчивость февральской температуры и на 85% линейное понижение средней зимней температуры на севере Евразии в 1995–2013 гг.* В феврале наблюдается наиболее значительный тренд к похолоданию с середины 1990-х годов, который вносит основной вклад в «паузу в потеплении», т.е. в понижение зимней температуры на севере Евразии.

Отсутствие линейной связи аномалий температуры в феврале с площадью ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях, вероятно, говорит о том, что в конце зимы термические контрасты в приземном слое тропосферы и связанный с ними горизонтальный перенос воздушных масс перестают действовать как механизм этой связи. Не исключается, однако, что выравнивание термических контрастов, а также увеличение площади льда во второй половине зимы создают условия для включения других механизмов. Эти механизмы могут быть связаны с преобладающим влиянием конвективных процессов над поверхностью Баренцева моря, которые характеризуются нелинейным откликом циркуляции на изменения концентрации морского льда [5, 16, 17]. Важнейший фактор зимней циркуляции – влияние стратосферного вихря, взаимодействие которого с тропосферными планетарными волнами, с последующим формированием холодных зим над Евразией, усиливается в годы слабого полярного вихря [23, 35]. По некоторым

оценкам [9], менее половины тренда похолодания на севере Евразии можно связывать с потерей морского льда в Баренцевом и Карском морях.

Устойчивая зависимость холодных аномалий на севере Евразии в начале зимы от усиления Скандинавской моды позволяет считать её основным циркуляционным механизмом, определяющим интенсивность, масштабы и региональную структуру этих аномалий. В свою очередь, связь аномалий Scand с площадью ледяного покрова Баренцева и Карского морей в октябре свидетельствует о её потенциальной предсказуемости, которая может быть использована для прогноза циркуляционных условий формирования аномальных морозов в Сибири и Европейской части России в декабре и январе. Учёт этой связи в регрессионных прогностических моделях может быть более успешным по сравнению с Североатлантического колебанием, как это предложено в работах [23, 36]. Ранее [11, 12] было показано, что в 1996–2010 гг. изменчивость температуры на севере Евразии может быть объяснена только аномалиями Scand. Влияние Североатлантического колебания в этот период не проявлялось из-за низкой межгодовой изменчивости и отсутствия направленной многолетней тенденции в отличие от периода 1970–1995 гг., характеризующегося выраженной неустойчивостью и положительным трендом этой циркуляционной моды.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-05-60216, и по теме Государственного задания, проект № 0148-2019-0009. Автор выражает признательность В.А. Семенову и Т.А. Матвеевой за консультации и предоставленные данные.

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, projects № 18-05-60216, and within the framework of the state-ordered research theme of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, № 0148-2019-0009. The author is sincerely grateful to V.A. Semenov and T.A. Matveeva for consultations and provided data.

Литература

1. *Мохов И.И.* Современные изменения климата в Арктике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484. doi: 10.7868/S0869587315060249.
2. *Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е.* Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 67–80.
3. *Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1231–1237.
4. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
5. *Мохов И.И., Семенов В.А.* Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 16–28.
6. *Huang J., Zhang X., Zhang Q., Lin Y., Hao M., Luo Y., Zhao Z., Yao Y., Chen X., Wang L., Nie S., Yin Y., Xu Y., Zhang J.* Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend // NatuRe CLiMate CHaNge. 2017. V. 7. № 12. P. 875–879. doi: 10.1038/s41558-017-0009-5.
7. *Screen J.A. , Deser C., Smith D.M., Zhang X., Blackport R., Kushner P.J., Oudar T., McCusker K.E., Sun L.* Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models // Nature Geoscience. 2018. V. 11. P. 155–163.

References

1. *Mokhov I.I.* Modern climate change in Arctic. *Vestnik RAN.* Bulletin of RAS. 2015, 85 (5–6): 478–484. doi: 10.7868/S0869587315060249. [In Russian].
2. *Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E.* Climate change in the Arctic and the Northern polar region. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Problems. 2010, 1 (84): 67–80. [In Russian].
3. *Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. The Cryosphere. 2012, 6: 1231–1237.
4. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014: 151 p.
5. *Mokhov I.I., Semenov V.A.* Weather and climatic anomalies in Russian regions related to global climate change. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 2: 16–28. [In Russian].
6. *Huang J., Zhang X., Zhang Q., Lin Y., Hao M., Luo Y., Zhao Z., Yao Y., Chen X., Wang L., Nie S., Yin Y., Xu Y., Zhang J.* Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. NatuRe CLiMate CHaNge. 2017, 7 (12): 875–879. doi: 10.1038/s41558-017-0009-5.
7. *Screen J.A., Deser C., Smith D.M., Zhang X., Blackport R., Kushner P.J., Oudar T., McCusker K.E., Sun L.* Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. Nature Geoscience. 2018, 11: 155–163.

8. *Семенов В.А.* Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – арктические льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1 (1). С. 232–248.
9. *Mori M., Kosaka Y., Watanabe M., Nakamura H., Kimoto M.* A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling // Nature Climate Change. 2019. V. 9. № 2. doi: 10.1038/s41558-018-0379-3.
10. *Zhang, X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L22701. doi: 10.1029/2008GL035607.
11. *Попова В.В.* Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 1. С. 84–112. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-112.
12. *Попова В.В., Мацковский В.В., Михайлов А.Ю.* Современные изменения климата суши внетропической зоны Северного полушария // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 1. С. 3–13.
13. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Самохина О.Ф.* Особенности температурного режима у поверхности земли в январе-июне 2016 года // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 119–142.
14. *Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X.* Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. P. 1115–1121.
15. *Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С.* Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. № 57 (1). С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
16. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. D21111. P. 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
17. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // Environ. Research Letters. 2015. V. 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/0540.
18. *Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L., Vinther B.M.* The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO // Journ. of Climate. 2016. V. 29. № 2. P. 889–902.
19. *Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
20. *Семенов В.А.* Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
21. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.

8. *Semenov V.A.* Fluctuations of the modern climate caused by feedbacks in the atmosphere-Arctic ice-ocean system. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1 (1): 232–248. [In Russian].
9. *Mori M., Kosaka Y., Watanabe M., Nakamura H., Kimoto M.* A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. Nature Climate Change. 2019, 9 (2). doi: 10.1038/s41558-018-0379-3.
10. *Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. Geophys. Research Letters. 2008, 35: L22701. doi: 10.1029/2008GL035607.
11. *Popova V.V.* Recent climate changes in Northern Eurasia as a manifestation of variations of large-scale atmospheric circulation. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 84–112. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-112. [In Russian].
12. *Popova V.V., Matsckovsky V.V., Mikhailov A.Yu.* Recent climate changes in the extratropical zone of the Northern hemisphere. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya.* Bulletin of Moscow State University. Series 5. Geography. 2018, 1: 3–13. [In Russian].
13. *Gruza G.V., Rankova E.Ya., Rocheva E.V., Samokhina O.F.* Features of the temperature regime at the earth's surface in January-June 2016. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 2: 119–142. [In Russian].
14. *Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C.,Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X.* Arctic sea ice change: a grand challenge of climate science. Journ. of Glaciology. 2010, 56: 1115–1121.
15. *Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S.* Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107. [In Russian].
16. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115: 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
17. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. Environ. Research Letters. 2015, 10: 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
18. *Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L. Vinther B.M.*The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO. Journ. of Climate. 2016, 29 (2): 889–902.
19. *Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. Journ. of Climate. 2004, 17: 4045–4057.
20. *Semenov V.A.* Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2008, 418 (1): 106–109. doi: 10.1134/S1028334X08010200.
21. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M.,*

22. *Семенов В.А.* Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 3. С. 257–266. doi: 10.7868/S000235151603010X.
23. *Kelleher M., SCREEN J.* Atmospheric Precursors of and Response to Anomalous Arctic Sea Ice in CMIP5 // Advances in Atmospheric Sciences. 2018. V. 35 (1). P. 27–37.
24. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea–ice minima on wintertime Eurasian coldness // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L08707. doi: 10.1029/2008GL037079.
25. *Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J.* Planetary- and synoptic-scale feedbacks between tropospheric and sea ice cover changes in the Arctic // Tellus. 2012. V. 1 (64). 11595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
26. *Kretschmer M., Coumou D., Agel L., Barlow M., Tziperman E., Cohen Ju.* More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes // American Meteorological Society. 2018. № 1. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0259.1.
27. *Nakamura T., Yamazaki K., Iwamoto K., Honda M., Miyoshi Y., Ogawa Y., Ukita J.* The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate // Geophys. Research Letters. 2016. V. 43 (7). P. 3494–3501. doi: 10.1002/2016GL068330.
28. *Tyrrel N.L., Karpeshko A.Yu., Uotila P., Vihma T.* Atmospheric Circulation Response to Anomalous Siberian Forcing in October 2016 and its Long-Range Predictability // Geophys. Research Letters. 2019. № 2. doi: 10.1029/2018GL081580.
29. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns // Monthly Weather Review. 1987. V. 115. P. 1083–1126.
30. Электронный ресурс: Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc.
31. Электронный ресурс: NCEP-NCAR Reanalysis. http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml.
32. Электронный ресурс: SIB1850. http://nsidc.org/data/G10010.
33. Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014. 56 p.
34. *Panagiotopolous F., Shahgedanova M., Stephenson D.B.* A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns // Journ. de Physique IV France. 2002. № 12. P. 1027–1047. doi: 10.1051/jp4:20020450.
35. *Hoshi K., Ukita J., Honda M., Nakamura T., Yamazaki K., Miyoshi Y., Jaiser R.* Weak stratospheric polar vortex events modulated by the Arctic sea-ice loss // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019. № 124. P. 858–869. doi: 10.1029/2018.JD029222.
36. *Wang L., Ting M., Kushner P.J.* A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate // Scientific Reports. 2017. № 7. P. 279. doi: 10.1038/s41598-017-00353-y.

Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. Reviews of Geophysics. 2013, 51: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
22. *Semenov V.A.* Link between anomalously cold winters in Russia and sea-ice decline in the Barents Sea. Izvestiya of Atmosphere and Ocean Physics. 2016, 52 (3): 225–233. doi: 10.7868/S000235151603010X.
23. *Kelleher M., Screen J.* Atmospheric Precursors of and Response to Anomalous Arctic Sea Ice in CMIP5. Advances in Atmospheric Sciences. 2018, 35 (1): 27–37.
24. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea ice minima on wintertime Eurasian coldness. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L08707. doi: 10.1029/2008GL037079.
25. *Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J.* Planetary- and synoptic-scale feedbacks between tropospheric and sea ice cover changes in the Arctic. Tellus. 2012, 1 (64): 11595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
26. *Kretschmer M., Coumou D., Agel L., Barlow M., Tziperman E., Cohen Ju.* More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes. American Meteorological Society. 2018, 1. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0259.1
27. *Nakamura T., Yamazaki K., Iwamoto K., Honda M., Miyoshi Y., Ogawa, Y., Ukita J.* The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate. Geophys. Research Letters. 2016, 43 (7): 3494–3501. doi: 10.1002/2016GL068330.
28. *Tyrrel N.L., Karpeshko A.Yu, Uotila P., Vihma T.* Atmospheric Circulation Response to Anomalous Siberian Forcing in October 2016 and its Long-Range Predictability. Geophys. Research Letters. 2019, 2. doi: 10.1029/2018GL081580.
29. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. Monthly Weather Review. 1987, 115: 1083–1126.
30. Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc.
31. NCEP-NCAR Reanalysis. http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml.
32. SIB1850. http://nsidc.org/data/G10010.
33. Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 56 p.
34. *Panagiotopolous F., Shahgedanova M., Stephenson D.B.* A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns. Journ. de Physique IV France. 2002, 12: 1027–1047. doi: 10.1051/jp4:20020450.
35. *Hoshi K., Ukita J., Honda M., Nakamura T., Yamazaki K., Miyoshi Y., Jaiser R.* Weak stratospheric polar vortex events modulated by the Arctic sea-ice loss // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019, 124: 858–869. doi: 10.1029/2018.JD029222.
36. *Wang L., Ting M., Kushner P.J.* A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate. Scientific Reports. 2017, 7: 279. doi: 10.1038/s41598-017-00353-y.

УДК 551.515.6 doi: 10.31857/S2076673420030049

The relationship between methane transport to the atmosphere and the decay of the Kara Sea ice cover: satellite data for 2003–2019

L.N. Yurganov

University of Maryland Baltimore County, Baltimore, USA
Yurganov@umbc.edu

Связь между переносом метана в атмосферу и разрушением ледяного покрова Карского моря: спутниковые данные за 2003–2019 гг.

© 2020 г. Л.Н. Юрганов

Мэрилендский университет, Балтимор, США
Yurganov@umbc.edu

Received February 3, 2020 / Revised April 12, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Arctic climate, greenhouse gases, methane, satellite data, sea ice.***

Summary

Satellite spectrometers operating on the outgoing long-wave IR (thermal) radiation of the Earth and placed in sun-synchronous polar orbits provide a wealth of information about Arctic methane (CH_4) year-round, day and night. Their data are unique for estimating methane emissions from the warming Arctic, both for land and sea. The article analyzes concentrations of methane obtained by the AIRS spectrometer in conjunction with microwave satellite measurements of sea ice concentration. The data were filtered for cases of sufficiently high temperature contrast in the lower atmosphere. The focus is on the Kara Sea during autumn-early winter season between 2003 and January 2019. This sea underwent dramatic decline in the ice cover. This shelf zone is characterized by huge reserves of oil and natural gas (~90% methane), as well as presence of sub-seabed permafrost and methane hydrates. Seasonal cycle of atmospheric methane has a minimum in early summer and a maximum in early winter. During last 16 years both summer and winter concentrations were increasing, but with different rates. Positive summer trends over the Kara Sea and over Atlantic control area were close one to another. In winter the Kara Sea methane was growing faster than over Atlantic. The methane seasonal cycle amplitude tripled from 2003 to 2019. This phenomenon was considered in terms of growing methane flux from the sea. This high trend was induced by a fast decay of the sea ice in this area with ice concentrations dropped from 95 to 20%. If the current Arctic sea cover would decline further and open water area would grow then further increase of methane concentration over the ocean may be foreseen.

Citation: Yurganov L.N. The relationship between methane transport to the atmosphere and the decay of the Kara Sea ice cover: satellite data for 2003–2019. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 423–430. doi: 10.31857/S2076673420030049.

Поступила 3 февраля 2020 г. / После доработки 12 апреля 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***климат Арктики, метан, морской лед, парниковые газы, спутниковые данные.***

Проанализированы ИК спутниковые данные о концентрации метана в слое атмосферы 0–4 км над Карским и Баренцевым морями в сравнении с микроволновыми спутниковыми измерениями ледяного покрова Карского моря. За последние 16 лет амплитуда сезонных вариаций метана над северной частью Карского моря выросла в 3 раза, а площадь поверхности того же района, свободная от льда, увеличилась в 4 раза. Сделан вывод о значительной роли ледяного покрова в экранировании потока метана в атмосферу.

Introduction

The Arctic has experienced the fastest warming on the Earth over recent decades with the Arctic Ocean warming at nearly double the rate of the world's oceans [1]. The area of ice cover, its thickness and concentration have been significantly reduced [2]. There is concern about release of huge reserves of climate-active greenhouse gas methane (CH_4) in hydrates, permafrost and other reservoirs [3]. The radiation warming potential of methane is 28–34 times that of carbon dioxide (CO_2) over a 100-year time horizon [4]. The Barents and Kara seas (BKS) have extensive proven reserves of oil and natural gas [5]. Thermogenic methane seeps through sedimentary layers and forms hydrates at and below the seafloor. A review article [3] describes the principal processes that regulate methane distributions in the Arctic seafloor sediments, its fate in the water column, and subsequent release to the atmosphere. Enhanced dissolved methane concentrations in the seawater are likely. They are related, at least in part, to melting of gas hydrates and submerged permafrost. Methane is

slowly oxidized by methanotrophic bacteria in deep layers with time-scales of weeks or years [6]. As it was concluded by [3], effects of reduced sea-ice cover on methane emissions to air are especially poorly constrained. Satellite data presented here allow to fill this gap.

Warm Atlantic currents make the BKS a climatically important region. A decline in BKS sea ice in early winter influences synoptic processes in the rest of the Northern hemisphere [7]. The Barents Sea is a shallow sea (average depth 230 m) with depressions up to 400 m. The Kara Sea is even shallower (average depth 100 m). One can expect release of methane from the seabed as a result of degradation of the submarine permafrost [8] in the Kara and southern Barents Seas. The Barents Sea is mostly free of ice year-round, while the Kara Sea winter ice cover underwent dramatic decline during early winters in 2000s [9].

Presence of sources is just one condition for methane to enter the atmosphere; a transport of the gas from the sea floor to the surface is equally important. The relatively warm and salty layer of Atlantic water (pycnocline) plays a role of a natural barrier for the penetration of methane into the surface layer of the sea in summer/early autumn between May and October [10]. Numerous direct studies have shown that during this season the flux in the Barents-Svalbard area is negligible [11–13]. These field investigations, however, discover strong sources at the seabed and huge concentrations of dissolved methane in deep waters. The flux of methane may be significant only after a breakdown of the pycnocline in November and deepening of the Mixed Layer. The Mixed Layer Depth (MLD) in the Arctic summer does not exceed 50 m. It increases sharply since November and, finally, the bulk of the Barents Sea water column is mixed down by December [14]. Increased turbulent diffusion induces methane emission to the atmosphere [15]. Methane over the Kara Sea was measured by IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) [16]. A significant increase of methane from 2010 to 2016 was found for late autumn/winter season in BKS. A further AIRS-based (Atmospheric InfraRed Sounder) study [17] reported large positive methane anomalies around Franz Josef Land and offshore West Novaya Zemlya. Satisfactory explanations for significant positive trends in methane were not found.

Ice cover, like the pycnocline, plays the role of a natural barrier to methane. A degradation of sea ice [3] may increase methane flux and its atmospheric concentration. Satellite observations in the thermal IR range are extremely useful for characterizing methane over sea. They are especially helpful during the polar night, when space-borne Short-wave IR sensors (e.g., TROPOMI, that stands for TROPOspheric Monitoring Instrument) are useless and ship measurements are very difficult logistically. This paper analyzes methane concentrations in the lowest tropospheric layer over BKS delivered by AIRS between 2003 and 2019 with a focus on November-January period. These data were coupled with satellite microwave measurements of ice concentration. This area demonstrated the fastest decline in ice concentration for the entire Arctic Ocean in winter. The degradation of ice and increasing methane flux look like the most obvious explanation of the methane seasonal amplitude increase during last 16 years. Moreover, this allows one to expect further growth of methane emission from the Arctic Ocean, provided that the ice cover decay would proceed further.

Satellite data

The AIRS diffraction grating spectrometer was launched in a sun-synchronous polar orbit in May 2002 on board the Aqua satellite [18]. The instrument scans ±48.3° from the nadir, which provides full daily coverage in the Arctic. Spectral resolution is 1.5 cm^{-1} at the methane ν4 absorption band near 7.65 μm. Currently (April 2020), the AIRS is still operational. Starting in September 2002, methane data were processed using a single version 6 of the standard algorithm developed by NASA [19]. Monthly average Level 3 methane, surface and air temperatures between October 2002 and January 2020 are available on-line on a 1° × 1° latitude/longitude grid (AIRS3STM.006): https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/. Methane profiles were obtained for a 3 × 3 matrix of 9 pixels with a diameter of 13.5 km in nadir each. The profiles were averaged for the lower troposphere from the surface to the level of 600 hPa (~4 km). An empirical sensitivity to methane variations, 0.4–0.5, was based on comparison with simultaneous aircraft measurements at three stations in the United States [15]. A physical meaning of the sensitivity is a change in retrieved concentration that corresponds to the unit change of the «true» value. E.g., the sensitivity 0.5 means that real variations are underestimated by 100%. The Thermal IR reliable measurements require the surface to be warmer than air above it. The data were filtered for cases of Thermal Contrast ThC > 10 °C [20], where ThC = $T_{surf} - T_{600}$, T_{surf} is surface temperature, and T_{600} is air temperature at 600 hPa

air pressure. Grey color in Fig. 3, *d* corresponds to areas with low ThC. So, vast areas of land and ice-covered ocean in winter can not be monitored using the current version of the processing technique.

Sea ice concentration data are archived by the NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center (https://nsidc.org/data/NSIDC-0081/versions/1). The mean monthly data set [21] for 2003 – January 2019 is generated from the surface brightness temperature data and is designed to provide a consistent time series of sea ice concentrations C_{ice} (the fraction of ice for each 20 × 20 km^2 pixel) spanning the coverage of two passive microwave instruments developed as a part of the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP), DMSP-F8 and Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) DMSP-F17. In our paper we use also the fraction of open water: $C_{wat} = 1 - C_{ice}$ for comparison with methane concentrations and their seasonal cycles.

Results

Methane in the mid-high Northern hemisphere has a maximum in winter and a minimum in summer. This cycle is driven mainly by seasonal changes in the tropospheric photochemical sink, a reaction of methane with hydroxil OH [22]. Hydroxil concentration has a winter minimum and a summer maximum; its source is also photochemical and requires ultraviolet solar radiation. Variations of hydroxil concentration with years are usually estimated as negligible or uncertain [23 and references therein]. Any changes of the methane seasonal cycle amplitude are supposed to be caused by changes in its sea-air flux after the November breakdown of the pycnocline [15]. Monthly mean low tropospheric methane concentrations for 2003–2019 in the Northern Kara Sea (Box 1, Svyataya Anna Trough) are plotted in Fig. 1, *a*. For comparison, a similar time series is presented for a control box between Iceland and Scandinavia (Box 2, see location of boxes on maps of Fig. 3), see Fig. 1, *b*. Least-squares linear regression lines were calculated separately for November–January (designated in what follows as «winter») and for April–July («summer»). The summer slopes are very close one to another, but the winter slope for the Kara Sea is significantly steeper. Amplitudes of the seasonal cycle (see Fig. 1, *c*) were calculated as a difference between winter and preceding summer averages. Parameters of regression for these and other cases are listed in Table.

The methane amplitudes in the Kara Sea grow with years, the amplitudes in a control Atlantic area also grow, but much slower (see Table). In fact, in 2003 the amplitudes of the methane cycle in these two places were the same, but in 2018 the amplitudes of methane in the Kara Sea were two to three times higher than in the Atlantic. A positive amplitude trend in the Kara Sea may be treated as a result of growing sea-air flux there due to a decline of the sea ice cover. To test this hypothesis, satellite data on ice concentration were used. Circles in Fig. 1, *c* are mean fractions of open water C_{wat} for the Box 1 (Kara Sea) for November–January in percent. Open water area in Northern Kara Sea almost quadrupled in 16 years. Corresponding methane seasonal cycle amplitude almost tripled. General trends are obvious, but inter-annual variations of both methane and open water in the Kara Sea are significant. It is natural to assume that many other atmospheric and oceanic processes are involved in these variability: the correlation coefficient R for methane and the open water area variations is not high (Fig. 2, see Table).

This part of the Arctic Ocean in winter time is unique in respect to the sea ice decline. This is illustrated by maps of mean open water fractions for periods: November 2003 – January 2004 (Fig. 3, *a*) and for November 2018 – January 2019 (see Fig. 3, *b*). Fig. 3, *c* is a simple difference between those two maps. Black continuous and dash lines correspond to ice edges, i.e., ice fraction (concentration) of 0.15. Fig. 3, *d* plots a distribution of late autumn/winter methane increase during last 16 years. A background methane concentration change (e.g., in Northern Atlantic) in 16 years may be estimated as 40–50 ppb. One should not forget, however, about a reduced sensitivity of satellite data to the lower troposphere, that tends to underestimate gas variation, see section «Satellite data» and [15]. Arctic methane increase in 16 years may be as high as 80 ppb, i.e., a contribution of the Arctic sources may be estimated as 30–40 ppb. Both long-term data (see Fig. 1) and comparison of maps for 2003 and 2018 (see Fig. 3) are consistent with an idea of ice cover decline as a reason for growing amplitude of the atmospheric methane concentration in northern parts of BKS.

Discussion

In our previous publication [15] IASI and AIRS methane data for the ice-free area to the South-West of Svalbard were analyzed. We found a good correla-

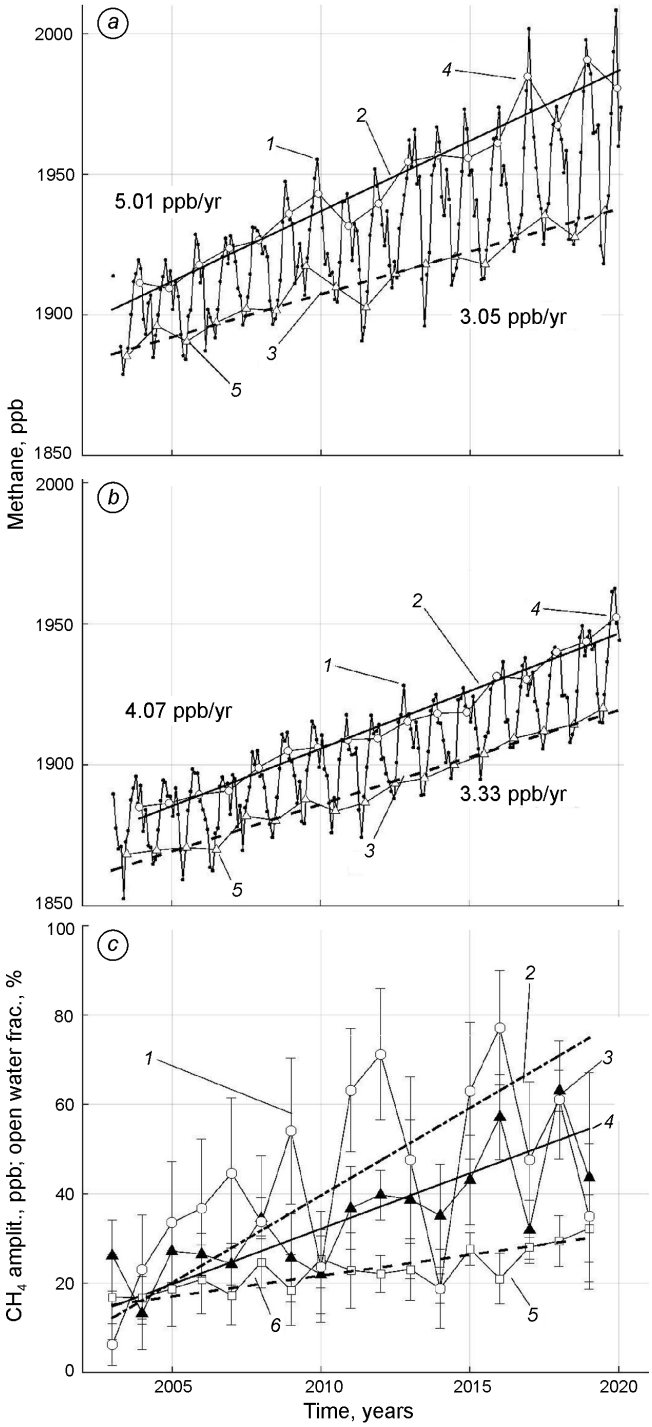


Fig. 1. Low troposphere (0–4 km of altitude) methane concentrations in N. Kara Sea and a control Atlantic domain. Ice-free fraction of the Kara Sea surface.
a – dots (*1*) are monthly mean methane for the Box 1 (Kara Sea). Solid line (*2*) is linear regression for periods November to January (winter). Dotted line (*3*) is linear regression for periods April to July (summer). Open circles (*4*) and open triangles (*5*) are for winter and summer seasonal averages, respectively. *b* – The same but for the control Box 2 (Northern Atlantic). *c* – Circles (*1*) are for open water fraction ($C_{wat} = 1 - C_{ice}$) for Box 1. Line *2* is linear regression. *3* and *5*- monthly mean amplitudes of seasonal cycles for Boxes 1 and 2, respectively. *4* and *6* – regression lines for methane amplitude, Boxes 1 and 2, respectively. Slopes are shown in Table

Рис. 1. Концентрации метана в нижней тропосфере (0–4 км по высоте) над севером Карского моря и над контрольным Атлантическим доменом. Относительная площадь поверхности, свободной ото льда, Карское море.
a – точки (*1*) – среднемесячные концентрации метана для домена 1; (*2*) – линейная регрессия для периода с ноября по январь (зима); (*3*) – линейная регрессия для периода с апреля по июль (лето); пустые кружки (*4*) и треугольники (*5*) для зимы и для лета соответственно. *b* – то же, но для контрольного домена 2 (Северная Атлантика). *c* – (*1*) – относительная площадь открытой воды ($C_{wat} = 1 - C_{ice}$) для домена 1 в процентах, Карское море; (*2*) – линейная регрессия; (*3*) и (*5*) – среднемесячные амплитуды сезонного цикла для доменов 1 и 2 соответственно; (*4*) и (*6*) – линии регрессии для доменов 1 и 2 соответственно. Наклоны линий регрессии приведены в таблице

tion between a seasonal course of methane monthly anomalies averaged over 2014–2016 and monthly MLD: after late October both methane and MLD increased. We connected this fact with the destruction of pycnocline in early November and increased turbulent diffusion. The water mixing is blocked by highly stratified seawater in summer. Changes in methane flux with years were not considered in that paper. Such analysis is conducted in the present study in regard to ice degradation in the Kara Sea. We found that during last 16 years a maximal trend of methane amplitude was observed over partially ice-covered Kara Sea (see Fig. 1–3 and see Table).

Mean autumn-winter ice concentration in the Northern Kara Sea (Box 1) diminished from ~95% in November 2003 – January 2004 to only ~20% in November 2016 – January 2017. This degradation of the ice cover significantly facilitated methane flux to air: the amplitude of the methane seasonal cycle for Box 1 increased from ~20 ppb to ~60 ppb. In fact, quadrupling open water area resulted in tripling methane cycle amplitude. During «normal» Kara Sea conditions, prevailed before early 2000s, most of methane emitted from the seafloor was oxidized by methanotrophic bacteria under the sea ice. Ice cover played the role of a lid that let bacteria to consume dissolved methane. Presently the situation is changing. The ice cover is declining, open water area is growing, the diffusion easily moves methane through the seawater column and numerous leads into the atmosphere. The diffusion seems to be faster than the bacterial oxidation that has timescales of weeks to months [6]. In a

Statistical parameters of linear regressions*
Статистические параметры линейной регрессии*

Line	Data and Box	Slope	Intercept	LCB	UCB	Corr. coeff.
1	Methane winter vs time, Box 1	5.01	−8129.61	4.3	5.72	0.93
2	Methane summer vs time, Box 1	3.05	−4220.35	2.53	3.57	0.90
3	Methane amplitude vs time, Box 1	2.49	−4967.72	1.63	3.34	0.60
4	Methane amplitude vs open water, Box 1	0.64	6.99	0.37	0.90	0.41
5	Methane winter, vs time Box 2	4.07	−6279.24	3.7	4.44	0.97
6	Methane summer vs time, Box 2	3.33	−4812.04	3.03	3.64	0.97
7	Open water vs time, Box 1	3.91	−7833.56	2.11	5.74	0.28

*LCB and UCB are lower and upper confidence bounds for slope at 95% confidence, calculated according to [29]. Units: lines 1–6, ppb/year or ppb. Line 7, percent/year or percent.
*LCB и UCB – нижняя и верхняя границы доверительного интервала для наклона [29]. Единицы измерения: строки 1– 6, ppb/год или ppb: строка 7 – процент/год или процент.

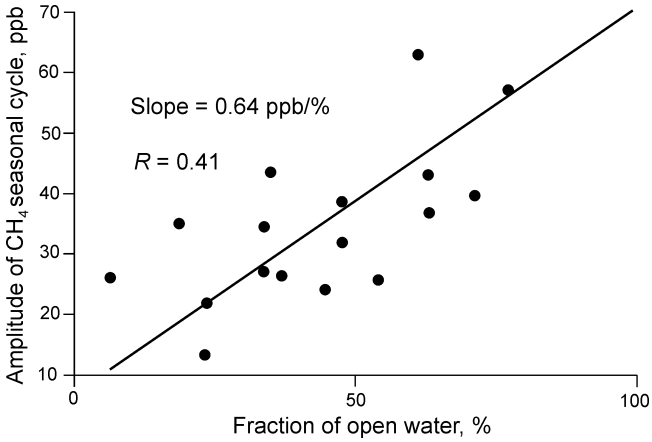


Fig. 2. Scattergram of methane cycle amplitude versus fraction of open water for Box 1 for 2003–2018
Рис. 2. Зависимость амплитуды сезонного цикла метана от относительной площади открытой воды для домена 1, 2003–2018 гг.

longer perspective, the sea ice may decline further and the winter ice degradation would expand to other Arctic seas. A further increase of methane flux from the Arctic Ocean surface may be expected. Satellite monitoring is important for elucidation of different factors influencing the methane cycle and trends.

A significant methane flux to atmosphere was reported for East Siberian Arctic Shelf seas [24], though later studies downplayed those high estimates, conclusions, and predictions [25, 26]. Unfortunately, reliable satellite data for this part of the Arctic in winter time are missing (grey areas on the map of Fig. 3, *d*). However, the influx of Pacific warm waters into the Chukchi Sea through the Bering Strait makes winter satellite measurements possible there too, but this area needs special consideration. Aircraft observations [27] in November, 2009, to the North of Bering Strait (2 circles in Fig. 3) showed a clear signature of methane flux from sea surface through leads. A discussion of the nature of methane sources is beyond the scope of this study; we discussed the role of modern changes in flooded permafrost and the seepage of thermogenic methane elsewhere [28].

Conclusions

1. We found that the amplitude of the methane seasonal cycle in the Northern Kara Sea tripled during the last 16-years period. The Kara Sea ice cover in the autumn-winter periods underwent crucial changes between 2003 and 2019: mean ice concentration diminished from 95% (2003/04 winter season) to 20% (2016/17 winter season) and open water area in November–January quadrupled. Ice cover plays a role of a barrier for methane. Its decline induces increase of the methane flux.

2. If the ice cover decay would proceed further, a growth of methane flux from the rest of the Arctic in late autumn/winter season is expected. In this regard our preliminary estimate of the Arctic Ocean methane contribution for 2010–2014 as ~2/3 of that from land [20] may be re-evaluated.

3. It's reasonable to assume that presently and in the near future ice cover decline would play a leading role for the methane trends in the Arctic, more important than deep seawater temperature changes. Growing methane in conjunction with warming seawater surface may induce positive feed-back link during winter with significant climatic consequences for populated mid-latitudes [7].

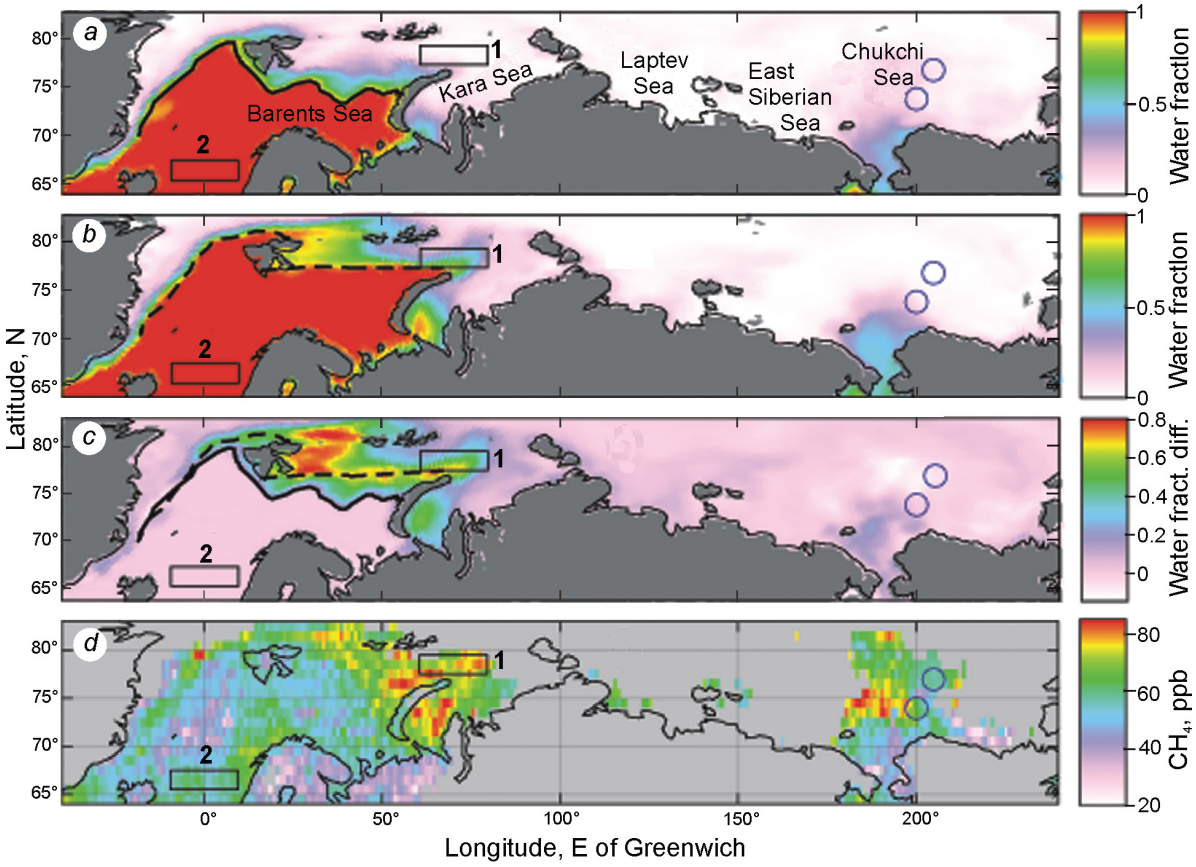


Fig. 3. Open water fraction C_{wat} and methane concentration change for the Russian Arctic shelf.
a – C_{wat} for November 2003 – January 2004; *b* – C_{wat} for November 2018 – January 2019; *c* – difference in water fraction between (*b*) and (*a*). The solid and dashed lines indicate the edge of the ice (ice concentration 15%). *d* – difference in low tropospheric methane concentration between winters of 2018/19 and 2003/04. Average depths for Boxes: 1 – 313 m; 2 – 2100 m

Рис. 3. Относительная площадь открытой воды C_{wat} и изменение концентрации метана для морей арктического шельфа России.
a – C_{wat} с ноября 2003 по январь 2004 г.; *b* – C_{wat} с ноября 2018 по январь 2019 г.; *c* – разница в относительной площади открытой воды между зимами 2003/04 г. и 2018/19 г., сплошная и штриховая линии обозначают кромку льда (концентрация льда 15%); *d* – разница концентраций метана в нижней тропосфере между зимами 2018/19 г. и 2003/04 г. Средние глубины для доменов: 1 – 313 м; 2 – 2100 м

Расширенный реферат

Метан (CH_4) – парниковый газ, второй по значению для глобального потепления после диоксида углерода (CO_2). Примерно половина источников метана в атмосфере имеет антропогенную природу и находится на континенте. Между тем, под шельфом Северного Ледовитого океана скрыты огромные запасы этого газа, который может выделяться в атмосферу по мере потепления Арктики. Метан просачивается из месторождений углеводородов, поступает из субаквальной мерзлоты и из метаногидратов. В результате парникового эффекта может возникнуть положительная обратная связь, которая приведёт к ускорению потепления. Измерения атмосферного метана над Северным Ледовитым океаном проводятся на судах и в процессе эпизодических самолётных экспериментов. Сложные климатические условия не позволяют вести такие работы в зимнее время. Спутники, запущенные на полярные солнечно-синхронные геоцентрические орбиты, дают возможность измерять газовый состав атмосферы, причём покрытие поверхности Арктики существенно лучше, чем в тропиках. Спектрометры, использующие солнечный свет (например, TROPOMI) по известным причинам в Арктике неэффективны, особенно во время полярной ночи. Для приборов, работающих на собственном ИК-излучении Земли и атмосферы, таких ограничений не существует.

В статье приведены данные об атмосферном метане над Северным Ледовитым океаном, полученные ИК-спектрометром AIRS в последние 16–17 лет. Исходные данные, обработанные НАСА, потребовали добавочной фильтрации для выделения случаев достаточно тёплой поверхности: разница между температурами поверхности и воздуха на высоте 4 км должна быть не менее 10 °C. Концентрации, усреднённые по слою 0–4 км высоты, были валидированы с помощью систематических самолётных измерений на трёх станциях НОАА в США. Чувствительность к изменениям концентрации метана в нижней тропосфере оценена в диапазоне 0,4–0,5 (отношение измеренной вариации метана к реальной). Кроме метана, использованы данные микроволновых спутниковых измерений концентрации льда (доли площади льда в пикселе 20 × 20 км^2). Доля чистой воды в домене сопоставлялась с вариациями концентрации метана. Потоки метана в атмосферу зависят от наличия источников метана на дне моря, в осадочных породах и/или в субаквальной мерзлоте. Второе условие для существования значительного потока газа в атмосферу – его перенос от глубоководных слоёв к поверхности. Летом существует естественный барьер для вертикального перемешивания водных масс – пикноклин, представляющий собой резкий скачок плотности воды на глубине ниже перемешенного слоя. Поток метана усиливается после разрушения пикноклина в ноябре. Но если поверхность воды в ноябре–декабре покрыта сплошным льдом, как это было до 2003 г. в Карском море, то его поток в атмосферу остаётся минимальным. Растворённый избыточный метан в течение зимы и лета окисляется бактериями.

Концентрации метана в период 2003–2019 гг. для севера Карского моря (жёлоб Святой Анны, домен 1 на рис. 3) и для контрольного района между Исландией и Скандинавией (домен 2) приведены на рис. 1, *a* и *b*. Сплошные линии показывают тренды изменения метана для сезонных максимумов и минимумов. Амплитуды сезонных вариаций для двух доменов нанесены в зависимости от времени на рис 1, *c*. Амплитуда сезонного хода метана над Карским морем существенно растёт с годами. Район Карского моря в начале зимы уникален для всего Северного Ледовитого океана с точки зрения тренда разрушения ледяного покрова: кружки на рис. 1, *c* соответствуют процентной доле площади открытой воды в домене 1. За 16 лет она возросла в 4 раза. Такой рост является рекордным для морей Северного Ледовитого океана (рис. 3, *a* – *c*). Рис. 3, *d* показывает пространственное распределение аномалий метана – разницу в концентрации между зимними сезонами 2003/04 и 2018/19 гг. Максимумы наблюдаются в Карском море, на северо-востоке Баренцева моря и на севере Чукотского моря. Серый цвет говорит об отсутствии надёжных данных. Результаты спутникового зондирования подтверждают предположение, что ледяной покров существенно блокировал поток метана от Карского моря в ноябре–январе в начале 2000-х годов, а его разрушение в последующие годы привело к росту амплитуды сезонного хода этого газа. Высказано мнение, что по крайней мере в ближайшем будущем рост потока метана от Северного Ледовитого океана будет в большей степени определяться процессом изменения ледяного покрова Арктики, чем изменениями температуры в глубине моря.

References

1. *Hoegh-Guldberg O., Bruno J.F.* The impact of climate change on the world's marine ecosystems. Science. 2010, 328: 1523–1528. doi: 10.1126/science.1189930
2. *Comiso J.C., Parkinson C. L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. Geophys. Research Letters. 2008, 35: L01703. doi: 10.1029/2007GL031972.
3. *James R.H., Bousquet P., Bussmann I., Haeckel M., Kipfer R., Leifer I., Niemann H., Ostrovsky I., Piskozub J., Rehder G., Treude T., Vielstadte L., Greinert J.* Effects of Climate Change on Methane Emissions from Seafloor Sediments in the Arctic Ocean: A Review. Limnol. Oceanogr. 2016, 61: S283–S299. https://doi.org/10.1002/lno.10307.
4. *Myhre G., Shindell D., Bréon F.-M., Collins W., Fuglestvedt J., Huang J., Koch D. Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang H.* Anthropogenic and natural radiative forcing. Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds.: Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2013: 659–740.
5. *Shipilov E.V., Murzin R.R.* Hydrocarbon deposits of western part of Russian shelf of Arctic—Geology and systematic variations. Petrol. Geol. 2002, 36 (4): 325–347. [Translated from Геология нефти и газа. 2001, 4: 6–19.]
6. *Reeburgh W.S.* Oceanic methane biogeochemistry. Chemical Reviews. 2007, 107: 486–513. doi: 10.1021/cr050362v.

7. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115: D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
8. *Portnov A., Mienert J., Serov P.* Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf. Journ. of Geophys. Research. Biogeosciences. 2014, 119 (11): 2082–94. https://doi.org/10.1002/2014JG002685.
9. *Zhang Q., Xiao C., Ding M., Dou T.* Reconstruction of autumn sea ice extent changes since AD1289 in the Barents-Kara Sea, Arctic. China Earth Science. 2018, 61: 1279–1291. https://doi.org/10.1007/s11430-017-9196-4.
10. *Rudels B.* High latitude ocean convection. In: Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory. Eds.: D.B. Stone and S.K. Runcorn. Academic Publishers, Dordrecht., 1993: 323–356.
11. *Gentz T., Damm E., von Deimling J.S., Mau S., McGinnis D.F., Schlüter M.* A water column study of methane around gas flares located at the West Spitsbergen continental margin. Continental Shelf Research. 2014, 72: 107–18 . doi: 10.1016/j.csr.2013.07.013.
12. *Myhre C.L., Ferré B., Platt S.M., Silyakova A., Hermansen O., Allen G., Pisso I., Schmidbauer N., Stohl A., Pitt J., Jansson P., Greinert J., Percival A.C., Fjaeraa M., O'Shea S.J., Gallagher M., Le Breton M., Bower K., N. Bauguitte S., J.B. Dalsøren S., Vadakkepuliyambatta S., Fisher R.E., Nisbet E.G., Lowry D., Myhre G., Pyle J.A., Cain M., Mienert J.* Extensive release of methane from Arctic seabed west of Svalbard during summer 2014 does not influence the atmosphere. Geophys. Research Letters. 2016, 43: 4624–4631. doi: 10.1002/2016GL068999.
13. *Mau S., Romer M., Torres M.E., Bussmann I., Pape T., Damm E., Geprags P., Wintersteller P., Hsu C.W., Loher M., Bohrman G.* Widespread Methane Seepage along the Continental Margin off Svalbard–From Bjornoya to Kongsfjorden. Sci. Rep. 2017, 7: 42997:1–42997:13. https://doi.org/10.1038/srep42997.
14. *Kara A.B, Rochford P.A, Hurlburt H.E.* Mixed layer depth variability over the global Ocean. Journ. of Geophys. Research. 2002, 108 (C3). doi: 10.1029/2000JC000736.
15. *Yurganov L., Muller-Karger F., Leifer I.* Methane increase over the Barents and Kara Seas after the autumn pycnocline breakdown: satellite observations. Adv. Polar Sci. 2019, 30 (4): 382–390. doi: 10.13679/j.advps.2019.0024.
16. *Yurganov L.N., Leifer I., Vadakkepuliyambatta S.* Evidences of accelerating the increase in the concentration of methane in the atmosphere after 2014: satellite data for the Arctic, Current problems in remote sensing of the Earth from space, 14 (5): 248–258. doi: 10.13140/RG.2.2.16613.29927.
17. *Leifer I., Chen F.R., McClimans T., Muller Karger F., Yurganov L.* Satellite ice extent, sea surface temperature, and atmospheric methane trends in the Barents and Kara Seas. The Cryosphere. Discussion. 2018. https://doi.org/10.5194/tc-2018-237.
18. *Xiong X., Barnet C., Maddy E., Sweeney C., Liu X., Zhou L., Goldberg M.* Characterization and validation of methane products from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). Journ. of Geophys. Research. 2008, 113: G00A01. doi: 10.1029/2007JG000500.
19. *Susskind J., Blaisdell J.M., Iredell L.* Improved methodology for surface and atmospheric soundings, error estimates, and quality control procedures: the atmospheric infrared sounder science team version-6 retrieval algorithm. Journ. of Applied Remote Sensing. 2014, 8 (1): 084994. https://doi.org/10.1117/1.JRS.8.084994.
20. *Yurganov L., Leifer I., Lund-Myhre C.* Seasonal and interannual variability of atmospheric methane over Arctic Ocean from satellite data. Current Problems in Remote Sensing of Earth from Space. 2016, 13: 107–119. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-107-119.
21. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.J.* Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1996. doi: https://doi.org/10.5067/8GQ8LZQVL0VL.
22. *Holmes C.D., Prather M.J., Søvde O.A., Myhre G.* Future methane, hydroxil, and their uncertainties: key climate and emission parameters for future predictions. Atmospheric Chemistry and Physics. 2013, 13: 285–302. https://doi.org/10.5194/acp-13-285-2013.
23. *Stevenson D.S., Zhao A., Naik V., O'Connor F.M., Tilmes S., Zeng G., Murray L.T., Collins W.J., Griffiths P., Shim S., Horowitz L.W., Sentman L., Emmons L.* Trends in global tropospheric hydroxyl radical and methane lifetime since 1850 from AerChemMIP. Atmospheric Chemistry and Physics. Discussion. 2020. https://doi.org/10.5194/acp-2019-1219.
24. *Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Sergienko V., Salyuk A., Kosmach D., Chernikh D., Stubbs Ch., Nicolsky D., Tumskoy V., Gustafsson O.* Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf. National Geosciences. 2013, 7: 64–70. https://doi.org/10.1038/ngeo2007.
25. *Miller C.M., Dickens G.R., Jakobsson M., Johansson C., Koshurnikov A., O'Regan M., Muschitiello F., Stranne C., and Mörth C.-M.* Pore water geochemistry along continental slopes north of the East Siberian Sea: inference of low methane concentrations. Biogeosciences. 2017, 14 (12): 2929–2953. https://doi.org/10.5194/bg-14-2929-2017.
26. *Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M.* Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions. Science Advances. 2020, 6 (5): eaay7934. doi: 10.1126/sciadv.aay7934.
27. *Kort E.A., Wofsy S.C., Daube B.C., Diao M., Elkins J.W., Gao R.S., Hintsa E.J., Hurst D.F., Jimenez R., Moore F.L., Spackman J.R., Zondlo M.A.* Atmospheric observations of Arctic Ocean methane emissions up to 82° north. National Geosciences. 2012, 5: 318–321. https://doi.org/10.1038/ngeo1452.
28. *Anisimov O.A., Zaboikina Y.G., Kokorev V.A., Yurganov L.N.* Possible causes of methane release from the East Arctic seas shelf. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (2): 69–81. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-2-69-81. [In Russian].
29. *Chatterjee S., Hadi A.S.* Influential observations, high leverage points, and outliers in linear regression. Statistic Sciences. 1986, 1: 379–416.

УДК 551.326.7(268.55) doi: 10.31857/S2076673420030050

Комплексное исследование старых торосов в Северном Ледовитом океане

© 2020 г. Р.Б. Гузенко[1*], Е.У. Миронов[1], В.В. Харитонов[1], С.В. Хотченков[1], Р.И. Май[1], В.С. Порубаев[1], С.М. Ковалев[1], К.А. Корнишин[2], Я.О. Ефимов[3]

[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
[2]«НК «Роснефть», Москва, Россия; [3]Арктический научный центр, Москва, Россия
*guzenko@aari.ru

Comprehensive study of old hummocks in the Arctic Ocean

R.B. Guzenko[1*], Ye.U. Mironov[1], V.V. Kharitonov[1], S.V. Khotchenkov[1], R.I. May[1], V.S. Porubaev[1], S.M. Kovalev[1], K.A. Kornishin[2], Ya.O. Efimov[3]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
[2]Rosneft Oil Company, Moscow, Russia; [3]Arctic Research Centre, Moscow, Russia
*guzenko@aari.ru

Received May 7, 2019 / Revised August 14, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: ***composite ridge, comprehensive study, consolidated layer, internal structure, old ice ridge, ridge age, water thermal drilling, 3D-model of ridge.***

Summary

In May 2015, the old hummock located to the North of the Bennett island (the East Siberian Sea) was investigated using several methods, among which were water thermal drilling, tachometric and sonar surveys, underwater video recording, as well as techniques to determine the strength and physical properties of ice. It was found out that only a combination of different methods provides a way to correctly estimate the main morphometric characteristics of a large ice formation and to determine its volume and mass. Analysis of the internal structure of the hummock, obtained by the water thermal drilling with a record of the drilling rate on the logger, made it possible to reveal a composite character of the ice formation (the hummock consisted of two fragments – the large old one and the smaller first-year piece) and to estimate approximately its age (3–4 years). Comparison of the main morphometric characteristics of the old hummock with the average values of first-year hummocks, investigated in the same area and the time, showed that the old hummock had significantly greater geometric parameters: its volume and mass exceeded similar parameters of the average younger formation by factors 5.6 and 5.8, respectively. This significant difference allows suggestion that the reason is not the age but a composite structure of the old formation. The average thickness of the consolidated layer of the old hummock equal to 4.6 m is almost twice larger than similar parameter of a first-year hummock (2.33 m) while the average value of the thickness in the old part of the old hummock (5.22 m) is larger than that of a young one by the factor 2.2. Note also, that the old hummock is characterized by almost complete smoothness (impossible to separate individual blocks) and minimal porosity (1%) of its ice. The salinity and density of the ice composing the frontal part of the old hummock is much smaller than in first-year hummocks. The average density of ice in the old hummock, determined analytically from the buoyancy condition, was equal to 896 kg/m^3, while the average density of ice in the first-year hummocks, determined from measurements, – 917 kg/m^3.

Citation: Guzenko R.B., Mironov Ye.U., Kharitonov V.V., Khotchenkov S.V., May R.I., Porubaev V.S., Kovalev S.M., Kornishin K.A., Efimov Ya.O. Comprehensive study of old hummocks in the Arctic Ocean. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 431–444. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030050.

Поступила 7 мая 2019 г. / После доработки 14 августа 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: ***внутренняя структура, водяное термобурение, возраст тороса, комплексное исследование, консолидированный слой, составной торос, старый торос, 3D-модель.***

На основе исследования морфометрии, внутренней структуры и физико-механических свойств старого тороса на северо-западе Восточно-Сибирского моря сделан вывод, что он состоит из более крупного старого и меньшего однолетнего фрагментов. Средняя толщина консолидированного слоя в старой части тороса больше, чем в среднем у однолетних торосов, в 2,2 раза.

Введение

Торосы, представляя собой характерные для замерзающих акваторий ледяные образования, вызывают как научный, так и практический интерес. Научный интерес вызван необходимостью лучшего понимания сложного механизма природных процессов, определяющих распределение параметров торосов в пространстве и их эволюцию во времени, что способствует раскрытию фунда-

Рис. 1. Исследование старого тороса на северо-западе Восточно-Сибирского моря (красными маркерами отмечены видимые точки бурения на профиле)
Fig. 1. Study of old ice ridge in the north-west of the East Siberian Sea (visible points of drilling on the profile are marked by red)

ментальных закономерностей изменчивости ледяного покрова в целом. Практический интерес связан, в частности, с возрастающей хозяйственной активностью нефтяных и газовых компаний, ведущих или планирующих свою деятельность на шельфе арктических и замерзающих морей. Крупные гряды торосов отличаются внушительной массой, и их движение заключает в себе угрозу повреждения шельфовой морской инфраструктуры. Для определения возможной ледовой нагрузки на морские объекты необходимо знать характерные для конкретного района средние и экстремальные значения морфометрических параметров ледяных образований: как внешних – длину гребня, высоту и ширину паруса, глубину и ширину киля, общую толщину, так и параметров внутренней структуры – пористость, толщину консолидированного слоя (КС) и другие.

С 2001 г. с помощью технологии водяного термобурения с записью скорости бурения на электронный носитель, разработанной под руководством В.А. Морева [1], специалисты Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) получили значительный объём информации по морфометрии и внутренней структуре торосов в замерзающих морях [2–5]. Только в период 2013–2017 гг. в рамках исследований ледяного покрова на лицензионных участках «НК «Роснефть» в российских арктических морях было детально исследовано 138 однолетних торосов. Морфометрия старых (двух- и многолетних) торосов по сравнению с однолетними торосами изучена значительно хуже [6], особенно это касается внутренней структуры [7]. Вопросы морфометрии старых торосов затрагивались в ряде работ [8–19 и др.], однако в большинстве из них рассматривались лишь отдельные характеристики. Кроме того, предлагаемые авторами методы исследования параметров не всегда позволяли определять их с достаточной точностью.

9 мая 2015 г. в результате высадки с атомного ледокола «Ямал» на дрейфующий лёд к северу от о. Беннетта в Восточно-Сибирском море участниками совместной экспедиции ААНИИ и «НК «Роснефть» было проведено комплексное исследование старого тороса с помощью различных методов (рис. 1). Задачи настоящей статьи – обсуждение результатов данного исследования, а также сравнительный анализ основных морфометрических и физико-механических характеристик старого тороса с соответствующими параметрами однолетних торосов, исследованных в тот же период в том же районе.

Общая характеристика ледяного образования и гидрометеорологических условий

Ледовая станция, на которой исследовался старый торос, находилась на поле сморози двух- и однолетнего льда в точке с координатами 77°05,1' с.ш. и 149°12,6' в.д. Во время работ были следующие гидрометеорологические условия: температура воздуха −12,1 °С; ветер северо-восточный 7 м/с, ясно; температура морской воды подо льдом −1,48 °С; солёность морской воды 26,83 ‰; глубина моря 43 м. Старый торос представлял собой сложное ледяное образование, у которого можно было выделить два гребня (см. рис. 1). На рис. 2 показан рельеф верхней поверхности старого тороса по данным тахеометрической съёмки. Там же отмечены профиль термобурения, точки проведения гидролокационной съёмки и видеосъёмки с помощью телеуправляемого подводного аппарата. Первый гребень – наиболее высокий и прямой, вытянут на рис. 2 от правого нижнего угла к лево-

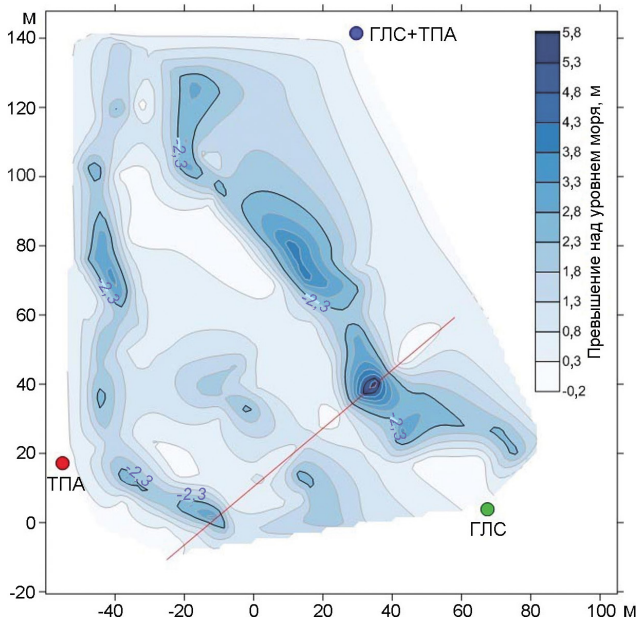


Рис. 2. Рельеф верхней поверхности старого тороса по данным тахеометрической съёмки.
Цветными кружками показаны майны, с которых проводились гидролокационная съёмка (ГЛС) и видеосъёмка телеуправляемым подводным аппаратом (ТПА) «Гном». Красная линия – профиль бурения

Fig. 2. Top surface relief of the old ice ridge by the tachometric survey.
The colored circles show the points for sonar survey and video filming by «Gnom» underwater remotely operated vehicle. The red line is the drilling profile

му верхнему; второй гребень имеет дугообразную форму и расположен на рис. 2 левее. По данным тахеометрической съёмки длина надводной части старого тороса составила 153 м, ширина – 95 м. Надводная часть тороса была сглаженной без видимых отдельных блоков.

Методика исследования

Комплексное исследование ледяных образований подразумевает использование нескольких методов, дополняющих друг друга и позволяющих в совокупности получить наиболее объективную картину. Основные методы определения морфометрических характеристик старого тороса следующие: 1) водяное термобурение с записью скорости бурения на логгер; 2) тахеометрическая съёмка верхней поверхности ледяного образования; 3) гидролокационная съёмка нижней поверхности ледяного образования; 4) видеосъёмка киля тороса с помощью телеуправляемого подводного аппарата. В дополнение к морфометрическим исследованиям определялись физико-механические свойства льда, слагающего торос.

Для *водяного термобурения тороса* использовалась разработанная и изготовленная в ААНИИ установка водяного бурения льда с записью скорости бурения УВБЛ-2М. Установка УВБЛ-2М В.А. Морева [20] предполагает одновременную работу двумя постами, каждый из которых оснащён буровым, измерительным и записывающим комплектами. Общий принцип технологии заключается в том, что скорость бурения обусловлена состоянием проходимой буром среды, которую подразделяют на три типа: твёрдый лёд, рыхлый лёд и полость. В процессе бурения буровой шланг вращает измерительное колесо преобразователя и мгновенная скорость погружения бура в скважине записывается на логгер. Попутно в скважине специальным электронным щупом измеряется превышение льда над уровнем моря и определяется толщина снега.

При обработке данных термобурения определяют величины надводной и подводной частей ледяного образования, а также границы пустот и льда разной плотности в скважине. Технология водяного термобурения с записью скорости бурения на электронный носитель позволяет определять внешние параметры ледяного образования (высоту паруса, глубину киля, общую толщину) и исследовать внутреннюю структуру в скважине (выделять слои твёрдого, рыхлого льда и полости), что в результате даёт возможность оценить границы консолидированного слоя, а также определить пористость (относительное содержание пустот в толще тороса; устанавливается отношением суммарной протяжённости полостей в скважинах к суммарной протяжённости скважин), размеры пустот, содержание твёрдого льда и др.

Выделение границ консолидированного слоя – особая задача при обработке данных термобурения. Этот процесс происходит в два этапа. Сначала с помощью формального алгоритма автоматически определяют пространство, занимаемое твёрдым льдом, находящимся наиболее близко к уровню воды. Затем проводится экспертная коррекция результатов формального выделения. При этом подразумевается, что в консолидированном слое отсутствуют пустоты (исключая неболь-

шие каверны внутри слоя твёрдого льда) и толстые слои рыхлого льда. Как правило, не должно быть и резких перепадов положения границ консолидированного слоя между соседними точками. Кроме того, при определении консолидированного слоя учитывается характер графика скорости бурения в зоне предполагаемого слоя и смежных с ним областей. В спорных моментах для более надёжного определения границ консолидированного слоя в конкретных точках использовали данные локальной прочности льда, если она была измерена в этих же точках с помощью зонд-индентора.

Тахеометрическая съёмка велась с помощью электронного тахеометра M3 DR Trimble Access. Съёмка включала в себя точки профиля бурения, а также все наиболее значимые фрагменты рельефа верхней поверхности ледяного образования.

Гидролокационная съёмка нижней поверхности ледяного образования выполнялась гидролокатором кругового обзора Imagenex 881A, оборудованным приводом вращения Azimuth Drive и модулем ориентации. Результаты гидролокационной съёмки позволяют получать трёхмерное изображение поверхностей с точностью до нескольких сантиметров. Обычно гидролокационная съёмка подводной поверхности проводится с двух-трёх точек в зависимости от размера и конфигурации ледяного образования, а также имеющегося в распоряжении рабочего времени. Гидролокатор кругового обзора опускается в заранее подготовленную майну с треноги при помощи ручной лебёдки на необходимую для оптимального охвата глубину и оттуда ведёт съёмку. Гидролокационная съёмка выполняется в режиме профилирования по секторам с определённым шагом, который можно увеличивать для ускорения сканирования и уменьшать для большей детализации съёмки. Средняя продолжительность одного сканирования поверхности ледяного образования – 1,5 часа без учёта времени на мобилизацию/демобилизацию в каждой точке. Гидролокационная съёмка нашего тороса выполнялась с двух точек, глубина погружения гидролокатора – 36,7 и 37,8 м.

Видеосъёмка киля тороса проводилась при помощи телеуправляемого подводного аппарата «Гном». Обычно его погружение происходит поочерёдно с гидролокатором кругового обзора в одни и те же майны. Всего для съёмок киля тороса использовали три подготовленные майны, одна майна – только под гидролокационную съёмку, одна – под видеосъёмку и одна – под обе съёмки (см. рис. 2).

Определение физико-механических свойств льда вели следующим образом. С помощью керноотборника «Kovacs Enterprise» с внутренним диаметром 141 мм выбуривался керн льда, для которого описывалась текстура льда. Для измерения температуры льда с дискретностью 10 см в отобранном керне просверливали отверстия диаметром 3 мм и глубиной 70 мм, куда помещали щуп термометра GTH 175/MO. Для измерения плотности керн на распиловочной машинке распиливался на отдельные цилиндры таким образом, чтобы лёд в цилиндре был однородным по текстурным признакам. Высота цилиндра колебалась от 10 до 15 см. Отпиленный цилиндр измерялся с помощью штангенциркуля с точностью до 0,1 мм и взвешивался на электронных весах. По полученным значениям массы цилиндра и его объёма вычислялась плотность льда. Для взятия проб на солёность из керна при помощи распиловочной машинки с дискретностью 10 см отпиливали диски толщиной 2–3 см, которые помещали в герметичные полиэтиленовые пакеты. В лабораторных условиях лёд в закрытых пакетах находился до полного растапливания. При достижении талой водой комнатной температуры (20 °C) с помощью кондуктометра типа HI 8733 «HANNA» измерялась её электропроводность, на основании которой вычислялась солёность.

Локальную прочность льда исследовали с помощью изготовленного в ААНИИ зонд-индентора [21, 22]. Скважину в ледяном покрове для испытаний на локальную прочность льда подготавливали с помощью мотобура диаметром 250 мм. Глубина скважины в парусе тороса составила 2,2 м; ещё в двух скважинах прочность измерялась до глубины 90 см. Для определения локальной прочности льда в скважине на рабочий шток зонда устанавливали индентор диаметром 9 см. Локальную прочность льда тестировали с шагом 30 см по всей глубине скважины. Внедрение индентора сопровождалось хрупко-пластическим разрушением льда. Во время испытаний фиксировали перемещение индентора и давление в системе. Одновременно давление в системе зонда контролировали образцовым манометром. На основании полученных данных о времени нагружения, давлении в системе и глубине внедрения индентора для каждого испытания определялась локальная прочность льда.

С помощью полевой испытательной машины (пресса) ПИМ–200М измеряли прочность круглых пластин льда на изгиб. Для этого использовали выпиленные циркулярной пилой из керна диски толщиной примерно 19 мм. В начале и в конце серий измерений проводили тарировку пресса с помощью образцового динамометра. Продолжительность деформирования диска льда от момента приложения силы до разрушения диска льда составляла от 0,7 до 1,2 с. Максимальное значение силы в момент разрушения образца измеряли по показаниям динамометра с индикатором, оснащённым стрелкой, фиксирующей максимальное значение.

Основные результаты

Морфометрические характеристики. Поперечный профиль бурения (см. рис. 1–3) пересекал оба гребня тороса, проходя через точку максимальной высоты паруса (точка № 18 на профиле) – 5,7 м. Преобладающая дискретность измерений на профиле – 5 м, только в районе первого гребня с целью захвата его максимального превышения была размечена промежуточная точка (№ 5), расстояние которой от точек № 4 и 6 составило 3 и 2 м соответственно. При этом если точку максимального превышения паруса можно качественно оценить визуально и, проложив через эту точку профиль бурения, измерить превышение электронным уровнемером в скважине или с помощью тахеометра, то максимальное значение осадки киля на профиле бурения уловить практически невозможно. Для этого необходимо использовать данные гидролокационного зондирования киля. По результатам гидролокационной съёмки максимальная осадка киля старого тороса – 17,5 м, что существенно больше максимальной глубины киля на профиле термобурения (13,21 м). Таким образом, отношение максимальных значений киля и паруса старого тороса составило 3,07. Это – несколько меньше средних значений соотношения киль/парус, приведённых для старых торосов в работах [10, 13, 17] и оценённых от 3,22 до 3,55. В контексте соотношения киль/парус отметим значительную максимальную высоту паруса нашего тороса (5,7 м). Среди 139 торосов, исследованных в морях Российской Аркти-

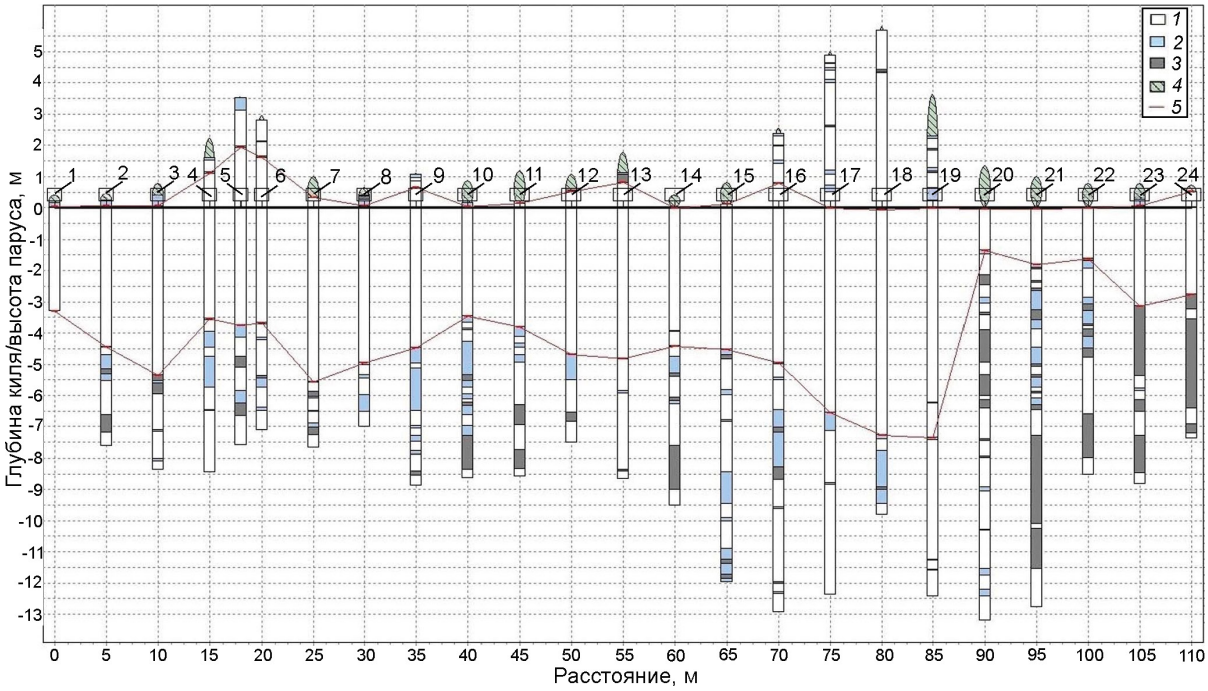


Рис. 3. Профиль термобурения старого тороса:
1 – твёрдый лёд; *2* – рыхлый лёд; *3* – полость; *4* – снег; *5* – границы консолидированного слоя
Fig. 3. Cross-sectional profile of thermodrilling of old ice ridge:
1 – hard ice; *2* – soft ice; *3* – void; *4* – snow; *5* – boundaries of consolidated layer

Таблица 1. **Основные морфометрические характеристики старого и однолетних торосов**

Параметры	Старый торос	Однолетние торосы (среднее по восьми торосам)
Высота паруса (макс.), м	5,7	3,82
Осадка киля (макс.) по ТБ, м	13,21	11,44
Осадка киля (макс.) по ГЛС, м	17,5	12,57
Отношение макс. киль/макс. парус	3,07	3,46
Общая толщина льда (сред.), м	6,33	6,30
Длина гряды (по килю), м	170	97
Ширина гряды (по килю), м	130	49
Объём паруса, тыс. м^3	13,7	2,7
Объём киля, тыс. м^3	169,8	29,8
Объём всего тороса, тыс. м^3	183,5	32,5
Толщина КС (сред.), м	4,60	2,33
Отношение КС/общая толщина	0,73	0,37
Пористость паруса, %	1	15
Пористость киля, %	12	15
Пористость всего тороса, %	11	15
Масса тороса, тыс. т	146,1	25,3

ки в 2013–2017 гг., именно высота старого тороса (остальные 138 торосов были однолетними) оказалась наибольшей.

Сравним морфометрические характеристики старого тороса и восьми однолетних торосов, исследованных в том же районе и в тот же период (с 6 по 15 мая 2015 г.). В табл. 1 приведены значения основных морфометрических характеристик старого тороса и средние значения аналогичных параметров по восьми однолетним торосам. Видно, что почти все значения параметров старого тороса превосходят соответствующие значения однолетних торосов. Несмотря на то, что для исследования однолетних торосов выбирали самые крупные ледяные образования из доступных в интересующем нас районе, средние значения их вертикальных (парус, киль, общая толщина) и горизонтальных (длина и ширина) размеров всё равно уступали соответствующим характеристикам старого тороса. Только соотношение киля и паруса традиционно [13, 17] оказалось выше в однолетних торосах.

В табл. 1 даны максимальные значения осадки киля по данным термобурения и гидролокационной съёмки. Очевидно, что наиболее глубокие участки киля с большой вероятностью не совпадают с размеченными по поверхности точками бурения, поэтому данные гидролокационной съёмки для определения данного параметра более объективны. Разница в горизонтальных и вертикальных размерах между старым и однолетними торосами наиболее показательна в оценках объёмов ледяных образований – объём старого тороса превышает средний объём однолетнего примерно в 5,6 раза. Для нахождения объёма использовали данные тахеометрической и гидролокационной съёмки. Как показал сравнительный анализ, объём по данным термобурения обычно несколько завышен относительно тахеометрической съёмки объёма надводной части тороса, так как профили бурения традиционно прокладываются через наиболее высокие участки паруса. В то же время относительно гидролокационной съемки объёма наиболее крупной, подводной, части тороса (в связи с тем, что профили бурения не всегда захватывают всю ширину киля и редко проходят через наиболее глубокие его участки) он занижен, что приводит к уменьшению общего объёма ледяного образования.

По данным съёмок определена горизонтальная площадь ледяного образования, а по отношению общего объёма и площади подсчитана средняя общая толщина льда в торосе, которая составила 6,33 м, что довольно близко к средней толщине льда в однолетних торосах (6,30 м). На рис. 4 показаны объёмные изображения (3D-модель) старого тороса, полученные по данным тахеометрической и гидролокационной съёмки. На рис. 5 приведён кадр видеосъёмки. Большая часть киля тороса представляла собой крупные монолитные сглаженные фрагменты, характерные для старых ледяных образований.

Внутренняя структура. Существенные отличия между торосами разного возраста проявляются и в ключевых характеристиках внутренней структуры – толщине консолидированного слоя и пористости. Средняя толщина консолидированного слоя старого тороса превышает среднюю толщину консолидированного слоя однолетних торосов, исследованных в то же время в том же районе, почти в 2 раза. Учитывая приблизительно равные значения общей толщины льда в старом и осреднённом однолетнем торосе, относительная толщина консолидированного слоя старого тороса (отношение толщины консолидированного слоя к общей толщине) также выше почти вдвое. Общая пористость в старом торосе – ожидаемо ниже. Если средняя пори-

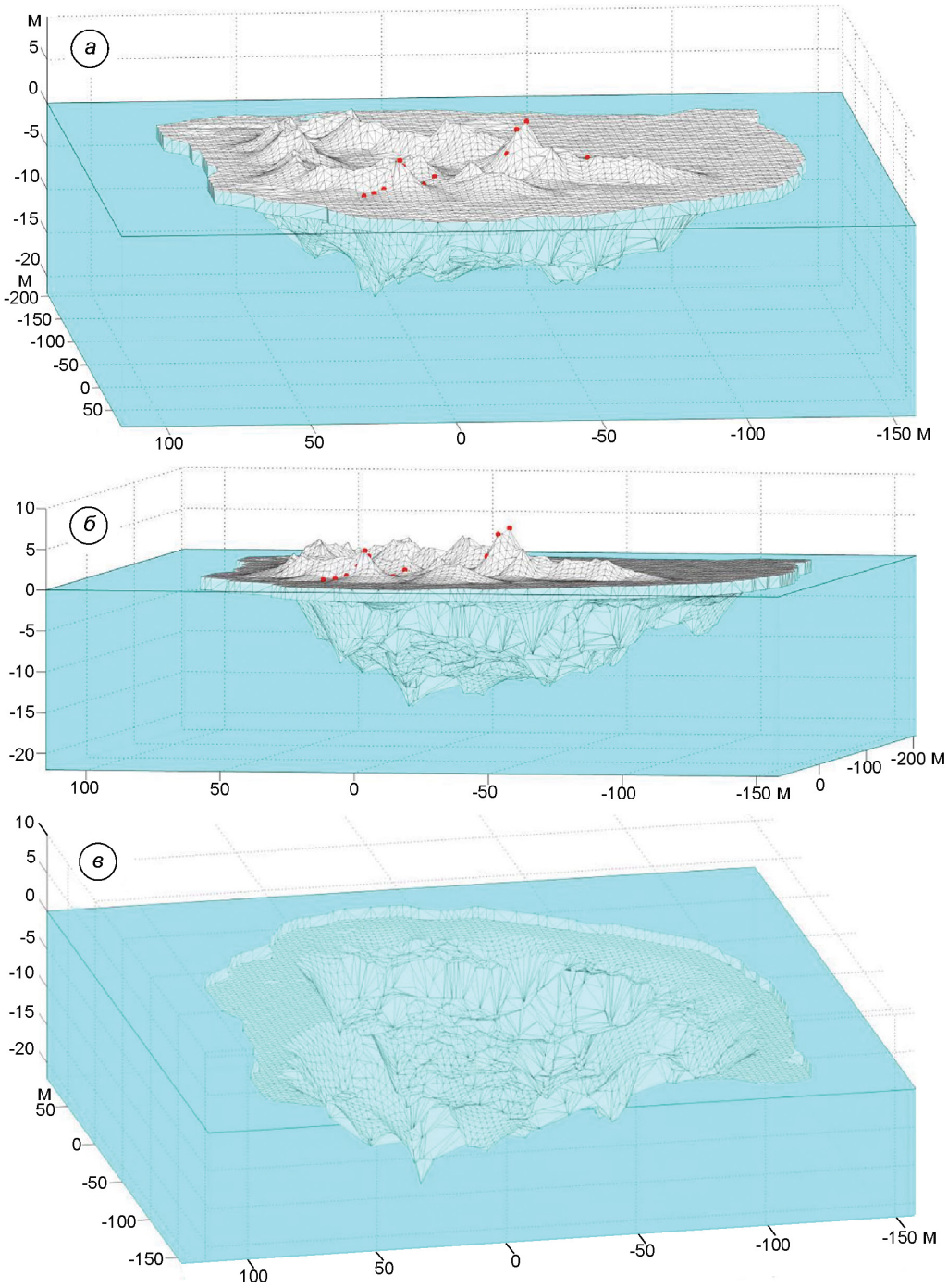


Рис. 4. 3D-модель старого тороса.
Виды сверху (*а*), сбоку (*б*) и снизу (*в*). Красными маркерами отмечены видимые точки бурения на профиле

Fig. 4. 3D-model of old ice ridge.
Views from above (*a*), side (*б*) and bottom (*в*). Visible points of drilling on the profile are marked by red

стость киля сопоставима с пористостью однолетних торосов, то близкая к нулевой пористость паруса представляет собой характерный признак старого тороса [10, 15, 16, 18]. Имея значения объёма и пористости, остаётся только уточнить плотность льда в торосе, чтобы определить его массу. Измерения плотности льда, проводившиеся на разных горизонтах в однолетних торосах, дают среднее значение 917 кг/м^3. На старом торосе плотность измеряли в верхней 135-сантиметровой части паруса. Она варьировалась от 524 до 783 кг/м^3. Однако плотность льда в верхней части паруса старых торосов, как правило, ниже среднего значения по всему ледяному образованию. Зная плотность воды (1021 кг/м^3), объёмы надводной и подводной частей тороса, пористость паруса и киля, среднюю толщину снежного покрова в торосе (50 см), мы попыта-

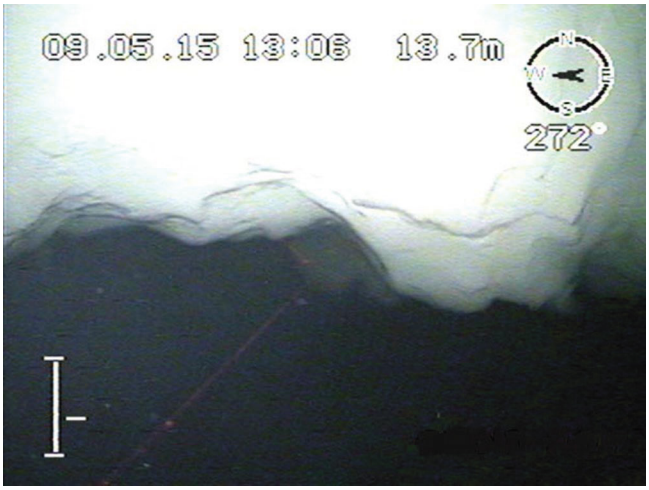


Рис. 5. Видеосъёмка киля старого тороса с помощью телеуправляемого подводного аппарата «Гном».
На кадре указаны дата и время исследования, глубина погружения и направление движения аппарата

Fig. 5. Video filming of the ice ridge keel using the «Gnom» underwater remotely operated vehicle.
The frame shows the date and time of the study, the depth of submersion and the direction of movement of the vehicle

лись аналитически определить среднюю плотность льда в торосе по следующей формуле:

$$\rho_л = \rho_в V_к/(V_т + V_{с(л.э.)}), \quad (1)$$

где $\rho_л$ – плотность льда; $\rho_в$ – плотность морской воды; $V_к$ – объём киля с учётом пористости; $V_т$ – объём всего тороса с учётом пористости; $V_{с(л.э.)}$ – объём снега на поверхности тороса в ледовом эквиваленте (при плотности снега 350 кг/м^3).

По нашим оценкам, средняя плотность льда в торосе составила 896 кг/м^3. Приведённые в работах [8, 10, 16, 23, 24] средние значения плотности льда в старых торосах варьируют от 843 до 940 кг/м^3. А. Ковакс с соавторами рассчитали плотность льда в многолетнем торосе в море Бофорта также исходя из закона изостатического равновесия и получили значение 910 кг/м^3 (при плотности снега 450 кг/м^3), что неплохо согласуется со средним измеренным авторами значением – 900 кг/м^3 [8]. Используя наше расчётное значение плотности (896 кг/м^3) при определении массы старого тороса, мы получили соотношение масс старого тороса и среднего однолетнего тороса (при плотности 917 кг/м^3) в данном районе чуть большим соотношения объёмов – 5,8.

Физические и прочностные свойства льда. Попутно с морфометрическими исследованиями ледяного образования определяли физико-механические свойства льда, слагающего торос. В парусе малого гребня тороса в 1, 5 м от точки № 5 профиля бурения был отобран 135-сантиметровый керн льда. Дальнейшее взятие керна в точке было затруднительно из-за хрупкости нижележащего слоя льда. Текстура взятого керна описана следующим образом. *Верхние 0,17 м* состояли из белого непрозрачного льда, сформировавшегося в результате полной перекристаллизации первичных кристаллов. Воздушные включения имели неправильную форму и диаметр 0,5–3,0 мм. *Лёд с 0,17 м до 1,0 м* имел горизонтальную и вертикальную слоистость, образованную извилистыми включениями вертикального расположения, появившимися в результате замерзания талой воды в стоковых канальцах. Диаметр включений – 1,0–5,0 мм, их высота – от 1,0 до 10,0 мм. *Лёд от 1,0 до 1,35 м* сохранял воздушные включения, подобные в вышележащих слоях, но на некоторых участках появлялись включения, образовавшиеся от соединения и трансформации мелких пузырьков капиллярных первичных включений, характерных для льда, сложенного волокнистыми кристаллами, т.е. на этом участке наблюдалось частичное сохранение признаков первоначальной кристаллической структуры.

На рис. 6 показано распределение *температуры и плотности льда* по вертикали в керне. Средняя температура льда керна составила −10,0 °С. Минимальная температура −11,9 °С наблюдалась на поверхности льда, а максимальная – −9,4 °С в слое 0,2–0,3 м. Средняя солёность льда – 0,04 ‰. Максимальная солёность 0,07 ‰ обнаружена на горизонте 0,1 м, а минимальная солёность 0,01 ‰ – на горизонте 0,2 м. Практически лёд керна полностью опреснён. Средняя плотность льда в керне составила 704 кг/м³. Минимальная плотность 524 кг/м³ наблюдалась в верхнем 9-сантиметровом слое, а максимальная плотность 783 кг/м³ в слое 0,25–0,38 м. Солёность льда в соседних однолетних торосах составила 3,53–4,94 ‰, а плотность льда – 897–925 кг/м³.

Прочность дисков изо льда керна на изгиб с 95%-й вероятностью находилась в интервале 0,69–1,05 МПа. Средняя прочность – 0,87 МПа. Это значение превышает прочность ровного однолетнего льда, но меньше прочности ровного двухлетнего льда в данном регионе.

Тринадцать измерений *локальной прочности льда* выполнены в трёх скважинах на старом торо-

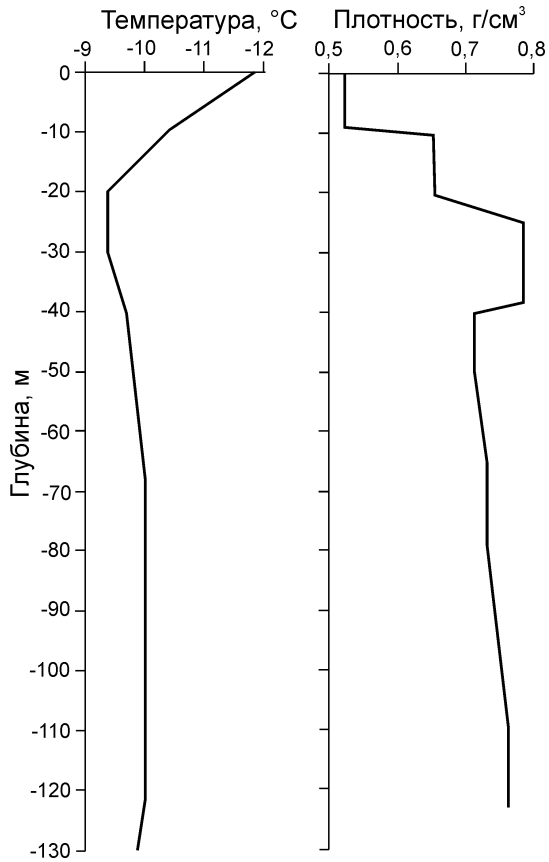


Рис. 6. Вертикальные профили температуры и плотности льда в керне
Fig. 6. Vertical profiles of temperature and density of ice in the core

се: семь измерений – в парусе тороса до глубины 2,2 м вблизи точки № 5 профиля термобурения, а также по три измерения (до глубины 90 см) в районе точек термобурения № 1 и 2. Значения локальной прочности, осреднённой по глубине скважины, находятся в диапазоне 5,09–18,85 МПа, среднее значение – 8,88 МПа. Это существенно меньше средних значений прочности в однолетних торосах (15,72 МПа), прочности ровного однолетнего льда (16,73 МПа) и прочности двухлетнего ровного льда (19,38 МПа). При анализе данных локальной прочности в старом торосе необходимо учитывать, что большинство значений (семь из тринадцати) получены в парусе тороса – зоне, наиболее подверженной в течение нескольких лет термометаморфизму в результате воздействия солнечной радиации. Среднее значение локальной прочности в парусе – 6,23 МПа. Также невысокое среднее значение прочности установлено в районе точки № 1 – 5,09 МПа. Наиболее высокое среднее по скважине значение определено в районе точки № 2 – 18,85 МПа, при этом значения, полученные на горизонтах 60 и 90 см (соответственно 23,78 и 25,47 МПа), скорее всего, соответствуют консолидированному слою тороса.

Табл. 2 показывает значения солёности, плотности и локальной прочности льда, полученные в нашем старом торосе, а также в старых торосах по публикациям различных исследователей. Сравнивая наши данные с приведёнными литературными сведениями, отметим следующее. Солёность верхней части паруса нашего тороса близка к нулю и соответствует нижней границе солёности многолетнего льда. Средняя измеренная плотность тороса даже ниже диапазона плотностей других исследователей. Локальная прочность льда в несколько раз меньше приведённых в работе [19] значений. Однако М. Джонстон оперировал данными локальной прочности, определённой с помощью приборов, отличных от разработанного в ААНИИ зонд-индентора, и по иной методике. Следует также учитывать, что наши значения солёности, плотности и локальной прочности льда получены на основании измерений, сделанных в основном в верхней части крупного паруса тороса, где данные характеристики в старых торосах обычно принимают минимальные значения. Это обусловлено тем, что за время жизни такого тороса рассол успевает стечь с поверхности вниз почти полностью. С опреснением уменьшается плотность льда, а низкая прочность в верхних слоях связана с процессом термометаморфизма.

Оценка возраста тороса

Определение «старый торос», используемое по отношению к исследуемому ледяному образованию, объединяет понятия «двухлетний» и «многолетний» торосы. Можно ли достоверно установить возраст нашего тороса? К сожалению, одного отобранного керна недостаточно для точной идентификации его возраста. Мы имеем информацию, содержащую косвенные признаки возраста. Каждый из этих признаков нельзя считать определяющим, но вместе они, возможно, позволят прояснить вопрос.

Во-первых, прилегающий к старому торосу лёд соответствовал как однолетнему, так и двухлетнему возрасту. Измеренная толщина прилегающего

Таблица 2. **Сравнение некоторых физико-механических характеристик льда в парусе старых торосов по литературным источникам**

Источник	Солёность, ‰	Плотность, кг/м^3	Локальная прочность, МПа
Авторы настоящей статьи	0,01–0,07, среднее 0,04	524–783, среднее 704	5,09–18,85, среднее 8,88
A. Kovacs et al. [8]	0,0–3,0, в верхних 1,5 м – 0,0–0,2	825–900	–
A. Kovacs [10]	0,0–1,0	825–831	
G. Cox and J. Richter-Menge [24]	0,76±0,66	854±37	
K.V. Høyland et al. [14]	0–1,27, среднее 0,52	710–890, среднее 830	
L. Strub-Klein et al. [16]	0,10–0,84	720–790	
M. Johnston [19]	0,5–2,6	–	25–34*

*Осреднённые по глубине данные приведены для температуры льда −10 °С. Прочерки – нет данных.

ровного льда довольно сильно варьировалась (от 0,9 до 1,9 м), но в среднем составляла 1,5 м. Керн льда, взятый на ровном льду в непосредственной близости от тороса, по текстуре относился к двухлетнему льду. Однако возраст тороса может не совпадать с возрастом прилегающего к нему льда.

Во-вторых, различные исследователи отмечали в своих работах почти полную консолидацию многолетних торосов [8, 10, 14, 15, 25]. Однако неполная консолидация внутри старого тороса давала основание авторам ограничить его возраст двумя годами [10, 14, 16]. В работе [15] три из четырёх рассматриваемых старых торосов имели нулевую пористость и один торос имел общую пористость 18% (парус – 4% и киль – 22%). Средняя пористость паруса, киля и общая пористость в двухлетнем торосе, по данным В.В. Харитонова [18], составляла соответственно 1, 6 и 5%. Л. Страб-Кляйн с соавторами [16] приводят по пяти двухлетним торосам средние значения пористости паруса, киля и общей соответственно 4, 12 и 11%. Наш торос имеет близкую к нулевой пористость паруса (1%), но довольно значительные показатели пористости киля (12%) и общей пористости (11%), что, руководствуясь приведёнными здесь оценками, следует считать за признак двухлетнего тороса. Относительное содержание твёрдого льда в нашем торосе составило 79% (в парусе 90%, в киле 78%), а относительная толщина консолидированного слоя – 73%. В то же время в отдельных работах [18, 25] приводятся сведения о том, что на молодых многолетних и двухлетних торосах могут быть различимы отдельные блоки в парусе. Парус нашего старого тороса был почти полностью сглаженным.

Ещё один косвенный признак возраста – средняя толщина консолидированного слоя тороса. В работе [15] средняя толщина консолидированного слоя в торосе с ненулевой общей пористостью оценена в 2,4 м, а в трёх торосах с нулевой пористостью – около 6 м. В.В. Харитонов [18] показывает, что средняя толщина консолидированного слоя в двухлетнем торосе равна 2,4 м. Среднее значение толщины такого слоя нашего тороса было 4,6 м. Однако, если обратить внимание на распределение консолидированного слоя по профилю бурения (см. рис. 3), то можно заметить существенно более низкие относительно большей части тороса толщины консолидированного слоя на участке точек № 20–24. Если для точек № 1–19 среднее значение толщины этого слоя составляет 5,22 м, то для точек № 20–24 – всего 2,23 м, что весьма близко к средней толщине консолидированного слоя однолетних торосов (2,33 м), исследованных в тот же период в этом районе.

Также существенные различия можно видеть в пористости двух фрагментов. Средняя пористость второго фрагмента (33,4% для точек № 20–24) больше средней пористости первого (4,6% для точек № 1–19) более чем в 7 раз. Вполне вероятно, наше ледяное образование представляет собой составной торос из более крупного старого и относительно небольшого однолетнего фрагментов. В работе [5] нам удалось связать с помощью эмпирических коэффициентов среднюю толщину консолидированного слоя однолетних торосов, исследованных в разных районах морей Карского и Лаптевых, с суммой градусо-дней мороза, подсчитанной по данным полярных станций, соответствующих районам исследований, следующим уравнением:

$$H_{\text{КС}} = 6{,}64(\Sigma^{\circ}\text{C})^{1/2} - 231, \qquad (2)$$

где $H_{\text{КС}}$ – средняя толщина консолидированного слоя, см; Σ°C – сумма градусо-дней мороза.

Поскольку точное время образования консолидированного слоя в торосах (как и точное время образования самих торосов) нам не известно, то сумма градусо-дней мороза рассчитывалась от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С, а конец расчётного периода соответствовал времени исследования торосов в конкретном районе. Вид предложенной зависимости исходит из теоретической формулы Стефана, показавшей, что толщина льда пропорциональна квадратному корню из суммы градусо-дней мороза. Ближайшая действующая метеостанция к району исследования старого тороса – полярная станция на о. Котельный. Согласно её данным, сумма градусо-дней мороза за два зимних сезона с 7 сентября 2013 г. (день устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С) по 9 мая 2015 г. (день исследования старого тороса) составила 9058. Если брать только зимние периоды, то сумма градусо-дней мороза за две зимы (до 9 мая 2015 г.) будет равна 9415. Подставив в формулу (2) среднюю толщину консолидированного слоя тороса 4,60 м, получим соответствующее ей значение суммы градусо-дней мороза 10 830. А если мы возьмём среднее значение толщины консолидированного слоя для заведомо старого фрагмента тороса (точки № 1–19) равным 5,22 м, то соответствующая ей сумма градусо-дней мороза составит 12 860. В обоих случаях расчётная по формуле (2) сумма градусо-дней мороза превышает сумму градусо-дней за две зимы (2013/2014 и 2014/2015 гг.) по данным метеостанции на о. Котельный. Это даёт определённые основания считать, что наш торос уже существовал к наступлению осени 2013 г. и соответственно возраст его больше двух лет.

Необходимо, однако, понимать условность этих расчётов. Во-первых, исследуемый старый торос мог быть принесён в район исследования из региона с более суровым температурным режимом; во-вторых, эмпирическая формула (2) выражает связь суммы градусо-дней мороза и средней толщины консолидированного слоя однолетних торосов. Связь толщины консолидированного слоя старых торосов с температурными условиями более сложная. Особенно неоднозначен вклад летних процессов в изменение толщины консолидированного слоя старого тороса. В работе [10] описывается механизм летней консолидации старого тороса за счёт дренажа талой воды с поверхности и последующего замерзания её в толще тороса, т.е. по мнению автора, консолидированный слой увеличивается в летний относительно тёплый период. К.В. Хойланд [26] также показывает, что летом талая вода, стекая с поверхности и замещая рассол в толще льда, способствует образованию нового льда; и пока присутствует талая вода, а киль тороса сохраняет достаточный для её замерзания запас холода, происходит рост консолидированного слоя. В этой работе [25] описывается модель консолидации однолетних торосов, которую автор предлагает использовать и для старых торосов. Модель основана на законе Стефана и представляет собой простую аналитическую зависимость, связывающую толщину консолидированного слоя с толщиной окружающего ровного льда с учётом пористости ледяного образования:

$$h_c^2(t) = h_{c,0}^2 + (h_i^2(t) - h_{i,0}^2)/\eta, \qquad (3)$$

где $h_c(t)$ и $h_i(t)$ – толщины консолидированного слоя и ровного льда на конец расчётного периода соответственно; $h_{c,0}$ и $h_{i,0}$ – толщины консолидированного слоя и ровного льда в начальный момент (на предыдущем расчётном шаге) соответственно; η – пористость неконсолидированной части тороса.

К.В. Хойланд принимал, что ровный лёд полностью стаивает за лето, поэтому $h_{i,0}$ всегда равно нулю. Используя данные, полученные в экспедиционных исследованиях торосов и ровного льда в этом районе в 2014 и 2015 гг., мы попытались оценить динамику толщины консолидированного слоя для нашего старого тороса по предлагаемой модели. Для расчётов использовали: среднюю за два года толщину однолетнего ровного льда в районе (1,1 м) и среднюю за два года пористость неконсолидированной части киля тороса (29%). Толщина консолидированного слоя тороса после первого года была определена как среднее значение в однолетних торосах данного района за два года (2,3 м). По расчётам формулы (3) получилось следующее: толщина консолидированного слоя после второго года – 3,1 м, после третьего – 3,7 м. Только на шестой год при таких начальных условиях расчётная величина толщины достигает 5,1 м – наиболее близкого значения средней толщине консолидированного слоя (5,2 м) по измерениям на «старом» фрагменте (точки № 1–19) нашего тороса. При рас-

смотрении результатов данной модели следует учитывать ряд сделанных серьёзных допущений: средняя толщина и возраст окружающего торос ровного льда остаются постоянными в течение всех расчётных лет, а средняя пористость неконсолидированной части тороса не меняется даже при ежегодном росте консолидированного слоя.

Таким образом, одна часть рассмотренных здесь признаков нашего тороса (возраст окружающего льда, относительно высокая пористость киля тороса и неполная его консолидация) больше соответствует двухлетнему торосу, а другая часть признаков (отсутствие блоков и почти полная сглаженность паруса, относительно высокое значение толщины консолидированного слоя) более характерна для многолетнего тороса. Придерживаясь гипотезы о том, что наш торос – сложное ледяное образование, состоящее из старого и однолетнего фрагментов, мы предполагаем, что по возрасту старой фракции наш торос относится к многолетнему (вероятно, 3–4-летнему).

Заключение

Принимая во внимание планы ввода в 2021–2022 гг. ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс», подготавливаемой по заказу Росгидромета в рамках реализации Государственной программы по социально-экономическому развитию Арктической зоны для круглогодичных работ в высоких широтах Северного Ледовитого океана, разработка и апробация методов изучения старых ледяных образований – важная насущная задача. Как показал опыт работ, рассмотренных в настоящей статье, для полноценного исследования крупного ледяного образования целесообразно применять комплексный подход, предусматривающий водяное термобурение для определения параметров внутренней структуры, тахеометрическую и гидролокационную съёмку для определения внешних параметров и корректной оценки объёма тороса, видеосъёмку с помощью телеуправляемого подводного аппарата для обследования киля тороса, а также методы определения физических (температура, солёность, плотность) и прочностных свойств льда.

Комплексное исследование старого тороса в Восточно-Сибирском море в мае 2015 г. позволило сравнить основные морфометрические характеристики старого тороса и средние значения однолетних торосов, исследованных в том же районе в тот же период времени. Установлено, что старый торос имел существенно превосходящие геометрические параметры. Объём и масса старого тороса больше, чем у среднего однолетнего тороса, соответственно в 5,6 и 5,8 раза. Столь значительное преимущество старого тороса обусловлено скорее не возрастом (однолетние торосы могут быть крупнее старых), а составным типом ледяного образования. Средняя для всего ледяного образования толщина консолидированного слоя почти в 2 раза больше средней толщины консолидированного слоя у однолетних, а среднее значение консолидированного слоя в старой части тороса больше, чем у однолетних, в 2,2 раза. Старый торос характеризуется также почти полной сглаженностью (без возможности выделить отдельные блоки) и минимальной пористостью паруса. Солёность и плотность льда, слагающего парус старого тороса, были значительно ниже, чем у однолетних торосов. Отношение киль/парус в среднем больше у однолетних торосов: 3,46 против 3,07 у старого тороса.

Распределения параметров внутренней структуры (толщины консолидированного слоя и пористости) по профилю бурения позволяют предположить, что исследованное ледяное образование – составной торос, испытавший вторичное торошение и состоящий из более крупного старого фрагмента и относительно небольшого однолетнего. По результатам анализа возрастных признаков наиболее вероятна идентификация рассматриваемого тороса как многолетнего, возрастом 3–4 года.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.И. Шушлебину (ААНИИ) за ценную научную консультацию. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60109. Исследование проведено в рамках инновационной деятельности ПАО «НК «Роснефть».

Acknowledgments. The authors are grateful to A.I. Shushlebin (AARI) for valuable scientific advice. This study is supported by the RFBR grant № 18-05-60109. The investigations were performed as part of the innovative activity of Public joint-stock «Rosneft Oil Company».

Литература

1. *Морев В.А., Морев А.В., Харитонов В.В.* Способ определения структуры торосов и стамух, свойств льда и границы льда и грунта. Патент на изобретение № 2153070 от 20.07.2000. Бюл. № 20. http://www.findpatent.ru/patent/215/2153070.html.
2. *Миронов Е.У., Порубаев В.С.* Морфометрические параметры торосов и стамух по данным экспедиционных исследований в северо-западной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 68–76.
3. *Миронов Е.У., Порубаев В.С.* Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 49–61.
4. *Миронов Е.У., Порубаев В.С.* Статистическая модель морфометрии гряды тороса на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 67–72.
5. *Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Харитонов В.В.* Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых // Нефтяное хозяйство. 2016. № 11. С. 49–54.
6. *Johnston M., Masterson D., Wright B.* Multi-year ice thickness: knowns and unknowns // Proceedings of the 20th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-120.
7. *Sudom D., Timco G.* Knowledge gaps in sea ice ridge properties // Proc. of the 22nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2013, Espoo, Finland. Paper POAC 13-070.
8. *Kovacs A., Weeks W., Ackley S., Hibler W.* Structure of a multi-year pressure ridge // Arctic. 1973. № 26 (1). P. 22–31.
9. *Гаврило В.П., Грищенко В.Д., Лощилов В.С.* К вопросу о натурных исследованиях морфологии торосов на арктических льдах и возможности моделирования процессов торошения // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 70–76.
10. *Kovacs A.* Characteristics of Multi-year pressure ridges // Proc. of the 7th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. 1983. V. 3. P. 173–182.
11. *Poplin J.P., Ralston T.D., St. Lawrence W.* A thermal ice drill for profiling thick multiyear ice // Cold Regions Science and Technology. 1987. № 14. P. 1–11.
12. *Грищенко В.Д.* Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 46–54.
13. *Timco G.W., Burden R.P.* An analysis of the shape of sea ice ridges // Cold Regions Science and Technology. 1997. № 25. P. 65–77.
14. *Høyland K.V., Barrault S., Gerland S., Goodwin H., Nicolaus M., Olsen O.M., Rinne E.* The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges, Part 1: Measure-

References

1. *Morev V.A., Morev A.V., Kharitonov V.V.* Method of determination of structure of ice ridges and stamukhas, ice properties and ice and soil boundaries. Patent for invention № 2153070, 20.07.2000. № 20. [In Russian]. http://www.findpatent.ru/patent/215/2153070.html.
2. *Mironov Ye.U., Porubaev V.S.* Morphometric parameters of ice ridges and stamukhas from data of expedition studies in the northwestern Caspian Sea. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2011, 5: 68–76. [In Russian].
3. *Mironov Ye.U., Porubaev V.S.* Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 3 (89): 49–61. [In Russian].
4. *Mironov Ye.U., Porubaev V.S.* Statistical model of ice ridge morphometry offshore the northeast coast of Sakhalin Island. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 3 (119): 67–72. [In Russian].
5. *Pavlov V.A., Kornishin K.A., Efimov Ya.O., Mironov Ye.U., Guzenko R.B., Kharitonov V.V.* Peculiarities of the consolidated layer development of ice ridges in the Kara and Laptev Seas. *Neftianoe khoziaistvo.* Oil Industry. 2016, 11: 49–54. [In Russian].
6. *Johnston M., Masterson D., Wright B.* Multi-year ice thickness: knowns and unknowns. Proceedings of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-120.
7. *Sudom D., Timco G.* Knowledge gaps in sea ice ridge properties. Proc. of the 22nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2013, Espoo, Finland. Paper POAC 13-070.
8. *Kovacs A., Weeks W., Ackley S., Hibler W.* Structure of a multi-year pressure ridge. Arctic. 1973, 26 (1): 22–31.
9. *Gavrilo V.P., Grishchenko V.D., Loshchilov V.S.* On the issue of field studies of the morphology of hummocks on the Arctic ice and the possibility of modeling hummocking processes. *Trudy AANII.* Proc. of AARI. 1974, 316: 70–76. [In Russian].
10. *Kovacs A.* Characteristics of Multi-year pressure ridges. Proc. of the 7th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. 1983, 3: 173–182.
11. *Poplin J.P., Ralston T.D., St. Lawrence W.* A thermal ice drill for profiling thick multiyear ice. Cold Regions Science and Technology. 1987, 14: 1–11.
12. *Grishchenko V.D.* Morphometric characteristics of ice ridges on ice of the Arctic Basin. *Trudy AANII.* Proc. of AARI. 1988, 401: 46–54. [In Russian].
13. *Timco G.W., Burden R.P.* An analysis of the shape of sea ice ridges. Cold Regions Science and Technology. 1997, 25: 65–77.
14. *Høyland K.V., Barrault S., Gerland S., Goodwin H., Nicolaus M., Olsen O.M., Rinne E.* The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges, Part 1: Measurements in early winter. 19th IAHR Intern. Symposium on Ice. Vancouver, Canada, 2008: 1439–1449.

ments in early winter // 19th IAHR Intern. Symposium on Ice. Vancouver, Canada, 2008. P. 1439–1449.
15. *Kharitonov V.V., Morev V.A.* Morphometric characteristics of multi-year ice ridges in Russian sector of Arctic // Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-121.
16. *Strub-Klein L., Barrault S., Goodwin H., Gerland S.* Physical properties and comparison of first- and second-year sea ice ridges // Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-117.
17. *Sudom D., Timco G., Sand B., Fransson L.* Analysis of first-year and old ice ridge characteristics // Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2011, Montreal, Canada. Paper POAC 11-164.
18. *Kharitonov V.V.* Evolution of internal structure of ice ridge investigated at «North Pole–38» and «North Pole–39» drifting stations // Proc. of the 22nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–13, 2013, Espoo, Finland. Paper POAC 13-048.
19. *Johnston M.* Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice // Cold Regions Science and Technology. 2017. № 141. P. 36–53.
20. *Mironov Ye.U., Morev V.A., Porubaev V.S., Kharitonov V.V.* Study of Geometry and Internal Structure of Ice Ridges and Stamukhas using Thermal Water Drilling // Proc. of the 17th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 16–19, Trondheim, Norway, 2003. P. 623–634.
21. *Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Бородкин В.А., Нюбом А.А., Шушлебин А.И.* Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения в морских льдах. СПб.: ААНИИ, 2017. 174 с.
22. *Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалёв С.М., Яцкевич А.А., Щепанюк С.Н., Ефимов Я.А., Корнишин К.А.* Комплексная система определения характеристик прочности льда в натурных условиях и на образцах. Патент на изобретение № 2682835. Приоритет изобретения 19 марта 2018 г. Зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ 21 марта 2019 г. http://www.findpatent.ru/patent/268/2682835.html.
23. *Richter-Menge J., Cox G.* Structure, salinity and density of multi-year sea ice pressure ridge // Proc. of the 4th Intern. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE), Texas, USA, 1985. P. 194–198.
24. *Cox G. and Richter-Menge J.* Confined compressive strength of multi-year pressure ridge sea ice samples. Proc. of the 5th Intern. Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE), 1986. V. IV. P. 365–373.
25. *Høyland K.V.* The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges, Part II: Review and speculations // 19th IAHR Intern. Symposium on Ice, Vancouver, Canada, 2008. P. 1451–1457.

15. *Kharitonov V.V., Morev V.A.* Morphometric characteristics of multi-year ice ridges in Russian sector of Arctic. Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-121.
16. *Strub-Klein L., Barrault S., Goodwin H., Gerland S.* Physical properties and comparison of first- and second-year sea ice ridges. Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–12, 2009, Luleå, Sweden. Paper POAC 09-117.
17. *Sudom D., Timco G., Sand B., Fransson L.* Analysis of first-year and old ice ridge characteristics. Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2011, Montreal, Canada. Paper POAC 11-164.
18. *Kharitonov V.V.* Evolution of internal structure of ice ridge investigated at «North Pole–38» and «North Pole–39» drifting stations. Proc. of the 22nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 9–13, 2013, Espoo, Finland. Paper POAC 13-048.
19. *Johnston M.* Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice. Cold Regions Science and Technology. 2017, 141: 36–53.
20. *Mironov Ye.U., Morev V.A., Porubaev V.S., Kharitonov V.V.* Study of Geometry and Internal Structure of Ice Ridges and Stamukhas using Thermal Water Drilling. Proc. of the 17th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June 16–19, Trondheim, Norway, 2003: 623–634.
21. *Smirnov V.N., Kovalev S.M., Borodkin V.A., Niubom A.A., Shushlebin A.I. Instrumental'nyi monitoring i kratkosrochnyi prognoz yavleniy szhatiya i torosheniya v morskikh l'dakh.* Instrumental monitoring and short-term forecast of compression and hummocking processes in sea ice. St. Petersburg: AARI, 2017: 174 p. [In Russian].
22. *Smirnov V.N., Shushlebin A.I., Kovalev S.M., Iatskevich A.A., Shchepaniuk S.N., Efimov Ya.A., Kornishin K.A.* Comprehensive system for determining the strength characteristics of ice in natural conditions and on samples. Patent for invention № 2682835, 2019. [In Russian]. http://www.findpatent.ru/patent/268/2682835.html.
23. *Richter-Menge J., Cox G.* Structure, salinity and density of multi-year sea ice pressure ridge. Proc. of the 4th Intern. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE), Texas, USA, 1985: 194–198.
24. *Cox G. and Richter-Menge J.* Confined compressive strength of multi-year pressure ridge sea ice samples. Proc. of the 5th Intern. Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE). 1986, IV: 365–373.
25. *Høyland K.V.* The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges, Part II: Review and speculations. 19th IAHR Intern. Symposium on Ice, Vancouver, Canada, 2008: 1451–1457.

УДК 551.326.85 doi: 10.31857/S2076673420030051

Тепловые деформации и радиояркостная температура ледяного покрова пресных водоёмов

© 2020 г. С.В. Цыренжапов*, А.А. Гурулев

Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской академии наук, Чита, Россия
*lgc255@mail.ru

Thermal deformations and brightness temperature of the ice cover of freshwater bodies

S.V. Tsyrenzhapov*, A.A. Gurulev

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Chita, Russia
*lgc255@mail.ru

Received August 27, 2019 / Revised February 12, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***deformation, dry cracks, ice cover, microwave remote sensing.***

Summary

The paper presents results of experimental studies of the deformation of a freshwater ice cover. The works were carried out on the Lake Arakhley located in the Trans-Baikal Region, where winters are characterized by small amount of snow and sharp daily changes in the air temperature reaching 25 °C. As a result of this, the temperature gradient of the surface layer of the ice cover exceeds 1 °C/cm. This causes formation of the dry cracks in the upper layers of the cover. The authors measured daily variations in the temperature of the ice cover at various depths by its thickness. Results of the experiment made possible to propose the explanation for the formation of dry cracks and the depth of them, which reaches 20 cm in the Trans-Baikal Region. According to studies using a differential strain gauge, it was found that the upper layer of the ice cover is in a stressed state due to changes in its temperature. This is evident from the fact that when the temperature of the upper layer of ice changes, the distance between the reference points slightly changes too. When the air temperature approaches the temperature of the «ice–water» phase transition, the ice cover is unloaded. We assume that the dry cracks can also be formed when the stress state of ice is released at even lower temperatures. Interest in these structural changes had been arisen in connection with possible variations in the electromagnetic properties of the ice cover, which can be detected by non-contact radio wave measurements. These variations result from the presence of a quasi-liquid layer on the surfaces of dry cracks (together with hoar-frost and snow in them), which can exist down to a temperature of –90 °C. Its presence increases the complex relative permittivity of a medium consisting of a solid (ice) and a liquid phase (water film). Calculations of the radiometric temperature within the centimeter range in a flat-layer non-isothermal medium have shown that the presence of dry cracks in the ice cover increases radio temperature up to 5 K on both, vertical and horizontal polarizations. This value is recorded during radiometric measurements, and this factor should be taken into account during the remote sensing of freshwater ice covers.

Citation: Tsyrenzhapov S.V., Gurulev A.A. Thermal deformations and brightness temperature of the ice cover of freshwater bodies. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020. 60 (3): 445–452. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030051.

Поступила 27 августа 2019 г. / После доработки 12 февраля 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***деформация, ледяной покров, микроволновое дистанционное зондирование, сухие трещины.***

Проведены экспериментальные исследования сухих трещин, вызванных вариациями температуры верхних слоёв в пресном ледяном покрове озера Арахлей (Забайкальский край). С использованием дифференциального датчика деформации установлено, что верхний слой ледяного покрова из-за изменения его температуры находится в напряжённом состоянии. При достижении предела текучести происходит быстрая разгрузка напряжений с образованием сухих трещин. Расчёты радиояркостной температуры в сантиметровом диапазоне с использованием плоскослоистой неизотермической среды показали увеличение этой температуры до 5 К при наличии сухих трещин в ледяном покрове.

Введение

Ледяной покров пресных водоёмов имеет широко разветвлённую сеть трещин, которые образуются в силу разных причин. Например, в работе [1] формирование становых трещин на Байкале связывают с ослаблением льда на определённых участках из-за направленного роста кристаллов под влиянием подлёдных течений, возникающих под воздействием сейшевых колебаний. Становые трещины – это сквозные разрывы в ледяном покрове, однако существуют и сухие разрывы во льду, обусловленные термическими и динамическими нагрузками на него [2, 3]. В ледяном покрове трещины, по мнению авторов работы [3], чаще всего возникают параллельно базисным плоскостям или

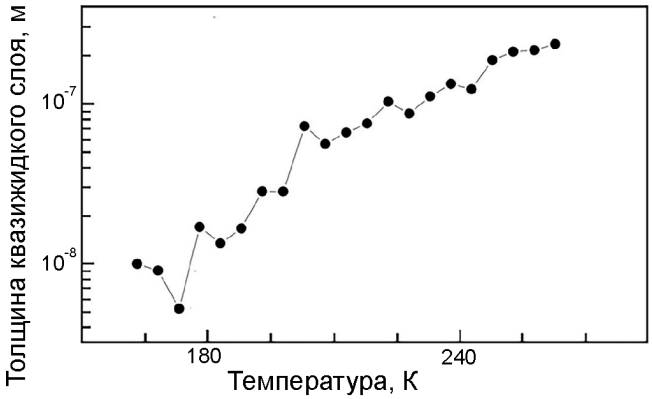


Рис. 1. Температурные зависимости толщины квазижидкого слоя на поверхности гранул льда [5]
Fig. 1. Temperature dependences of the thickness of a quasi-liquid layer on the surface of ice granules [5]

перпендикулярно им, что хорошо видно на ледяном покрове пресных водоёмов. В результате этого изменяются его физические свойства. Так, наличие сухих трещин на 15% уменьшает допустимые нагрузки на лёд при проезде по нему транспортных средств (в случае прочного кристально-прозрачного льда без включений) [4]. Кроме механических свойств, изменяются и электромагнитные свойства льда, содержащего сухие трещины, что может привести к ошибочной интерпретации радиолокационных данных, получаемых с различных летательных аппаратов или при наземных измерениях. Это связано с существованием на поверхности льда квазижидкого слоя, который может существенно изменять диэлектрические свойства ледяного покрова, особенно при большой удельной поверхности инея или снега в трещинах.

На рис. 1 приведена зависимость толщины квазижидкого слоя d на ледяной поверхности в зависимости от температуры T [5]. При таких толщинах свойства переохлаждённой воды близки к свойствам объёмной воды [6, 7], не являются исключением и её диэлектрические свойства [8, 9]. Отметим, что квазижидкий слой сохраняется до низких температур (около 90 К). В случае больших удельных поверхностей трещин в единице объёма льда (и, следовательно, большого объёма квазижидких слоёв) изменяются значения действительной ε' и мнимой ε" частей относительной диэлектрической проницаемости среды ε. Так как ε" жидкой воды на четыре порядка больше этой величины для льда, радиофизические свойства ледяного покрова существенно изменятся, если относительный объём квазижидких слоёв достигнет значений $10^{-6} \div 10^{-5}$.Так, на частоте 9,7 ГГц при температуре льда и воды −5 °С ε' и ε" при увеличении объёмной концентрации воды будут также расти (рис. 2).

Расчёт выполнялся по рефракционной модели, приведённой в работе [10]: $\varepsilon^{0,5} = \rho_1 \varepsilon_1^{0,5} + (1-\rho_1)\varepsilon_2^{0,5}$, где ρ_1 – относительная объёмная концентрация воды; ε_1 – диэлектрическая проницаемость воды;

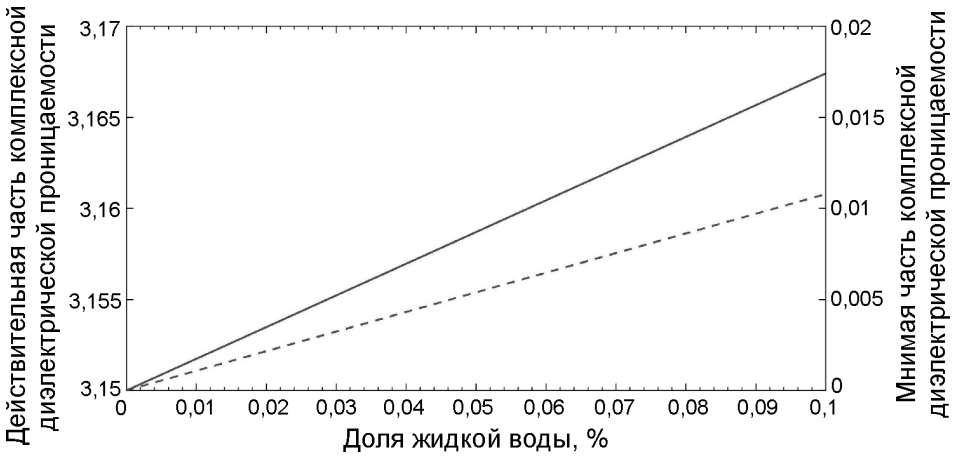


Рис. 2. Зависимость мнимой (пунктирная линия) и действительной (сплошная линия) частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости двухкомпонентной среды (вода–лёд) в зависимости от объёмной концентрации воды на частоте 9,7 ГГц.
Температура среды равна −5 °С
Fig. 2. Dependence of the imaginary and real parts of the relative complex permittivity of a two-component medium (water–ice) depending on the volumetric concentration of water at a frequency of 9.7 GHz.
The temperature is −5 °C

ε_2– диэлектрическая проницаемость льда. Значение мнимой и действительной частей относительной комплексной диэлектрической проницаемости для переохлаждённой воды определялось из работы [8], а для льда – из работы [11]. Сами сухие трещины не дают заметного значения объёмной концентрации воды во льду, однако они обычно заполняются снегом и инеем, которые увеличивают площадь поверхности; кроме того, они могут быть влажными, что существенно увеличит значения ε' и ε" среды [12].

Таким образом, исследование сухих трещин и их свойств, связанных с наличием квазижидкого слоя, – актуальная задача для дистанционного зондирования и решения других прикладных задач. Нами выполнены измерения температурных деформаций ледяного покрова пресного озера в весенний период и распределения температуры по глубине покрова, а также сделаны оценки приращений радиояркостной температуры в сантиметровом диапазоне для радиометрических измерений.

Методика измерений

Для изучения температурных деформаций ледяного покрова пресного озера Арахлей, расположенного в Забайкальском крае, в нём на различных глубинах были установлены терморезисторы. На поверхности ледяного покрова размещался датчик деформации. Оз. Арахлей длиной и шириной около 10 км и с исходной минерализацией воды около 160 мг/л [13] в зимний период покрывается ледяным покровом толщиной до 150 см [14] с минерализацией 1 мг/кг. Снежный покров на поверхности ледяного покрова в редких случаях достигает 20 см. Есть площади, полностью свободные от снега, что связано с особыми климатическими условиями Забайкальского края.

Терморезисторы помещались в ледяной покров с шагом 5 см по глубине путём естественного вмораживания. Показания сопротивлений с датчиков температуры записывали с помощью системы сбора данных фирмы «Agilent» в режиме реального времени. Перед установкой термодатчиков выполнена их калибровка в термокамере «Espec SU-261», которая позволила откалибровать датчики с точностью до 0,1 °С в широком интервале температур.

Существуют как контактные, так и бесконтактные методы [15] измерения характеристик ледяного покрова, которые позволяют определять его механические параметры. Как правило, такие наблюдения – точечные, но для увеличения эффективности применяют распределённые волоконно-оптические датчики, имеющие хороший механический контакт со льдом. По локальным деформациям кабеля с помощью когерентного рефлектометра можно фиксировать любые его подвижки, даже незначительные [16, 17]. К распространённым контактным методам, регистрирующим деформации ледяного покрова, относятся резистивные, индуктивные и резонансные, использующие соответствующие виды преобразователей [15].

В настоящем исследовании использован индуктивный преобразователь, а именно: радиочастотный дифференциальный измеритель деформации [18]. Принцип работы такого измерителя основан на применении дифференциальной схемы измерения высокочастотного напряжения при перемещении ферритового сердечника в катушке индуктивности относительно её центральной части, что позволяет получать высокую стабильность измерителя, а также высокую его чувствительность (около 1 мкм). Датчик устанавливался на ледяном покрове оз. Арахлей в 200 м от берега.

Фотография датчика приведена на рис. 3. Длина стержня – 70 см. Опорные точки, между которыми выполняли измерения, жёстко фиксировали в ледяном покрове на диэлектрических стержнях с целью исключения их сдвига при подтаивании под действием солнечной радиации. Измерения выполняли в весенний период перед началом деструкции ледяного покрова, когда в связи со значительным перепадом ночных и дневных температур вблизи температуры фазового перехода лёд–вода происходят заметные деформации ледяного покрова, в том числе и его пластическое течение.

Полученные результаты и их обсуждение

Визуально в ледяном покрове в весенний период (март) присутствует обильная сеть сухих трещин (см. рис. 3), образование которых связано с большим перепадом дневных и ночных температур. В Забайкалье такие перепады могут достигать 25 °С [19]. Как установлено из визуальных наблюдений, глубина сухих трещин обычно не превышает 20 см. Это связано с тем, что значительные

Рис. 3. Фотография датчика деформации, установленного на ледяном покрове оз. Арахлей
Fig. 3. Photo of a strain gauge installed on the ice cover of Lake Arakhley

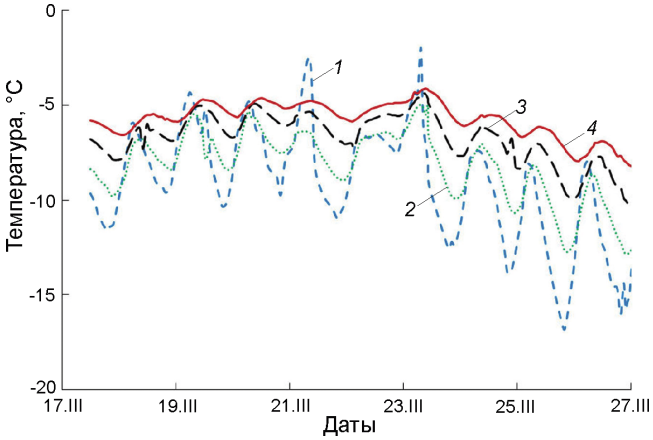


Рис. 4. Временнóй ход температуры внутри ледяного покрова на глубинах, см:
1 – 1; *2* – 5; *3* – 10; *4* – 15
Fig. 4. Temporal course of temperature inside the ice cover at depths, cm:
1 – 1; *2* – 5; *3* – 10; *4* – 15

вариации температуры во льду в течение суток как раз прослеживаются именно до таких глубин. На рис. 4 приведены полученные в середине марта на протяжении нескольких дней экспериментальные результаты по измерениям температуры в толще ледяного покрова на глубинах 1, 5, 10 и 15 см. Как видно из приведённых графиков, суточные вариации температуры внутри ледяного покрова на глубине 15 см незначительны и приблизительно составляют 1 °С. По этой причине глубина сухих трещин в ледяном покрове и не превышает 20 см.

Согласно формуле для линейного расширения твёрдого тела $\Delta L = \alpha L \Delta T$ (ΔL – линейное увеличение размеров тела длиной L, α – коэффициент линейного теплового расширения льда, ΔT – изменение температуры тела), лёд под действием циклических изменений температур претерпевает сильные деформации. Для льда α зависит от температуры, и при температурах $0 \div -20$ °С его значение составляет около 50×10^{-6} °С$^{-1}$ [20]. Из формулы для ΔL можно получить изменение линейного размера поверхности льда при его нагревании или охлаждении. Так, при изменении температуры льда на 10 °С при размере ледяного поля 1 м его линейный размер увеличится при нагревании или уменьшится при охлаждении на 0,5 мм. Этот эффект и приводит к появлению сухих трещин в ледяном покрове.

На водоёмах, где суточные вариации температуры верхнего слоя льда не так велики, как в Забайкалье, сухих трещин в ледяном покрове практически нет. На оз. Байкал при средней ширине водоёма порядка 50 км одноактное суточное расширение ледяного покрова в весенний период может достигать 45,5 м [21]. У берега ледяной покров припаян ко дну, что ограничивает возможность его смещения относительно береговой линии, поэтому при падении температуры ночью (сжатии ледяного покрова), а также повышении температуры днём (его расширении) во льду возникают сильные напряжения. Такие систематические изменения приводят к деформации ледяного покрова и образованию трещин в нём, в том числе и сухих.

Данные о величине деформации верхнего слоя ледяного покрова в течение полутора суток в ледяном покрове приведены на рис. 5. При изменении температуры воздуха в течение суток экстремумы деформации растяжения–сжатия ледяного покрова на исследуемом участке льда наблюдаются в ранние утренние и поздние дневные часы. Отметим, что при приближении температуры воздуха к температуре фазового перехода лёд–вода лёд начинает расширяться, при этом наблюдаются флуктуации этих подвижек, достигающие 5 мкм на длине 70 см. При понижении температуры лёд начинает сжиматься, при этом изменение расстояния между опорными точками достигало 40 мкм. Конкретные измерения ещё раз подтверждают, что в природном ледяном покрове практически всегда существуют механические напряжения, которые возникают в результате нагревания и охлаждения

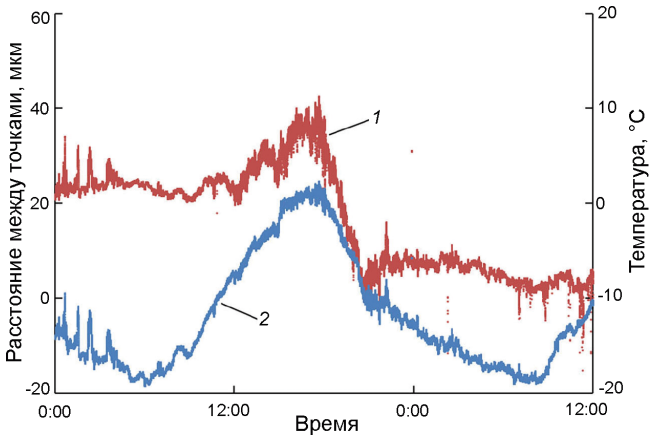


Рис. 5. Деформация ледяного покрова на оз. Арахлей 27 и 28 февраля 2019 г.:
1 – изменение расстояния между двумя точками, расстояние между которыми 70 см; *2* – температура воздуха на высоте 5 см от ледяного покрова

Fig. 5. Deformation of the ice cover on the lake Arakhley. February 27 and 28, 2019:
1 – change in the distance between two points, the distance between which is 70 cm; *2* – air temperature at a height of 5 cm from the ice cover

верхних слоёв ледяного покрова. Лёд, находясь в таком состоянии, изменяет не только механические, но и свои диэлектрические характеристики [22, 23]. При достижении предела текучести льда электромагнитные потери во льду в микроволновом диапазоне кратковременно уменьшаются [22]. Этот факт можно использовать при радиозондировании ледяных тел.

Один из способов радиозондирования ледяных покровов – пассивный метод радиометрии, при котором определяется мощность собственного радиотеплового излучения объекта. Этот метод имеет ряд преимуществ, в частности, он относится к всепогодному, поэтому нет необходимости использовать естественную (солнечный свет) или искусственную подсветку поверхности объекта. Излучение формируется в достаточно глубоком поверхностном слое, что позволяет устанавливать ряд характеристик исследуемой среды. Яркий пример использования микроволновой радиометрии – мониторинг ледяных покровов арктических морей [24], позволяющий определять градации ледяного покрова, его границы, наличие снежниц и т.п.

Физическая величина, характеризующая мощность собственного радиотеплового излучения среды, – радиояркостная температура $T_я$, значение которой зависит от ряда факторов, а именно: термодинамической температуры объекта, угла наблюдения, диэлектрических свойств среды и т.д. Появляющиеся сухие трещины и попадающие в них иней и снег приводят к росту концентрации переохлаждённой воды в верхнем слое ледяного покрова. Эта особенность существенно увеличит мнимую часть относительной комплексной диэлектрической проницаемости льда (см. рис. 2), что приведёт к росту значения его радиояркостной температуры.

В целом поверхность ледяного покрова пресных озёр представляет собой достаточно плоский слой, вариации по высоте которого не превышают 5 мм. Хотя существуют и достаточно шероховатые участки поверхности льда, как на рис. 3, но они, как правило, не превышают 5–10% общей площади водного объекта. Эти свойства ледяного покрова можно использовать при расчёте его радиотеплового излучения, так как они не влияют на значение радиояркостной температуры, характеризующей мощность собственного радиотеплового излучения в сантиметровом диапазоне, но их влияние существенно в миллиметровом диапазоне.

Авторами были выполнены расчёты $T_я$ как на вертикальной (ВП), так и на горизонтальной (ГП) поляризациях для четырёхслойной плоскослоистой среды, состоящей из: а) воздушной среды; б) слоя увлажнённого льда толщиной 20 см с температурой −5 °С, в котором имеются сухие трещины, набитые снегом; в) слоя сухого льда при температуре −5 °С толщиной 80 см; г) полубесконечного слоя воды при температуре 1 °С. Расчёты выполнены для длины волны 3 см (в свободном пространстве) и угле наблюдения 45°. Радиояркостная температура рассчитывалась для неизотермической плоскослоистой среды, в которой учитываются отражающие и поглощающие свойства каждого слоя [25]. Данная методика расчёта заключается в том, что рассчитывается собственное микроволновое излучение, в котором излучающей системой служит водная поверхность, покрытая несколькими слоями ледяного покрова, над которыми расположен толстый слой атмосферы. В результате расчётов определена зависимость $T_я$ от доли жидкой воды в тонком (20 см) слое льда, находящемся на сухом ледяном покрове пресного водного объекта (рис. 6). Установлено, что при объёмной доли жидкой воды 0,1% приращение радиояркостной температуры составляет 30 К на вертикальной и горизонтальной поляриза-

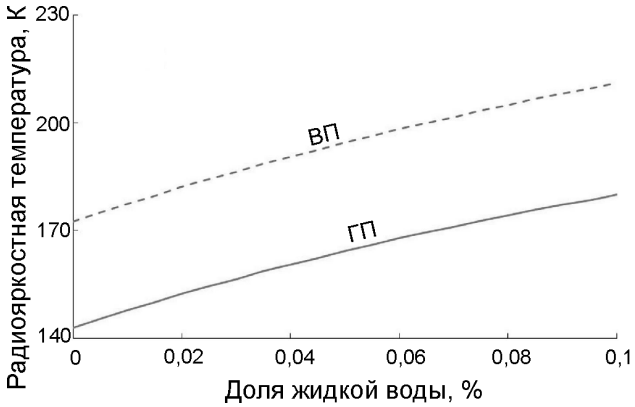


Рис. 6. Зависимость радиояркостной температуры ледяного покрова толщиной 1 м от доли жидкой воды в верхнем 20-сантиметровом слое на вертикальной (ВП) и горизонтальной (ГП) поляризациях.
Угол наблюдения – 45°, температура льда −5 °С, частота излучения 10 ГГц

Fig. 6. Dependence of the radio brightness temperature of the ice sheet, one meter thick, on the fraction of liquid water in the upper 20 cm layer on the vertical (ВП) and horizontal (ГП) polarizations.
Viewing angle 45°, ice temperature −5 °C, frequency of received radiation 10 GHz

циях. Отметим, что при увеличении длины волны приращение значения $T_я$ будет больше, а при её уменьшении – меньше.

В природных ледяных покровах доля жидкой воды за счёт сухих трещин, заполненных снегом, мала и её значение не превышает, по предварительным оценкам согласно исследованиям [5, 26], 0,01%. Однако, когда ширина таких трещин достигает нескольких сантиметров и они полностью заполнены снегом, количество влаги в такой среде будет близко к 0,1%. Другой пример такого случая – торосы, часто наблюдаемые на ледяном покрове, где удельная площадь поверхности (снега, инея) с квазижидким слоем также имеет высокое значение, в результате чего доля воды в единице объёма среды существенно выше, чем у ненарушенного плоскослоистого ледяного покрова. При натурных трассовых измерениях радиояркостной температуры пресных ледяных покровов в сантиметровом диапазоне в случае торосов наблюдавшееся значение радиояркостной температуры превышает фоновое значение на несколько десятков градусов Кельвина [27]. Эта величина соответствует приблизительно 0,1% жидкости в ледяном покрове. В случае сухих трещин приращение будет достигать нескольких градусов, что вполне может быть зарегистрировано современными радиометрическими устройствами, например, при построении радиоизображений.

Что касается радиолокационных изображений, то трещины хорошо видны с космических аппаратов, на которых установлена радиолокационная аппаратура. Структура трещин, ледяных плит и блоков отчётливо прослеживается на радарных изображениях, что показано в исследовании [28]. Кроме того, по радиолокационным снимкам, с помощью которых устанавливают трещины в ледяном покрове, можно определять и подвижки ледяных блоков. Однако работ по радиолокационному определению сухих трещин и способу классификации трещин в научной литературе нет.

Выводы

1. При изменении суточной температуры верхних слоёв ледяного покрова и достижении градиента температуры ~70 °С/м в нём возникают механические напряжения, сброс которых наблюдается при образовании сухих трещин, особенно в случае приближения к температуре фазового перехода лёд–вода.

2. В момент сброса напряжённого состояния льда расстояние между опорными точками в ледяном покрове испытывает локальные флуктуации, значение которых достигает десятков микрометров на один метр. Такой эффект наблюдался в марте в береговой зоне оз. Арахлей в 200 м от берега. Для других водоёмов и времени года требуются дополнительные исследования.

3. В результате расчётов радиояркостной температуры пресного ледяного покрова на водной поверхности по слоистой неизотермической структуре (плоскослоистая четырехслойная среда) было установлено влияние сухих трещин на приращение радиояркостной температуры. При наличии поверхностных плёнок воды на ледяных структурах (снег, забитый в сухие трещины) радиояркостная температура увеличивается как на вертикальной, так и на горизонтальной поляризации. Для природных объектов при концентрации доли жидкой воды 0,01% приращение достигает 5 К на обоих поляризациях. Этот эффект можно зафиксировать при радиометрических измерениях, и его необходимо учитывать при радиометрических исследованиях ледяных покровов пресных водоёмов в конце

периода ледостава, когда удельный объём сухих трещин в ледяном покрове максимален. По радиометрическим измерениям можно определять минерализацию ледяного покрова, его толщину, а наличие сухих трещин внесёт погрешность в измерения этих величин.

4. В ледяном покрове пресных водоёмов Забайкальского края наблюдается обширная сеть сухих трещин глубиной до 20 см, возникающих в малоснежные зимы в резко континентальном климате, когда суточные вариации температуры достигают 25 °С. Радиофизические характеристики льда с сухими трещинами требуют специальных исследований, когда необходимо определять удельную площадь поверхности полостей, заполняющих их частиц и объём квазижидких слоёв.

Литература

1. *Бордонский Г.С.* Причины возникновения становых трещин в ледяных покровах озер // География и прир. ресурсы. 2007. № 2. С. 69–76.
2. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.
3. *Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.
4. Методические рекомендации работ по оценке грузоподъемности ледовых переправ. М.: Федеральное дорожное агентство (Росавтодор), 2017. 42 с.
5. *Копосов Г.Д., Тягунин А.В.* Калориметрические исследования квазижидкого слоя на поверхности гранул льда // Письма в ЖЭТФ. 2011. Т. 94. Вып. 5. С. 406–409.
6. *Castrillon S.R.-V., Giovambattista N., Arsay I.A., Debenedetti P.G.* Structure and Energetics of Thin Film Water // Journ. of Physical Chemistry. C. 2011. V. 115. P. 4624–4635. doi: 10.1021/jp1083967.
7. *Solveyra E.G., Llave E., Scherlis D.A., Molinero V.* Melting and crystallization of ice in partially filled nanopores // Journ. of Physical Chemistry. B. 2011. V. 115. P. 14196–14204. doi: 10.1021/jp205008w.
8. *Бордонский Г.С., Орлов А.О., Хапин Ю.Б.* Коэффициент затухания и диэлектрическая проницаемость переохлажденной объемной воды в интервале температур 0...–90 °С на частотах 11...140 ГГц // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 3. С. 255–270. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-3-255-270.
9. *Цыренжапов С.В., Гурулев А.А., Орлов А.О.* Измерение содержания незамерзшей воды в пеностекле при отрицательных температурах // Изв. Уральского гос. горного ун-та. 2018. № 3 (51). С. 83–88. doi: 10.21440/2307-2091-2018-3-83-88.
10. *Шутко А.М.* СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 190 с.
11. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
12. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
13. *Веселков Г.О., Чечель Л.П.* Изменение параметров химического состава в водной толще озера Арахлей (Восточное Забайкалье) // Аспирант. Приложение к журналу Вестн. Забайкальского гос. ун-та. 2018. Т. 12. № 2. С. 29–35. doi: 10.21209/2074-9155-2018-12-2-29-35.

References

1. *Bordonsky G.S.* The causes of permanent cracks in ice covers of lakes. *Geografiya i prirodnyye resursy.* Geography and Natural Resources. 2007, 2: 69–76. [In Russian].
2. *Glyatsiologicheskiy slovar.* Glaciological Dictionary / Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
3. *Voitkovsky K.F. Osnovy glyatsiologii.* Principles of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 255 p. [In Russian].
4. *Metodicheskie rekomendatsii rabot po otsenke gruzopod'emnosti ledovykh pereprav.* Guidelines for assessing the carrying capacity of ice crossings. Moscow: Federal Highway Agency (Rosavtodor), 2017: 42 p. [In Russian].
5. *Koposov G.D., Tyagunin A.V.* Calorimetric studies of a quasi-liquid layer on the surfaces of ice granules. Journ. of Experimental and Theoretical Physics Letters (JETP Letters). 2011, 94 (5): 374–377. doi: 10.1134/S0021364011170073.
6. *Castrillon S.R.-V., Giovambattista N., Arsay I.A., Debenedetti P.G.* Structure and Energetics of Thin Film Water. Journ. of Physical Chemistry. C. 2011, 115: 4624–4635. doi: org/10.1021/jp1083967.
7. *Solveyra E.G., Llave E., Scherlis D.A., Molinero V.* Melting and crystallization of ice in partially filled nanopores. Journ. of Physical Chemistry. B. 2011, 115: 14196–14204. doi: 10.1021/jp205008w.
8. *Bordonskiy G.S., Orlov A.O., Khapin Yu.B.* Attenuation coefficient and dielectric permittivity of supercooled volume water in the temperature range 0...–90 °C at frequencies 11...140 GHz. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space. 2017, 14 (3): 255–270. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-3-255-270. [In Russian].
9. *Tsyrenzhapov S.V., Gurulev A.A., Orlov A.O.* Measurement of the content of unfrozen water in cellular glass at low temperatures. *Izvestiya Ural'skogo gosudarstvennogo gornogo universiteta*. Bulletin of the Ural State Mining University. 2018, 3 (51): 83–88. [In Russian].
10. *Shutko A.M. SVCh-radiometriya vodnoy poverkhnosti i pochvogruntov.* Microwave radiometry of the water surface and soil. Moscow: Science, 1986: 190 p. [In Russian].
11. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovaniye lednikov.* Radio sounding of glaciers. Moscow: Scientific world, 2006: 392 p. [In Russian].
12. *Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F.* Speed of radio wave propagation in dry and wet snow. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
13. *Veselkov G.O., Chechel L.P.* Changing parameters of chemical composition in the water column of the lake Arakhley (Eastern Transbaikalia). *Aspirant. Prilozheniye k zhurnalu Vestnik Zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta*. Postgraduate student. Appendix to the journal: Bulletin of the Trans-Baikal State University. 2018, 12 (2): 29–35. [In Russian].

14. *Смахтин В.К.* Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 225–230. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-225-230.
15. *Степанюк И.А., Смирнов В.Н.* Методы измерений характеристик динамики ледяного покрова. М.: Интеграция, 2001. 136 с.
16. *Алексеев А.Э., Вдовенко В.С., Горшков Б.Г., Потапов В.Т., Симикин Д.Е.* Когерентный двухчастотный фазочувствительный рефлектометр с амплитудной модуляцией зондирующих импульсов // Радиотехника и электроника. 2016. Т. 61. № 4. С. 384–388.
17. *Masoudi A., Belal M., Newson T.P.* A distributed optical fibre dynamic strain sensor based on phase-OTDR // Measurement Science and Technology. 2013. V. 24. Is. 8. P. 085204.
18. *Бордонский Г.С., Рябова Л.Д.* Радиочастотный дифференциальный измеритель деформации // Учен. зап. Забайкальского гос. ун-та. 2015. № 3 (62). С. 26–29.
19. Климат Читы / Под ред. Ц.А. Швер, И.А. Зильберштейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 246 с.
20. *Butkovich T.R.* Thermal Expansion of Ice // Journ. of Applied Physics. 1959. V. 30. Is. 3. P. 350–353. doi: 10.1063/1.1735166.
21. *Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г.* Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 289–299.
22. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д.* Электромагнитные потери пресного льда в микроволновом диапазоне при 0 °С // Радиотехника и электроника. 2014. Т. 59. № 6. С. 587–592. doi: 10.7868/S0033849414060060.
23. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д.* «Просветление» льда в микроволновом диапазоне при текучести // Письма в Журнал техн. физики. 2009. Т. 35. № 22. С. 46–54.
24. *Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S.* Comparison of Arctic Sea Ice concentrations from the NASA team, ASI, and VASIA2 algorithms with summer and winter ship data // Remote Sensing. 2019. V. 11. Is. 21. P. 2481. doi: 10.3390/rs11212481.
25. *Клепиков И.Н., Шарков Е.А.* Теоретические исследования собственного излучения резконеоднородных неизотермических сред // Исследование Земли из космоса. 1992. № 6. С. 3–15.
26. *Domine F., Taillandier A.-S., Simpson W.R.* A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. F02031. doi: 10.1029/2006JF000512.
27. *Бордонский Г.С.* Тепловое излучение ледяного покрова пресных водоемов. Новосибирск: Наука, 1990. 102 с.
28. *Кирбижекова И.И., Чимитдоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Татьков Г.И., Захаров А.И., Быков М.Е., Дмитриев А.В., Филатов А.В., Евтюшкин А.В.* Результаты исследований динамики ледового покрова озера Байкал методами спутниковой радиолокации ALOS PALSAR и GPS-навигации // Вестн. Бурятского науч. центра СО РАН. 2012. № 1 (5). С. 42–59.

14. *Smakhtin V.K.* Ice regime of Transbaikalia lakes in the present-day warming. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (2): 225–230. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-225-230. [In Russian].
15. *Stepanyuk I.A., Smirnov V.N. Metody izmereniy kharakteristik dinamiki ledyanogo pokrova.* Methods of measuring the characteristics of ice cover dynamics. Moscow: Integration, 2001:136 p. [In Russian].
16. *Alekseev A.E., Vdovenko V.S., Gorshkov B.G., Potapov V.T., Simikin D.E.* A coherent dual-frequency phase-sensitive reflectometer with amplitude modulation of probing pulses. Journ. of Communications Technology and Electronics. 2016, 61 (4): 439–442. doi: 10.1134/S1064226916040033.
17. *Masoudi A., Belal M., Newson T.P.* A distributed optical fibre dynamic strain sensor based on phase-OTDR. Measurement Science and Technology. 2013, 24 (8): 085204. doi: 10.1088/0957-0233/24/8/085204.
18. *Bordonsky G.S., Ryabova L.D.* The RF Differential Strain Gauge. *Uchenye zapiski Zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta*. Scientific notes of the Trans-Baikal State University. 2015, 3 (62): 26–29. [In Russian].
19. *Klimat Chity.* Climate of Chita / Eds. C.A. Schwer, I.A. Zil'bershteyn. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 246 p. [In Russian].
20. *Butkovich T.R.* Thermal expansion of ice. Journ. of Applied Physics. 1959, 30 (3): 350–353. doi: 10.1063/1.1735166.
21. *Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Chernykh E.N., Bornyakov S.A., Granin N.G.* Deformation and seismic effects in the ice cover of Lake Baikal. Russian Geology and Geophysics. 2009. 50 (3): 214–221. doi: 10.1016/j.rgg.2008.08.005.
22. *Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D.* Electromagnetic loss of fresh ice in microwave range at a temperature of 0 °C. Journ. of Communications Technology and Electronics. 2014, 59 (6): 536–540. doi: 10.1134/S1064226914060060.
23. *Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D.* Ice clarification in the microwave range near the yield point. Technical Physics Letters. 2009, 35 (11): 1047–1050. doi: 10.1134/S1063785009110224.
24. *Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S.* Comparison of Arctic Sea Ice concentrations from the NASA team, ASI, and VASIA2 algorithms with summer and winter ship data. Remote Sensing. 2019, 11 (21): 2481. doi: 10.3390/rs11212481.
25. *Klepikov I.N., Sharkov E.A.* Theoretic investigations of extremely inhomogeneous nonisothermic media emission. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. Soviet Journal of Remote Sensing. 1992, 6: 3–15. [In Russian].
26. *Domine F., Taillandier A.-S., Simpson W.R.* A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. Journ. of Geophys. Research. 2007, 112: F02031. doi: 10.1029/2006JF000512.
27. *Bordonskiy G.S. Teplovoye izluchenie ledyanogo pokrova presnykh vodoemov*. Thermal radiation of the ice cover of fresh water bodies. Novosibirsk: Science, 1990: 102 p. [In Russian].
28. *Kirbizhekova I.I., Chimitdorzhiev T.V., Tubanov T.A., Tat'kov G.I., Zakharov A.I., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Filatov A.V., Evtyushkin A.V.* The results of lake Baikal ice cover dynamics research by methods of ALOS PALSAR satellite radar-location and GPS-navigation. *Vestnik buryatskogo nauchnogo tsentra sibirskogo otdeleniya rossiiskoy akademii nauk*. Bulletin of the Buryat scientific center of the Siberian branch of the Russian academy of sciences. 2012, 1 (5): 42–59. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.324.63 doi: 10.31857/S2076673420030052

Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data

L.G. Tielidze[1-3], O.N. Solomina[4,5], V. Jomelli[6,7], E.A. Dolgova[4], I.S. Bushueva[4], V.N. Mikhalenko[4], R. Brauche[6], ASTER Team[6,8]

[1]Vakhushti Bagrationi Institute of Geography, Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia; [2]Antarctic Research Centre, Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand; [3]School of Geography, Environment and Earth Sciences, Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand; [4]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [5]Higher School of Economic, Moscow, Russia; [6]CNRS, UMR 34 Aix-Marseille University, CNRS-IRD-Coll, France; [7]CNRS, LGP, Sorbonne University, Paris, France; [8]A comprehensive list of consortium members is given at the end of the paper
*tielidzelevan@gmail.com

Изменения ледника Чалаати (Грузинский Кавказ) с малого ледникового периода по данным космогенных изотопов (^{10}Be) и дендрохронологии

© 2020 г. Л.Г. Тиелидзе[1-3*], О.Н. Соломина[4,5], В. Джомелли[6,7], Е.А. Долгова[4], И.С. Бушуева[4], В.Н. Михаленко[4], Р. Брошэ[6], Команда АСТЕР[6,8]

[1]Институт географии им. Вахушти Багратиони, Тбилисский государственный университет им. Иване Джавахишвили, Тбилиси, Грузия; [2]Антарктический исследовательский центр, Университет Виктории, Веллингтон, Новая Зеландия; [3]Школа географии окружающей среды и наук о Земле, Университет Виктории, Веллингтон, Новая Зеландия; [4]Институт географии РАН, Москва, Россия; [5]Высшая школа экономики, Москва, Россия; [6]CNRS, UMR 34 Экс-Марсельский университет – CNRS-IRD-Coll, Франция; [7]CNRS, LGP, Университет Сорбонны, Париж, Франция; [8]Полный список членов консорциума приведён в конце статьи
*tielidzelevan@gmail.com

Received January 21, 2020 / Revised March 9, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Cosmic Ray Exposure dating, dendrochronology, glacier variation, Greater Caucasus, Little Ice Age.***

Summary

Glacier variations over the past centuries are still poorly documented on the southern slope of the Greater Caucasus. In this paper, the change of Chalaati Glacier in the Georgian Caucasus from its maximum extent during the Little Ice Age has been studied. For the first time in the history of glaciological studies of the Georgian Caucasus, ^{10}Be in situ Cosmic Ray Exposure (CRE) dating was applied. The age of moraines was determined by tree-ring analysis. Lichenometry was also used as a supplementary tool to determine the relative ages of glacial landforms. In addition, the large-scale topographical maps (1887, 1960) were used along with the satellite imagery – Corona, Landsat 5 TM, and Sentinel 2B. Repeated photographs were used to identify the glacier extent in the late XIX and early XX centuries. ^{10}Be CRE ages from the oldest lateral moraine of the Chalaati Glacier suggest that the onset of the Little Ice Age occurred ~0.73±0.04 kyr ago (CE ~1250–1330), while the dendrochronology and lichenometry measurements show that the Chalaati Glacier reached its secondary maximum extent again about CE ~1810. From that time through 2018 the glacier area decreased from 14.9±1.5 km^2 to 9.9±0.5 km^2 (33.8±7.4% or ~0.16% yr^{-1}), while its length retreated by ~2280 m. The retreat rate was uneven: it peaked between 1940 and 1971 (~22.9 m yr^{-1}), while the rate was slowest in 1910–1930 (~4.0 m yr^{-1}). The terminus elevation rose from ~1620 m to ~1980 m above sea level in ~1810–2018.

Citation: Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhalenko V.N., Braucher R., ASTER Team. Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 453–470. doi: 10.31857/S2076673420030052.

Поступила 21 января 2020 г. / После доработки 9 марта 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***Большой Кавказ, дендрохронология, колебания ледников, космогенные датировки, малый ледниковый период.***

Для реконструкции колебаний ледника Чалаати в Грузии использовались космические снимки, старые карты, повторные фотографии, дендрохронология, лихенометрия и анализ космогенных изотопов. Максимальное наступание ледника в начале малого ледникового периода произошло в ~1250–1330 гг., второй максимум, когда ледник достиг почти такой же длины, датируется примерно 1810 г. С этого времени до 2018 г. площадь ледника уменьшилась с 14,9±1,5 до 9,9±0,5 км^2 (33,8±7,4%, или ~0,16% год$^{-1}$), а его длина сократилась на ~2280 м.

1. Introduction

Francois E. Matthes [1] was the first scientist to use the term Little Ice Age, which is globally known as one of the coldest periods of the last millennia. The Little Ice Age is a documented cooling event that began around the XIII or XIV century and peaked between the mid-XVI and mid-XIX centuries [2]. The spatial extent of this cold condition was mostly observed in the Northern Hemisphere, although the cooling phase was also noted in other regions with different intensities and time periods. Recent studies revealed strong spatio-temporal variations in this cooling with synchronous or asynchronous cool decades between regions suggesting a complex pattern of change [3]. Quantifying glacier change during the Little Ice Age is important when attempting to understand regional climatic changes and can also help to improve the understanding of any predictions of future glacial changes. Glacier variations themselves can be also used for the modelling studies [4].

Detailed records of variations spanning the past few centuries for glaciers on the northern slope of Greater Caucasus in the past few centuries were recently published [5–8]. These records were based on the analyses of satellite imagery and maps, old historical materials, lichenometry, tree-rings and ^{14}C dating. While some records of past glacier variations [9] are available for the glaciers located on the southern slope of Greater Caucasus [10–12], the status of Georgian glaciers during the Little Ice Age period is so far more poorly documented [13] compared to their northern counterparts. For this purpose, Chalaati Glacier was selected on the southern slope of the Greater Caucasus in order to assess its variations since the Little Ice Age. We use the same approach as for the northern slope such as combining the information from the old maps and figures, aerial images, historical data, lichenometry and dendrochronology [7] along with ^{10}Be in situ CRE dating.

We selected the Chalaati Glacier (43°07' N, 42°42' E) for several reasons: 1) Chalaati is an example of a well-documented glacier with a wealth of different historical sources (e.g. maps, photographs, anecdotal evidences) [13] that allow reconstruction of glacier length variations over the most recent centuries; 2) it is a typical valley glacier of relatively simple shape. This type of glacier is also climate sensitive and often used for climate modelling; 3) Chalaati is one of the most frequently visited glaciers in Georgia due its close location to the road, gentle valley inclination and low position of the terminus. Today this valley is used for the construction of the hydropower. Water and debris from Chalaati Glacier will be filling this reservoir, the rate of which is highly depends on the future state of Glacier, making this study especially relevant; 4) in addition, Chalaati valley is the best location on the southern slope of the Greater Caucasus where the well-preserved Little Ice Age moraines are covered by old conifer forest and, which are useful for dendrochronological purposes. The goal of our paper is to: 1) reconstruct the spatial variations of Chalaati Glacier; 2) assess the age of glacier deposits of the most recent centuries; 3) estimate the length and area changes; and 4) compare the variations of this glacier in the Little Ice Age with those of similar type and size from northern side of the Greater Caucasus and other mountain regions (e.g. European Alps). This will increase the knowledge of the more recent portion of the Holocene glaciation from the Greater Caucasus.

2. Study area

The Greater Caucasus is one of the world's highest mountain systems, containing over 2000 glaciers with a total area of about 1200 km^2. The Georgian side of the Greater Caucasus contains about 700 glaciers with a total area of about 370 km^2 [11]. These glaciers play a significant role in the ecology and economy of Georgia. They provide a freshwater source that feeds rivers in the mountainous area. This water is essential to river ecology, particularly during the summer months when rivers have lower flows. Georgian glaciers also have economic importance as a major tourist attraction with thousands of visitors each year. Local economies and livelihoods are connected to glacial input in these ways. Glacier meltwater also supplies several hydroelectric power stations. Understanding how glaciers in this region are changing is therefore important for these local considerations [10–13].

Chalaati is a compound-valley glacier and consists of two flows, which are fed from the slopes of over 4000 meter-high peaks: Ushba, Chatini, Kavkasi, and Bzhedukhi. Among the glaciers on the southern slope of the Greater Caucasus, this glacier has the lowest terminus (1980 m a.s.l. in 2018) and intrudes

into the forest zone. Three icefalls on the glacier indicate a ledge under the glacier. The height of the largest icefall is ~300 m and its width is ~700 m. The two lower icefalls are relatively small. In the vicinity of the icefalls, the glacier tongue is rugged by the various fractures (serracs) going in different directions. The edges of the glacier tongue are covered with debris of a variable thickness. It is likely that these two flows will split in the near future. The middle part of the glacier tongue is strongly inclined and cracked.

The lateral moraines of Chalaati Glacier are well preserved. At their distal sides they are covered by forest, their proximal sides are bare and steep. The bottom of the valley stabilized in the XX century, and is now covered by young birch forest. Below ~1750 m a.s.l. there are older moraine walls in conifer forest.

3. Previous studies

A number of scholars visited and described Chalaati Glacier and documented the position of its front in the XIX and XX centuries [14–20]. Freshfield [14] was one of the first scientists to visit the glacier in 1868, provided the following description: *«Chalaati Glacier drains a double basin on either flank of Chatini. Owing to the steepness of the general inclination of its bed, it attains to a lower point in the valley than the larger stream of the Lekhziri. It reaches, indeed, a lower point than any other ice-stream on either side of the Caucasus. Not many years ago the two glaciers met at their extremity, now the Lekhziri terminates at 5600 feet* (1706 m a.s.l.)*, and the Chalaati at 5200 feet* (1585 m a.s.l.). *The descent from the Chatini Pass lies over the northern névé of the Chalaati Glacier*».

Déchy [15] also described Chalaati Glacier a few years later: «*Due to the steepness of its bed, the Chalaati Glacier terminates lower into the valley than a larger stream of the Lekhziri Glacier. In fact, at 1628 m, it reaches the lowest point of all the glaciers of the Greater Caucasus on both sides, while the Lekhziri Glacier terminates in 1734 m. Not many years back, the tongues of the two glaciers must have touched each other. The rocks of the moraines, which the Chalaati Glacier brings down from its surroundings, are gneiss granites, syenite, with fine grains consisting of feldspar and amphibolite, and pegmatites with quartz inclusions*».

Unfortunately, the measurements provided by scholars in XIX and early XX centuries are sometimes too obscure to be used to accurately identify the position of the front. For example, according to Freshfield [14] Chalaati Glacier terminated at 5200 feet (1585 m a.s.l.), and according the Déchy (1905), at 1628 m a.s.l. respectively, i.e. below the confluence to the Lekhziri River, ouside the Chaalaati valley. This contradict to the image of Chalaati Glacier at the map of 1887 and other evidences (see discussion below). This very detailed map, at a scale of 1:84 000, was used later by Podozerskiy [21] in his catalog of the Caucasus glaciers but unfortunately, he did not provide any indication of Chalaati frontal position. Detailed analysis of this map shows some defects in the shape of the glacier (see Chapters 4.4 and 5.4).

Rutkovskaya [16] studied the dynamics, ice thickness and velocity of the Chalaati Glacier during the 2nd International Polar Year (Fig. 1). She found that the glacier terminated at 1738 m a.s.l. and its total area was 11.3 km^2 in 1933. In the central part of the glacier tongue, the ice thickness was about 50 m and the daily ice velocity was 15.3 cm during the 30 days period in August 1933. According to Tsereteli, [17] Chalaati Glacier retreated over 1000 m from the 1890s through the 1960s [17], and in 1959 terminated at 1850 m a.s.l. and the snowline was located at 3050 m a.s.l. [18]. The mass balance observations at Chalaati Glacier measured in summer 1959 at 1980 m a.s.l. found an ablation rate of ~0.7 cm/PDD (positive degree days) in July. Between July 31 and September 1 in 1961, daily ice velocity at Chalaati Glacier was 18.2 cm [19].

R. Gobejishvili [20] was leading glacial-geomorphological studies between 1968 and 1995. The Chalaati Glacier terminus was surveyed by the photo-theodolite method, and large-scale map (1:2 000) was created. According to his data the glacier terminated at 1880 m a.s.l. in 1980. Later these studies have continued by Tielidze [13]. The ablation rate was measured as ~0.6 cm/PDD (positive degree days) in July and ~0.4 cm/PDD in August 2011 at 2040 m a.s.l. Glacier terminated at 1950 m a.s.l. in 2011 (Table 1).

4. Data and methods

4.1. ***In situ ^{10}Be cosmic ray exposure dating.*** Three samples were collected with a hammer and chisel in September 2018 from the horizontal to sub-horizontal uppermost surfaces of large boulders (> 60 cm

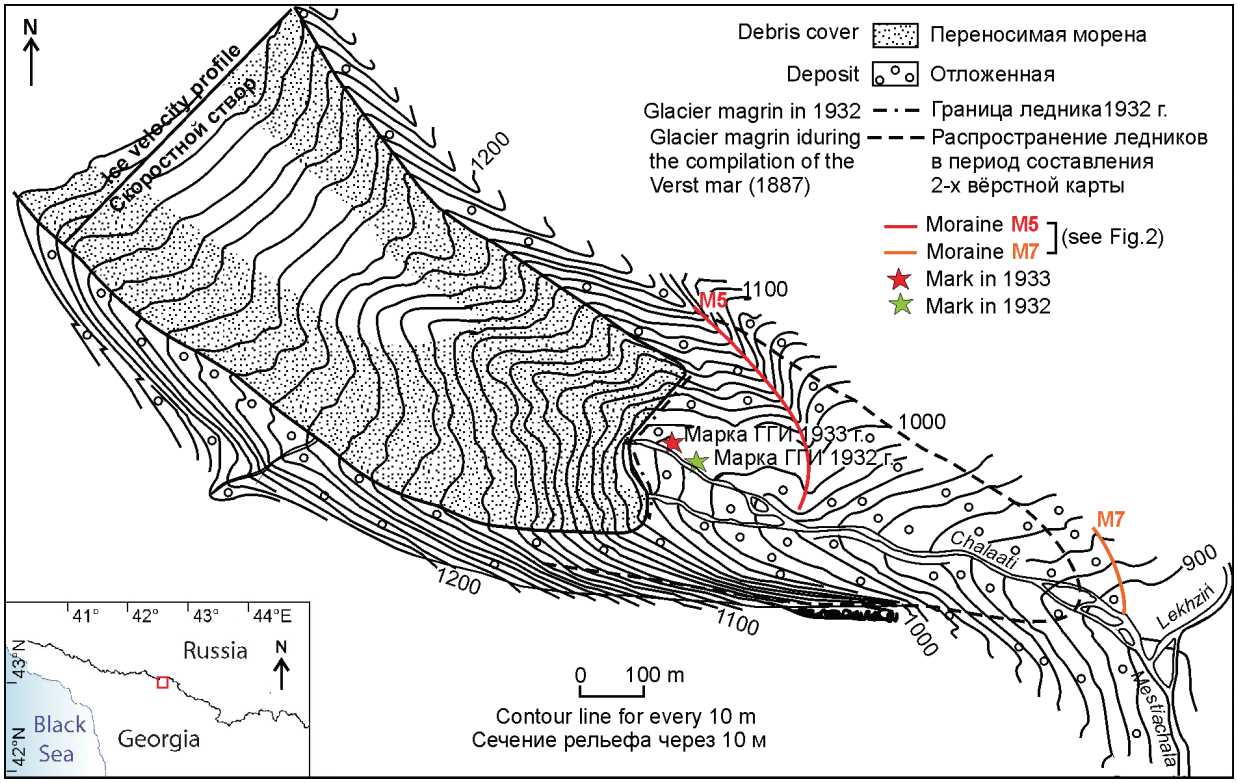


Fig. 1. Chalatai Glacier terminus position in 1933 [16] (modified by authors)
Рис. 1. Конец ледника Чалаати в 1933 г. [16] (с изменениями авторов статьи)

Table 1. **Front position of Chalaati Glacier according to various sources**
Таблица 1. **Положение конца ледника Чалаати по разным данным**

Years	Elevation, m a.s.l.	Reference
1868	1585	Freshfield, 1896
1905	1628	Déchy, 1905
1911	Unknown	Podozerskiy, 1911
1933	1738	Rutkovskaya, 1936
1959	1850	Tsereteli et al., 1962
1980	1880	Gobejishvili, 1995
2011	1950	Tielidze, 2017

high) located on the most external moraine on the left slope of the valley. The boulders were stable and without evidence of loss due to denudation processes. Sample locations and elevations were recorded using a handheld GPS, and topographic shielding was measured using a clinometer and a compass. The samples were processed at CALM lab (Cosmonucléides Au Laboratoire de Meudon – France) for in situ CRE dating. In situ-produced ^{10}Be was measured in the quartz mineral fraction separated from the rock samples. Samples were crushed and sieved (250–750 μm); magnetic components were eliminated using a Frantz magnetic separator. Quartz was extracted by dissolution of undesirable minerals in HF/HNO_3 acid mixture and atmospheric ^{10}Be removed through sequential dissolution (~10% in mass) in diluted HF. The obtained pure quartz was spiked with a commercial standard solution from the Scharlau Company (1000 mg l^{-1} of BeO) and then digested in 48% hydrofluoric acid. Beryllium was extracted using anion and cation columns and alkaline precipitation. The obtained beryllium hydroxides were dried, and finally oxidized for one hour at 800 °C. The final BeO oxides were combined with niobium powder for AMS measurements at the French 5 MV AMS national facility ASTER (Aix-en-Provence) [22]. Measurements were calibrated against the in-house standard STD-11 with an assigned ^{10}Be/^{9}Be ratio of $1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$ [23] using a ^{10}Be half-life of $1.387 \pm 0.0012 \times 10^{6}$ years [24]. We calculated ^{10}Be ages using the CREP online calculator [25] and using the Arctic production rate [26] and the Lal/Stone time corrected scaling scheme [27, 28]. We did not make corrections for snow cover and denudation of the boulder surface.

Table 2. **List of the maps and satellite images scenes used in this study**
Таблица 2. **Список карт и снимков со спутников, использованных в настоящем исследовании**

Date	Resolution, m	Type of imagery/map	Scene ID
1887	12	1:84 000 topographic map	X_13_4
1960	5	1:50 000 topographic map	k_38_26_v
20.09.1971	2	Corona	DS1115-2154DF070_d
06.08.1986	30	Landsat 5 TM	LT51710301986218XXX02
12.08.2000	30		LT51710302000225AAA02
22.09.2018	10	Sentinel 2B	L1C_T37TGH_A008069_20180922T080212
17.11.2011	30	ASTER GDEM	ASTGTM2_N42E041

4.2. ***Dendrochronology.*** For moraine dating the standard procedures of measuring, cross-dating and indexation routinely used in tree-ring analysis [29] were applied. We cored the trees at the moraines and glacier forefields either at the breast height (1.5 m) or at the lowest possible level near the soil surface. In the first case, in order to assess the real age of the tree, the number of rings in the core was corrected by the addition of 15 years and samples cored near the surface this correction was 5 years. When the pith in the core was missing we used CooRecorder software which has a tool to measure «distance to pith». The number of missing rings was assessed using curvature of the last five rings. The trees growing on the moraines provide minimum age of the surface stabilization. Overall, we collected twelve tree ring samples within the two days (27–28 September 2018). Three long living species (Scots pine (*Pinus sylvestris L.*), Nordmann fir (Abies nordmanniana (*Steven*) Spach.), spruce (*Picea orientalis*) are growing at the Little Ice Age moraines of the Greater Caucacus glaciers and they can potentially provide ages of the surfaces up to five hundred years old. The eccesis (time lag for colonization) for pine used for the dating at the northern slope of the Greater Caucasus is 10–20 years as estimated from the analyses of the aerial photos and direct survey (e.g. [30]). The colonization by fir and spruce takes a few years longer. Thus, a minimum of 20 years should be added to the tree ring date to assess the minimum age of the surface (moraine) stabilization.

In Chalaati valley we used the oldest conifer trees growing on the moraines or between the ridges. In a few cases when the sampling (coring) was impossible due to the weak rotten wood we roughly counted the number of annual rings that would give us a rough estimate of the minimum age of the surface.

4.3. ***Lichenometry.*** Like at most other glaciers in the Greater Caucasus, the earliest map of Chalaati Glacier dates back to the late 19th century. The moraine deposits outside this contour clearly show that a set of advances occurred before the Chalaati Glacier reached this position. The lichenometry can be used to roughly assess the age of these deposits [31]. Although this dating tool was recently criticized by Osborn et al. [32], lichenometry is still in use in geomorphic studies as an express method of a relative dating of landforms (for further discussion see [7]).

Here we used this method only for the relative dating and an approximate assessment of the age of moraines [33]. We measured the maximum diameters of Rhizocarpon geographicum senso lato lichens at the surfaces, when there were enough large boulders at these surfaces and considered the largest (oldest) specimen as an indicator of the age of moraines. This method was criticized by Naveau et al. [34] and Jomelli et al. [33] as statistically incorrect and the GEV approach was suggested instead as a more statistically robust. Unfortunately we do not have original data from the growth curve constructed by Serebryanny et al. [9] for the southern slope of Greater Caucasus where single maximum diameters of lichens for five moraines from 14–15 years old up to 3360±90 years BP (TA-1233) in Khalde valley have been used for this purpose (see Discussion for further details). For this reason, we use the model suggested by Beschel [31] to obtain a rough age estimate.

4.4 ***Maps and Satellite Imagery.*** Old topographic map (1:84 000) from the second Caucasus topographic survey (1887) was used to evaluate the Chalaati Glacier outline (Table 2) along with the replaced and co-registered topographic map (1:50 000 scale) from the 1960s [11]. The projection of the 1887 map is different from the modern UTM system, as it was created by plane table survey using the old Russian unit of length such as the Verst (1 Verst = 1.07 km). In addition, the relief of this map is distorted (in-

cluding the glacier shapes) compared to the map from the 1960s and satellite imagery (see 5.4. chapter for more details).

Corona image, dating from 1971, was obtained from Earthexplorer website (http://earthexplorer.usgs.gov/). We co-registered the 1887 map and Corona image using the 12 August 2000 Landsat 5 TM (Thematic Mapper) image as a master [10]. Offsets between the images and the Corona/archival map were within one pixel (30 m) based on an analysis of common features identifiable in each dataset. We reprojected Corona image and 1887 map to Universal Transverse Mercator (UTM), zones 38-north on the WGS84 ellipsoid, to facilitate comparison with modern image datasets (ArcGIS 10.2.1). Together with Landsat imagery, these older topographic maps and Corona image enabled us to identify century-long glacier change.

Two Landsat 5 TM georeferenced images dated 6 August 1986 and 12 August 2000, were supplied by the US Geological Survey's Earth Resources Observation and Science (EROS) Center and downloaded using the EarthExplorer tool (http://earthexplorer.usgs.gov/). We used a color-composite scene for both images – bands 5 (short-wave infrared), 4 (near infrared), and 3 (red).

High-resolution satellite instruments such as Sentinel 2B, with 20 m horizontal resolution available since March 2017, help in recognizing glacier margins. Cloud free image from 22 September 2018 was downloaded using the REMOTE PIXEL tool (http://remotepixel.ca). For Sentinel image, we used pan-sharpened tools in ArcGIS 10.2.1 software to enhance pixel size (20 m) to 10 m. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model (GDEM, 30 m) version 2 (http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp) was used to assess the Chalaati Valley longitudinal profile. Other datasets used in this study include the GPS measurements (terminus position) from a 2018 field survey.

4.5. ***Glacier mapping and uncertainty assessment.*** The Little Ice Age glacial extent was digitized manually, proceeding from the 1986 glacial extent, based on clear visible morphological evidence, e.g. terminal and lateral moraine systems. To avoid an overestimation of the Little Ice Age extent, larger rock outcrops (as included in the scenes from 1986) were preserved. Due to its higher resolution compared to Landsat 5 (30 m), data from Sentinel-2 (10 m) were also used for the mapping. We also crosschecked our mapped glacial extents with high-resolution data from DigitalGlobe and Google Earth images. Glacier areas were also measured from the maps and all satellite imagery by manual digitization. The time series of maps and satellite imagery resulted in glacier area values for each corresponding date since the 1880s (1887). The glacier boundary in the accumulation area for earlier glaciers than 1880s was taken from the 1986 ice divide and was kept constant over time. Based on the outlines of the different survey years, corresponding areas and area changes were calculated.

The length of glaciers was determined according to Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) recommendations (www.glims.com). The longest glacier's flow was determined manually as perpendicular to the altitude contours. Front variation measurements were conducted by using the glacier outlines for each date, along the ice front – perpendicular to the flow. We have determined glacier area uncertainty with a buffer method similar to Granshaw and Fountain [35], and adopted by Tielidze [10], Tielidze and Wheate [11]. This generated an uncertainty of the mapped glacier area of ±5.6% for 1960, ±6.3% for 1971 and 1986, and ±6.7% for 2000 (buffer size ±30 m), while the uncertainty was ±5.1% for 2018 (buffer size ±20 m).

Due to the different projection and distorted glacier shape, the map from 1887 was co-registered and digitized a second time by a different operator similar to Tielidze [10] in order to accurately access the uncertainty of the old glacier from 1887. To determine the precision of the digitizing, we used the Normalised Standard Deviation (NSD – based on delineations by multiple digitalization divided by the mean glacier area for all outlines). The difference between these two manually mapped outlines was ±10.3%. For glacier outlines earlier than 1880s and outlines for 1910–1940s we used a buffer size of ±60 m that generated an average area uncertainty of ±9.7% for 1810, ±10.2% for 1840, ±10.2% for 1910, ±10.4% for 1930 and 1940.

5. Results and Discussion

5.1. ***^{10}Be CRE ages.*** We collected all samples at the left side of the Chalaati valley while the right side was not accessible with no bridge over the river. We report individual in situ ^{10}Be CRE ages with their as-

Table 3. **Sample details. Cosmogenic nuclide concentrations and calculated cosmic ray exposure ages from the valleys. $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were corrected for a process blank value of 9.11 × 10^{-15} ($^{10}Be/^{9}Be$ uncertainty: 8%) (samples Geo 1,3) and 5.31 × 10^{-15} ($^{10}Be/^{9}Be$ uncertainty: 15%) (sample Geo 2)**

Таблица 3. **Сведения об образцах. Концентрация космогенных нуклидов и рассчитанное время воздействия космических лучей. Соотношения $^{10}Be/^{9}Be$ были скорректированы для начальных точек процесса: 9,11 × 10^{-15} (ошибка определения соотношения $^{10}Be/^{9}Be$ – 8%) (образцы Geo 1 и Geo 3) и 5,31 × 10^{-15} (ошибка определения соотношения $^{10}Be/^{9}Be$ – 15%) (образец Geo 2)**

Sample ID	Latitude N	Longitude W	Elevation, m a.s.l.	^{10}Be conc, at g^{-1}	^{10}Be uncert, at, g^{-1}	Shielding factor	Density, g cm^{-3}	Thickness, cm	Erosion rate, mm yr^{-1}	Age, kyr	1σ, kyr	1σ without PR error
Geo 1	43.114097	42.737215	1843	10848	1657	0.9801	2.75	3	0	0.67	0.1	0.1
Geo 2	43.113806	42.738317	1820	59942	9913	0.9612	2.75	3	0	4.2	0.65	0.65
Geo 3	43.113630	42.738794	1812	12429	1284	0.9801	2.75	3	0	0.79	0.08	0.08

sociated uncertainties that include the standard deviations of both analytical (reported Table 3) and production rate uncertainties.

The three rock samples (Geo1-3) were collected on the external moraine ridge M8 to document the maximum extent of Chalaati Glacier during the last millennia in this upper part of the valley (Fig. 2). These samples show ages that range from 0.67±0.1 kyr to 4.2±0.65 kyr. Geo 2 dated at 4.2 kyr was rejected and considered as an outlier (possibly due to inheritance) compared to the other samples and rejected from the analysis. Geo 1 and 3 yield a mean ^{10}Be age of 0.73±0.04 kyr and suggest a formation of moraine M8 at the onset of the Little Ice Age. Because of the very limited number of samples it is still difficult to assess the age of this moraine. Here

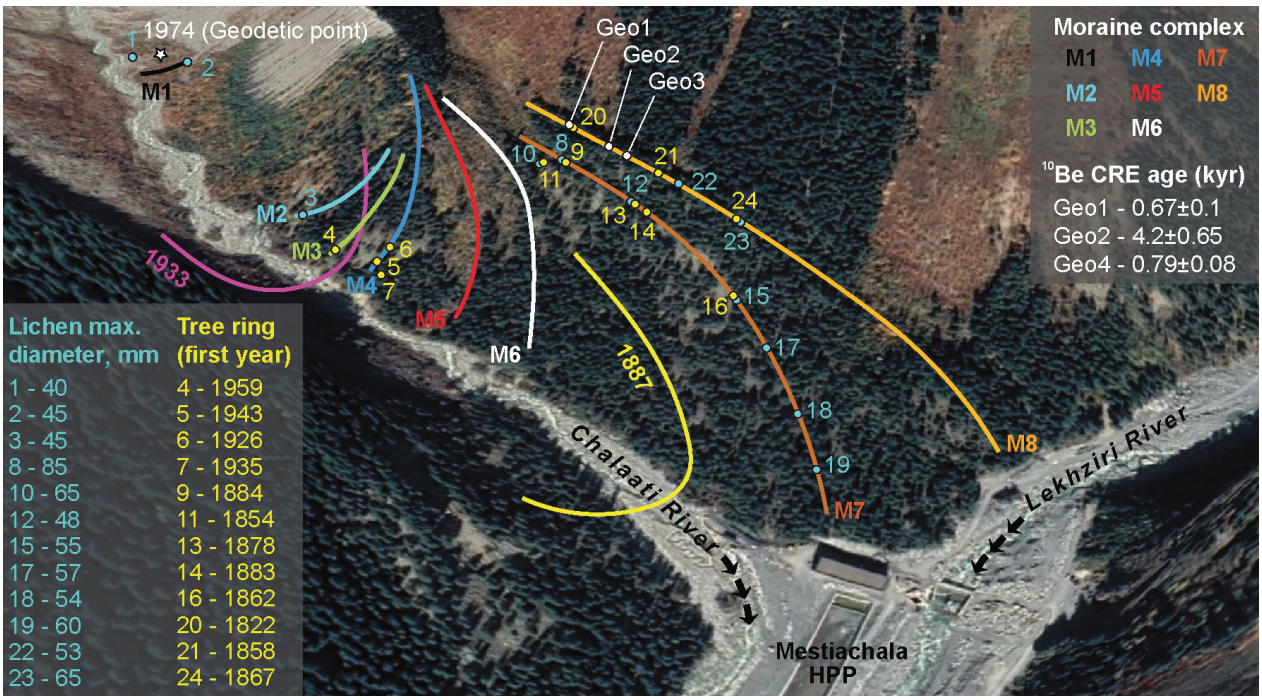


Fig. 2. Moraine ridges located on the left slope of the Chalaati valley; Locations of lichen measurements (diameter in mm) and dendrochronological sampling along with the in situ ^{10}Be CRE ages (kyr). Sizes of lichens and ages of trees by dendrochronology are given in Table 4. Google Earth image (21.10.2019) is used background

Рис. 2. Моренные гряды, расположенные на левом борту долины Чалаати; местоположения измеренных лишайников (диаметр в мм) и дендрохронологических образцов, а также возраст обломков по космогенным нуклидам ^{10}Be (тыс. лет). Размеры лишайников и возраст деревьев приведены в табл. 4. Изображение Google Earth (21.10.2019 г.) использовано в качестве фона

Table 4. **Minimum moraine age of the Chalaati Glacier based on dendrochronological measurement and maximum lichen diameters at the moraines**
Таблица 4. **Минимальный возраст морен ледника Чалаати по дендрохронологическим данным и размер максимальных лишайников на моренах**

Moraine	Name (Number) on the map (see Fig. 2)	Latitude N	Longitude E	Elevation, m a.s.l.	Lichens (maximum diameter, mm)	Dendrochronological measurement			
						the year of the first measured ring	last ring, year	presence of the core	correction (year) for the missing pith
M1	1	43.11533	42.72925	1829	40, 40, 40, 35, 30	–			
	2	43.11516	42.87320	1822	45, 45, 40, 40, 39, 39, 36, 35, 34, 33, 32, 32, 31, 31				
M2	3	43.11230	42.73430	1760	45, 40, 38, 35, 35				
M3	4	43.11213	42.77353	1783	–	1965	2018	+	6
M4	5	43.11209	42.73576	1752		1944	2018	+	1
	6	43.11209	42.73576	1752		1928	2018	+	2
	7	43.11176	42.73611	1739		1939	2018	+	4
M7	8-9	43.11355	42.73796	1812	85	1885	2018	+	1
	10-11	43.11357	42.73771	1820	65, 60, 55 50, 47	1857	2018	+	3
	12-13	43.11336	42.73876	1820	48	1879	2018	+	1
	14	43.11338	42.73906	1792	–	1887	2018	+	4
	15-16	43.11247	42.74066	1737	55, 52, 50, 50, 49, 45, 42, 40, 40, 40, 39, 36, 35, 32, 32, 31, 22	1865	2018	+	3
	17	43.11180	42.74117	1717	57, 52, 51, 50, 50, 42	–			
	18	43.11112	42.74171	1700	54, 52, 51, 50, 50, 47, 46, 46, 45, 45, 45, 43, 42, 41, 41, 40, 34, 35, 32				
	19	43.11012	42.74222	1670	60, 48, 45				
M8	20	43.06830	42.44266	1838	–	1825	2018	+	3
	21	43.11346	42.73917	1800		1859	2018	+	1
	22	43.11332	42.73957	1790	53, 52, 50	–			
	23-24	43.11316	42.74040	1698	65, 62, 62, 62, 60	1868	2018	+	1

the mean ^{10}Be age of 0.73±0.04 kyr has to be considered as a very preliminary estimate.

5.2. ***Dendrochronological measurements.*** Fig. 2 shows the locations of dendrochronological sampling sites and their position relative to moraine ridges. Minimum ages of moraines based on tree-ring data are presented in Table 4. The highest lateral moraines are clearly expressed in the Chalaati valley – unsodded in its proximal part and covered with forest - in the distal one. Their corresponding terminal moraine complex is more poorly preserved, but nevertheless it is discernible on both sides of the valley. At the Fig. 2 we mapped the moraine ridges from the M1 to M8 (from the youngest to the oldest) marking individual stages of the advances or stationary stages of the glacier.

1. Moraine M1 at an altitude of about 1820 m a.s.l. marks a location of the glacier position in 1960s (Instrumental measurement by Gobejishvili [20]).

2. The three moraine ridges – M2-M4 are located at an approximately 1730 m a.s.l., i.e. where the termination of the glacier was recorded in 1933 by Rutkovskaya [16] (see Fig. 1).

3. At an altitude of about 1710 m a.s.l., another, relatively older stage M5 is distinguished, which is also visible on the map of Rutkovskaya as a ridge going down to the river. Between the two moraine complexes M4 and M5, the distance is approximately 20 m vertically and 100 m horizontally.

4. The lower moraine ridge M6 is covered by forest and not very well shaped, especially in its lower part.

5. Two older lateral moraines in this complex M7 and M8 stretching parallel to the slope of the valley. They are partially destroyed by debris flows and avalanches coming from the left side of the valley. The slope processes keep renewing the surface of these moraines, erode them and damage the vegetation growing on their surface. These tracks are clearly marked at the

Google Earth image (see Fig. 2) by the lighter color of vegetation in the lower parts of these debris-flows.

So, the best undisturbed portion of moraines older than CE 1887 that we studied using bioindication approaches is located between the two debris flows at the left side of the valley. The map of 1887 shows that the space left unoccupied by the ice at that time was quite narrow. One moraine ridge descending to the Lekhziri River is marked on this map. In fact, there are at least two moraine ridges outside the glacier limits indicated on the 1887 map, which was not accurate enough to determine if it corresponds to M7 or M8.

The first tree-ring sample that we got from the moraine 3 that is located very close to the margins of the glacier marked at the map of Rutkovskaya for the year 1933 dates back to 1959. Taking into account the correction for the height of coring (approximately 5 years) and the time lag between the stabilization of the surface and its colonization by forest (10–15 years) the tree-ring minimum date of this surface is early 1930s, i.e. closely fit to the observations. At the foot of the M4 moraine ridge, at its distal side, two pines grow, which settled here in 1926 and in 1943. I.e. glacier terminated here in early 1900s and the moraine M4 (1750 m a.s.l.) was deposited slightly later, most likely in the 1910s (see Fig. 2, M4).

Unfortunately, the preservation of the moraine ridges in the lower part of the valley is poor. They are flattened and lost their clear outline, so it is very difficult to trace the contours of the glacier framed by them. It is likely that these surfaces are also constantly affected by slope processes and are partially eroded. We could not find old trees on the surface between moraine M6 and terminal moraines M7 and M8. However, fragments of moraines M7 and M8 that have survived the erosion, support that old trees are useful to estimate the minimum age of these generations. The oldest tree (live pine), settled on moraine M7 in CE 1854. Several other old trees grew on this moraine in CE 1862, 1878, 1883 and 1884. Thus, the minimum age of this moraine should be approximately 180 years, i.e. the moraine was formed in the CE ~1840. According to the dendrochronological data, moraine M8 is older, where the oldest tree (spruce) grew in CE 1822. Other pine dates are CE 1858 and 1867. However, as we learnt from the ^{10}Be date of this moraine this minimum age estimate is very far from the real one and tree rings in this case strongly underestimate the real age of the surface.

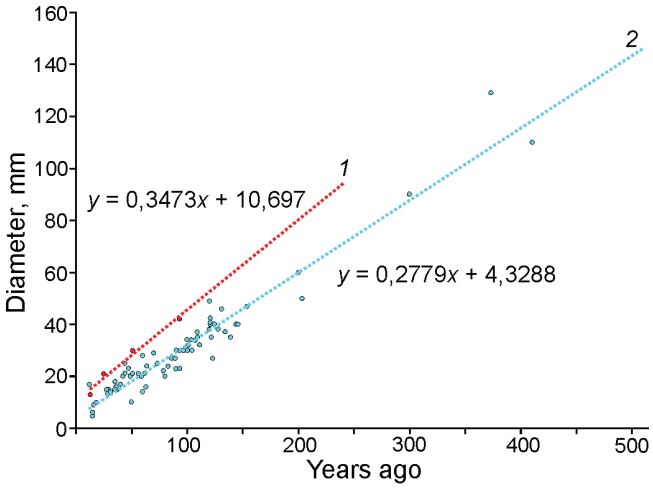


Fig. 3. Lichen growth curve developed:
1 – for the southern [9] (brown) and *2* – northern [7] (blue) slopes of Greater Caucasus

Рис. 3. Кривые роста лишайников:
1 – для южного [9] (коричневый) и *2* – северного [7] (синий) склонов Большого Кавказа

5.3. ***Lichenometric measurement.*** Although, for the reasons discussed above, we did not produce any systematic lichenometric studies in this valley, some data on the size of lichens seem to us worthy of discussion in this work. As it was described previously by Solomina et al. [7], currently there are serious reasons to discard all control points constraining the lichen's growth in Caucasus that are older than two to three hundred years old. In general, the rough estimate of the rate of Rhizocarpon geographicum growth in the past 100–150 years at the northern slope of the Greater Caucasus is around 0.25–0.30 mm per year. The past century period characterizes the stage of the fast growth of the lichens, however in the earlier time the growth rate of lichens should be slower [36], but there are no reliable control points to constrain the older part of the growth curve (Fig. 3). In Fig. 3 we indicated control points for the moraines of the northern slope of Greater Caucasus [7] and four points that Serebryanny et al. [9] identified for the southern slope of the Greater Caucasus. We discarded the oldest one for the moraine of Khalde Glacier (ca 3500 years old) that almost certainly supports the secondary generation of lichens and therefore is too old to be used for lichenometry. Moreover, it has been demonstrated that the mean of five largest lichens does not fit with the statistical extreme value theory and thus the mean value is not robust [33, 34]. Fig. 3 shows that the growth rates of the Rhizocarpon geographicum at the

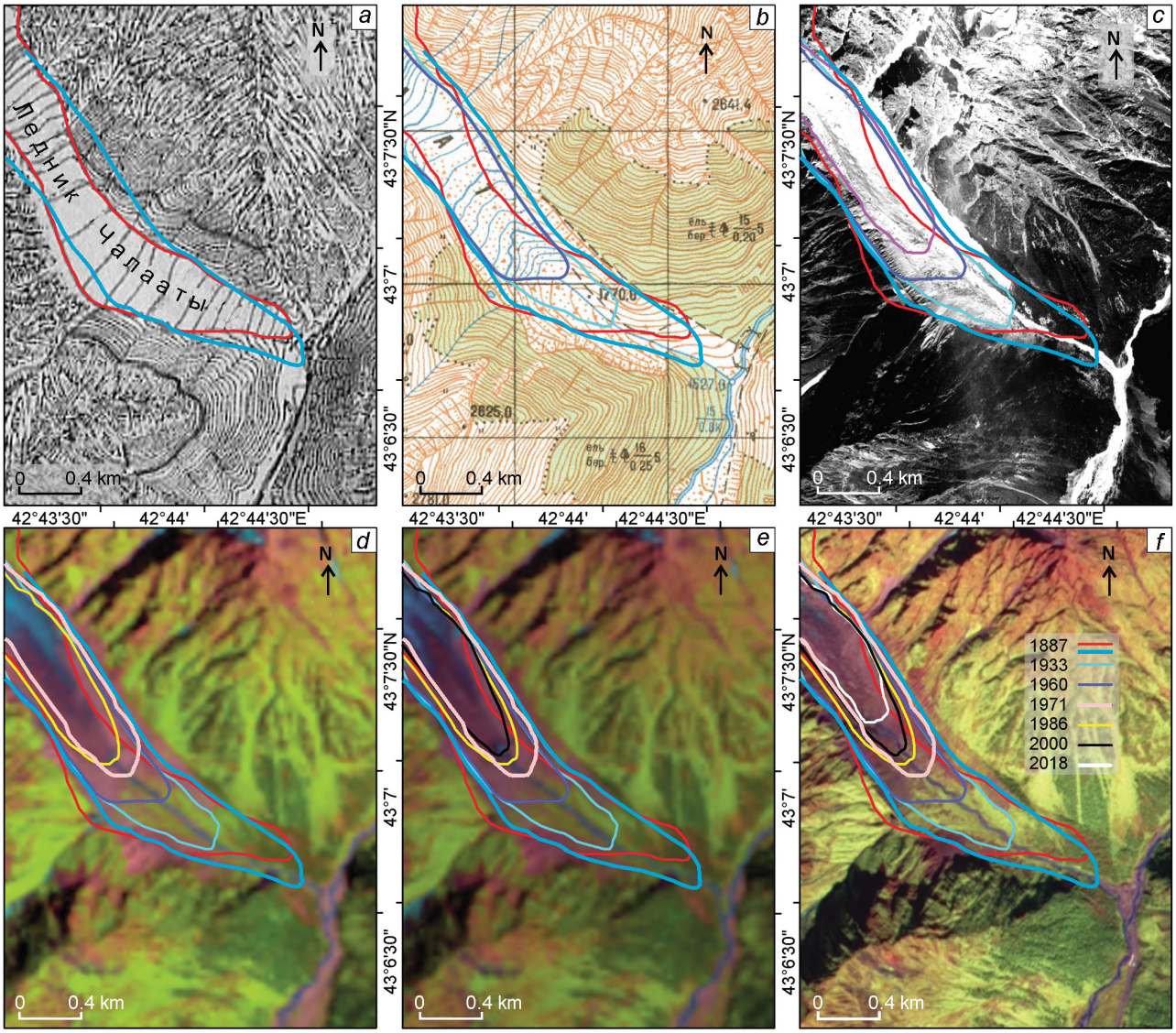


Fig. 4. Chalaati Glacier terminus change:
a – 1887 (1:84 000 scale topographic map); *b* – 1932 [16], 1960 (1:50 000 scale topographic map); *c* – 1971 (Corona, 20.09.1971); *d* – 1986 (Landsat 5 TM, 06.08.1986); *e* – 2000 (Landsat 5 TM, 12.08.2000); *f* – 2018 (Sentinel 2B, 22.09.2018)

Рис. 4. Изменения конца ледника Чалаати:
a – 1887 г. (топографическая карта масштаба 1:84 000); *b* – 1932 г. [16], 1960 г. (топографическая карта масштаба 1:50 000); *c* – 1971 г. (Corona,, 20.09.1971 г.); *d* – 1986 г. (Landsat 5 TM, 06.08.1986 г.); *e* – 2000 г. (Landsat 5 TM, 12.08.2000 г.); *f* – 2018 г. (Sentinel 2B, 22.09.2018 г.)

southern slope is similar, but slightly higher than at the northern one. This figure can be used for a rough estimate of the age of the moraines of the past one to two centuries that we are studying at Chalaati Glacier.

On the moraines M2 and M3, which were deposited about 90–100 years ago, judging by cartographic and dendrochronological data, the maximum size of lichens is 45 mm (see Fig. 2). According to Serebryanny et al. [9], the lichens as large as 45 mm on the Khalde Glacier moraines are also about 90 years old. Thus, the growth rate according to two independent studies is comparable. On the moraine M7, where it was possible to measure a sufficient number of lichens, their maximum sizes were up to 65 mm (see Fig. 2). According to the extrapolated linear growth curve for the southern slope, shown in Fig. 3, lichen reaches 65 mm in about 150 years. According to our dendrochronological data, the minimum age of this surface is 180 years. Serebryanny et al. [9] using the logarithmic curve claimed that the moraines supporting the lichens of 61–63 mm on

Fig. 5. Chalaati Glacier degradation between 1884 (*a* and *c*) (photos by V. Sella) and 2011 (*b* and *d*) (photos by L. Tielidze)
Рис. 5. Деградация ледника Чалаати между 1884 г. (*a* и *c*) (фото В. Селлы) и 2011 г. (*b* и *d*) (фото Л. Тиелидзе)

the southern slope dated back to the XVIII century interval of CE 1770–1780 years. Due to the lack of reliable data on the growth rate of lichens in this time range, no more accurate data have yet been obtained.

5.4. ***Old maps and repeated photos.*** The map of 1887 (Fig. 4, *a*) along with the moraine samples is the oldest records that we can use for the reconstruction of glacier fluctuations in XIX century. According to the map the glacier was terminating very close (about 200 m away) to the confluence of two rivers (Lekhziri and Chalaati). Its tongue occupied almost entirely the lower part of the valley covering most of moraines except for one lateral moraine ridge at the left side of the valley that can be seen at the map. Thus, most moraines located in the valley and covered by conifer forest by now were deposited later, after 1880s. The second attempt to co-register the 1887 map to the 1960 map (see Fig. 4, *b*) and satellite images (see Fig. 4, *c–f*) (see also chapter 4.4), showed that the shape of the glacier terminus of the XIX century (1887) does not fit into the valley. Moreover, is significantly higher than it is shown on the map of 1887, namely in the region of the younger lateral moraine. This is also clearly visible in Fig. 5, *b*, the treeless right side of the valley. Thus, we discuss

Table 5. **Chalaati Glacier area and terminus elevation since the ~1810 to the different years**
Таблица 5. **Площадь ледника Чалаати и высота его фронта с ~1810 г. за разные годы**

Year	Moraine	Area, km^2	Area uncertainty, %	Terminus, m a.s.l.
~1810	M8	14.9±1.5	±9.7	1620
~1840	M7	14.3±1.5	±10.2	1630
1887 (~1880s)	–	14.1±1.5	±10.3	1650±100
~1910	M4	13.8±1.4	±10.3	1720
~1930	M3	13.6±1.4	±10.4	1730
~1940	M2	13.6±1.4	±10.4	1740
~1960	M1	12.8±0.7	±5.6	1800
1971	–	12.3±0.8	±6.3	1860
1986		11.6±0.7	±6.3	1900
2000		11.0±0.7	±6.7	1920
2018		9.9±0.5	±5.1	1980

Table 6. **Chalaati Glacier area and length change since the ~1810 according to the time periods between the dated positions of glacier terminus (the average error terms for length change are ±15 m)**
Таблица 6. **Изменение площади и длины ледника Чалаати с ~1810 г. за периоды времени между датированными положениями его фронта (средние значения погрешности для изменения длины составляют ±15 м)**

Time periods	Area change, %	Area change, ~% yr^{-1}	Terminus change, m	Terminus change, m yr^{-1}
1810–1840	4.4±9.9	0.15	215	7.2
1840–1880	1.1±10.2	0.03	185	4.6
1880–1910	2.5±10.3	0.08	470	15.7
1910–1930	1.2±10.3	0.06	80	4.0
1930–1940	0.2±10.4	0.02	110	11.0
1940–1960	5.6±8.0	0.28	440	22.0
1960–1971	3.9±6.0	0.35	270	24.5
1971–1986	5.8±6.3	0.39	135	9.0
1986–2000	5.0±6.5	0.36	80	5.7
2000–2018	10.2±5.9	0.57	295	16.4
1810–2018	33.8±7.4	0.16	2280	11.0

whether to take as the basis the assumption that 1) the terminus of the glacier on the 1887 map is correctly reflected (200 m away from the two rivers confluence) but the shape of the glacier tongue is distorted, or, 2) the glacier terminus was not 200, but 500 m away from the two rivers confluence. We suppose that the topographers of the XIX century accurately mapped terminus of the glacier relative to the two rivers confluence (i.e. 200 m away), while the shape of the tongue of the glacier could be distorted.

Photographs of Vittorio Sella of 1884, taken at about the same time as the map of 1887, could shed light on this issue, but unfortunately, we cannot see the terminus of the glacier from these positions due to the bushes and heavy debris cover (see Fig. 5, *a*, *c*). However, if we suppose that the white spot that is visible though the bushes is ice (see Fig. 5, *a*), the glacier should have been descend at least up to the lowest moraine that can be identified in a 2011 photo (see Fig. 5, *b*). This moraine is connected to the main crest of the lateral moraine and is located about 450 m away from the confluence of two rivers. However, we cannot rule out that the end of the glacier in 1884 was located even below this position, as we cannot see it in the 1884 photos. Thus, the historical material from 1880s does not provide precise evidence where the Chalaati Glacier was exactly terminated at that time. However, as no other data exist from this time, this map is the only source for this research to establish century-long trend glacier change.

Unlike the XIX century map, the large-scale topographic map from 1960 is consistent with all satellite imagery, which allowed us to define glacier change much precisely over the last half century (see more results in the 5.5. chapter).

5.5 *Glacier change since the XIII century.* ^{10}Be CRE ages from the surface of the oldest Moraine (M8) suggest that the age of the upper glacial unit and of the corresponding glacial advance is at least CE ~1300. Neither lichen nor tree ring were able to provide a reasonably close age estimate of this surface. The trees were too young (up to 2 hundred years old) and we did not find any lichen larger than 65 mm on this surface (except the one single lichen 85 mm on the M7). The reason for this is either the lack of suitable material on the surface of the moraines, specific conditions for lichens slow growth (shade) or partly renovated surface of the moraines. If indeed the moraine is 600–700 years old as we identified by ^{10}Be the lichens should be almost 200 mm.

Since the ~1810 Chalaati Glacier area decreased by 33.8±7.4% or ~0.16% yr^{-1} from 14.9±1.5 km^2 to 9.9±0.5 km^2 while its terminus elevation rose from ~1620 m to ~1980 m during the same time (Table 5; Fig. 6). While area was decreasing, Chalaati Glacier retreated steadily over the past two centuries. The most intense retreats occurred in ~1880–1910, 1940–1971, and 2000–2018, while the slowest retreats have been recorded in ~1840–1880, 1910–1930, and 1986–2000 (Table 6). According to the

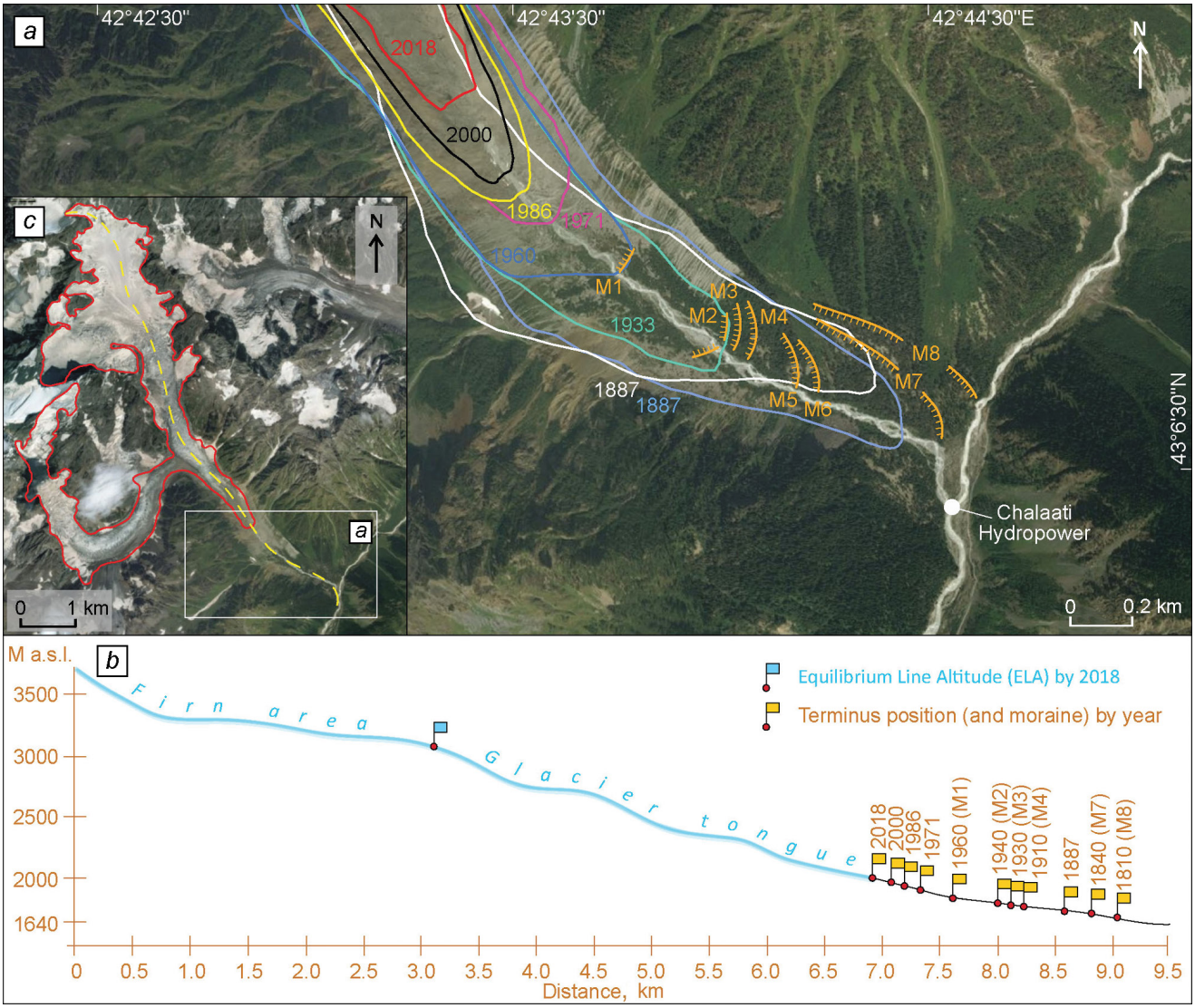


Fig. 6. Chalaati Glacier change (*a*) since the Little Ice Age (GeoEye 2014 image is used as background).
Different colors of outlines show glacier margins in different years. Moraine M8 corresponds to the CE 1810; M7 – 1840; M4 – 1910; M3 – 1930; M2 – 1940; M1 – 1960.; *b* – Chalaati valley longitudinal profile (based on ASTER GDEM, 2011) and Chalaati Glacier terminus positions according to the different years; *c* – yellow dotted line shows Chalaati valley longitudinal profile.

Рис. 6. Сокращение ледника Чалаати (*a*) после малого ледникового периода (изображение GeoEye 2014 использовано в качестве фона).
Различные цвета контуров показывают края ледника в разные годы. Морена M8 соответствует CE 1810 г.; M7 – 1840 г.; M4 – 1910 г.; M3 – 1930 г.; M2 – 1940 г.; M1 – 1960 г.; *b* – продольный профиль долины Чалаати (по данным ASTER GDEM, 2011 г.) и положение конца ледника Чалаати в разные годы; *c* – жёлтая пунктирная линия показывает продольный профиль долины Чалаати

previous detailed field measurement of the terminus position of Chalaati, the retreat in 1990s was interrupted by an advance. Microstadial moraines in front of Chalaati Glacier confirm ~20 m glacier advance during 1990–1993 [11] that gives a confidence in our measurements (small retreat rates between years 1986 to 2000). Moreover, Chalaati Glacier retreat between 1880s and 1960s (~1100 m) is in line with retreat measurement by Tsereteli [17], according to which, the Chalaati Glacier has retreated over more than 1000 m from 1890s to 1960s.

Unlike the other investigated periods, glacier area loss rates over the last three decades (since the 1986) are much higher compared to the relative terminus retreat rates (see Table 6), suggesting that the glacier area decrease over this time period progressing not

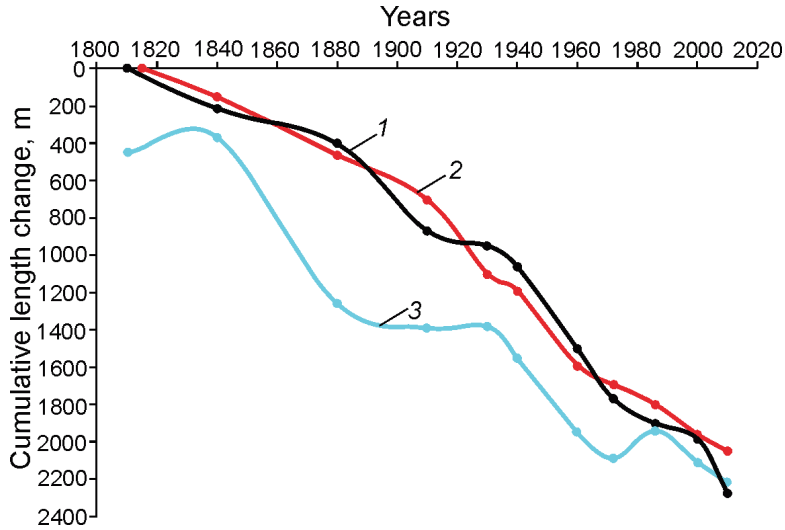


Fig. 7. Comparison of cumulative curves of terminus changes:
1 – for the Chalaati Glacier; *2* – for the Tsey Glacier in the northern Greater Caucasus [7]; *3* – Mer de Glace Glacier in the French Alps [40]

Рис. 7. Сравнение кумулятивных кривых изменения длины ледников:
1 – ледник Чалаати; *2* – ледник Цей на северном макросклоне Большого Кавказа [7]; *3* – ледника Мер-де-Глас во Французских Альпах [40]

only the terminus expense but also upper bodies of the glacier. This can be the result of the supra-glacial debris cover area and thickness increase near the terminus similar to some glaciers of the Greater Caucasus (e.g. Djankuat Glacier, [37]) which became more pronounced after 2000 [12]. We note that this requires more detail investigation and it can be the topic of the future study. Even though the century long trend of glacier retreat is global, and the rate of this retreat has increased in the past few decades, the retreat trend between 1940 and 1971 is unusual for Chalaati Glacier in the context of the past two centuries and it requires additional research.

5.6. ***Comparison with other glaciers.*** The ^{10}Be CRE ages are in line with global trends [2] of glacier advances in the second half of the Holocene and, in particular, during the Little Ice Age. The early advance of Chalaati Glacier 600–700 years ago is broadly consistent with minimum ^{14}C age for a moraine in the Bezengi Valley on the northern slope of the Greater Caucasus (CE 1245–1428) [9]. Chalaati advances are also in phase with other studies from the European Alps, where the general advance is documented in the late XIII century that culminated between CE ~1350 and ~1385 at Great Aletsch, Gorner (Switzerland) [38], and Mer de Glace (France) [39].

The dendrochronological data of this study also fits to other investigation from the northern slope of the Greater Caucasus. e.g. according to Solomina et al. [7] general glacier retreat on the northern slope started in the late 1840s. Four to five minor re-advances occurred in the period between CE 1860s and 1880s and three re-advances or steady states in 1910s, 1920s and 1970s–1980s, which again are agreement with lowest retreat rates or steady states between ~1840–1880 (~4.63 m yr^{-1}) and 1910–1930 (~4.0 m yr^{-1}) of the Chalaati Glacier. In addition, these recorded length changes of Chalaati Glacier are quite similar to changes observed in similar size Tsey Glacier (northern counterpart) over the past two centuries [7], while these are quite different to changes observed in the Mer de Glace Glacier (France) with several advance phases since the beginning of the XIX century [40] (Fig. 7). However, to be more robust, all these comparisons at the regional scale of the Georgian Caucasus need more data collection, observations, and enhanced chronology that had to be confronted to those obtained in other mountain ranges.

6. Conclusions

We present the first Chalaati Glacier variations analysis including multitemporal data sets covering the time period since the Little Ice Age. In situ ^{10}Be CRE ages, dendrochronology, lichenometry, along

with the manual digitization from 1887 and 1960s topographic maps and satellite imagery from 1971 (Corona), 1986, 2000 (Landsat 5) and 2018 (Sentinel) were used to map the glacier surface area to substantially improve the regional existing knowledge.

The main study findings can be summarized as follows:

1) based on in situ ^{10}Be CRE ages, the Chalaati Glacier reached its maximum extent in the past millennium probably at the onset of an early Little Ice Age 0.73±0.04 kyr ago (CE ~1250–1330), even if more data are needed to get a better constrain on the age of this advance. This maximum extent recorded in this paper corresponds to moraine M8;

2) according to minimum tree-ring dates, the same oldest terminal moraine (M8) date back to the very beginning of the 19th century (~1810), while the second oldest moraine formed in the ~1840 (M7). Moraines from the 20th century were dated as ~1910 (M4) ~1930 (M3), ~1940 (M2), and ~1960 (M1);

3) since the ~1810, Chalaati Glacier decreased by 33.8±7.4% (~0.16% yr^{-1}) with highest decrease rates in 1971–1986 (~0.39% yr^{-1}) and 2000–2018 (~0.57% yr^{-1}), while the lowest rates in 1840–1880 (~0.03% yr^{-1}) and in 1910–1940 (~0.04% yr^{-1});

4) over the last two centuries glacier terminus retreated by about 2280 m with highest retreat rates in 1940–1971 (~22.9 m yr^{-1}) and in 2000–2018 (~16.4 m yr^{-1}), while the lowest rates in ~1840-1880 (~4.6 m yr^{-1}) and in 1986-2000 (~5.7 m yr^{-1}).

Future studies can be focused in collection of more data from other glacier valleys in order to better define the Little Ice Age glacier extend in regional context.

Acknowledgements. The project is supported by the fundamental scientific research № 0148-2019-0004 and Russian-French (CNRS-PICS) collaborative programs (DECAU; IPAGCAUA) and LIA program DEGLAC. The study from Georgian side was supported by Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia (SRNSFG) [YS17_12]. The ^{10}Be measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE. Aix-en-Provence) that is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the «Projets thématiques d'excellence» program for the «Equipements d'excellence» ASTER-CEREGE action and IRD. ASTER Team includes Georges Aumaître, Didier L. Bourlès, Karim Keddadouche. We gratefully acknowledge the support of two reviewers, Dmitry Petrakov and anonymous reviewer 2, for detailed comments which clearly enhanced the quality of the paper. Special thanks to Lauren Vargo and Regis Braucher for proofreading the paper.

Благодарности. Проект выполнен в рамках Госзадания № 0148-2019-0004 и российско-французского (CNRS-PICS) совместными программами (DECAU; IPAGCAUA) и программой LIA DEGLAC. Исследование с грузинской стороны поддержано Национальным научным фондом Грузии им. Шота Руставели (SRNSFG) [YS17_12]. Измерения ^{10}Be проводились на национальном объекте ASTER AMS (CEREGE. Экс-ан-Прованс), который поддерживается INSU/CNRS, ANR в рамках программы «Projets thématiques d'Excellence» для «Equipements d'excellence» ASTER – CEREGE и IRD. В состав команды ASTER входят Жорж Ауматр, Дидье Л. Бурлес, Карим Кеддадуш. Мы благодарны двум рецензентам, Дмитрию Петракову и А.М. Грачеву, за подробные комментарии, которые значительно улучшили качество статьи. Выражаем также благодарность Лорен Варго и Реджису Браухеру за помощь в правке текста.

Расширенный реферат

Лихенометрические исследования морен малого ледникового периода у ледников южного макросклона Большого Кавказа, выполненные Н.А. Голодковской в 1980-х годах [9], фактически, единственный источник информации о времени наступаний этих ледников в прошлом. В этой работе авторы приводят первые датировки морен ледника Чалаати в Сванетии, возраст которых определён с помощью космогенных изотопов бериллия ^{10}Be. Кроме того, для определения времени и масштабов колебания ледника Чалаати (Грузия) в прошлом были использованы космические снимки (Corona, Landsat 5 TM и Sentinel 2B), старые карты (1887, 1933, 1960 гг.), повторные фотографии, дендрохронология и лихенометрия. Исторические свидетельства о положении конца ледника имеются для 1868 г. [14] (1585 м), 1905 г. [15] (1628 м), 1933 г. [16] (1738 м), 1959 г. [18], 1980 г. [20] (1880 м), 2011 г. [13] (1950 м).

Три пробы на ^{10}Be были отобраны ручным молотком и долотом в сентябре 2018 г. с горизонтальных и субгоризонтальных верхних поверхностей крупных валунов высотой более 60 см, расположенных на самой внешней морене на левом борту долины. Валуны были устойчивыми и не имели признаков поверхностной эрозии. Координаты и высоты образцов регистрировались с помощью портативного GPS, а топографическую экранировку (линию горизонта) определяли с помощью клинометра и компаса. Образцы обрабатывали в лаборатории CALM lab (Cosmonucléides Au Laboratoire de Meudon-France). Длина ледников определялась в соответствии с рекомендациями GLIMS (www.glims.com). Самый длинный поток ледника определялся вручную как перпендикуляр высотным контурам. Измерения положения фронта ледника проводили с использованием контуров ледника для каждой даты, вдоль ледового фронта – перпендикулярно течению.

Мы оценили неопределённости вычисления площади ледника буферным методом. Ошибки определений площади ледника составили ±5,6% для 1960 г., ±6,3% для 1972 и 1986 гг. и ±6,7% для 2000 г. (размер буфера ±30 м), в то время как неопределённость составила ±5,1% для 2018 г. (размер буфера ±20 м). Три образца породы (см. табл. 3), которые были отобраны на горизонтальной поверхности дистальной левой береговой морены M8 (см. рис. 2) на анализ ^{10}Be, имеют возраст 4,2±0,65, 0,79±0,08 и 0,67±0,1 тыс. лет. Возраст 4,2 тыс. л.н. мы сочли аномальным (возможно, из-за наследования сигнала). Образцы Geo 1 и Geo 3 дают средний возраст ^{10}Be в интервале 1250–1330 гг. и означают образование морены M8 в начале малого ледникового периода. Однако из-за очень ограниченного числа проб средний возраст морены по ^{10}Be должен рассматриваться как предварительный. По своим масштабам это наступание в малом ледниковом периоде было максимальным. Второй максимум, когда ледник достиг почти такой же длины, датируется примерно 1810 г.

Таким образом, ледник Чалаати на южном склоне Кавказа наступал примерно в то же время, что и ледники в Альпах и других горных странах Северного полушария. С этого времени до 2018 г. площадь ледника уменьшилась с 14,9±1,5 км^2 до 9,9±0,5 км^2 (33,8±7,4%, или ~0,16% год$^{-1}$), а его длина сократилась на ~2280 м. Скорость отступания была неравномерной: она достигла максимума между 1940 и 1971 г. (~22,5 м год$^{-1}$), самая медленная скорость отступания была в 1910–30-х годах (~4,0 м год$^{-1}$). Высота конца поднялась с ~1620 м до ~1980 м в период с 1810 по 2018 г.

References

1. *Matthes F.E.* Report of the committee on glaciers, 1939–40. Transactions of the American Geophys. Union. 1940, 1: 396–406. http://glaciers research.pdx.edu/Report-Committee-Glaciers-1939-40.
2. *Solomina O.N., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S., Koch J., McKay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L.A., Putnam A.E., Wanner H., Wiles G., Yang B.* Glacier fluctuations during the past 2000 years. Quaternary Science Reviews. 2016, 149: 61–90. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008.
3. *Neukom R., Gergis J., Karoly D., Wanner H., Curran M., Elbert J., González-Rouco F., Linsley B.K., Moy A.D., Mundo I., Raible C.C., Steig E., van Ommen T., Vance T., Villalba R., Zinke J., Frank D.* Interhemispheric temperature variability over the past millennium. Nature climate change. 2014, 4: 362–367. https://doi.org/10.1038/nclimate2174.
4. *Leclercq P.W., Oerlemans J.* Global and hemispheric temperature reconstruction from glacier length fluctuations. Climate Dynamics. 2012, 38: 1065e1079. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1145-7.
5. *Bushueva I.S. Kolebaniya lednikov na Tsentralnom i Zapadnom Kavkaze po kartograficheskim, istoricheskim i bioindikatsionnym dannym za poslednie 200 let* Fluctuations of glaciers on the Central and Western Caucasus using cartographical, historical and proxy data over the last 200 years). PhD Thesis. 2013. Moscow: Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Russia [In Russian].
6. *Solomina O.N., Bushueva I.S., Kuderina T.M., Matskovsky V.V., Kudikov A.V.* Holocene history of the Ullukam Glacier. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 85–94. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-1-85-94. [In Russian].
7. *Solomina O.N., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhalenko V., Matskovsky V.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. Global Planetary Change. 2016, 140: 28–58. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.

8. *Solomina O.N., Bushueva I.S., Polumieva P.D., Dolgova E.A., Dokukin M.D.* History of the Donguz-Orun Glacier from bioindication, historical, cartographic sources and remote sensing data. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 448–461. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-448-461. [In Russian].
9. *Serebryanyi L.R., Golodkovskaya N.A., Orlov A.V., Malyasova E.S., Ilves E.O. Kolebaniya lednikov i protsessy morenonakopleniya na Tsentral'nom Kavkaze.* Fluctuations of glaciers and processes of moraines formation in the Central Caucasus. Moscow: Nauka, 1984: 216 p. [In Russian].
10. *Tielidze L.G.* Glacier change over the last century, Caucasus Mountains, Georgia, observed from old topographical maps, Landsat and ASTER satellite imagery. The Cryosphere. 2016, 10: 713–725. doi.org/10.5194/tc-10-713-2016.
11. *Tielidze L.G. and Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018.
12. *Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M.* Supra glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014. The Cryosphere. 2020, 14: 585–598. https://doi.org/10.5194/tc-14-585-2020.
13. *Tielidze L.G.* Dynamics of the Glaciers of Georgia. Glaciers of Georgia. Geography of the Physical Environment. Springer, Cham., 2017. doi.org/10.1007/978-3-319-50571-8_5.
14. *Freshfield D.W.* The Exploration of the Caucasus. 1896. V. II. Edinburgh: T. and A. Constable, printers to her majesty. London and New York.
15. *Déchy M. von.* Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge (Travel and research in the Caucasian high mountains). 1905. Berlin, Band 1: 313–314. [In German].
16. *Rutkovskaya V.A.* Sections: Upper Svaneti Glaciers. Transactions of the glacial expeditions. 1936, 5: 404–448.
17. *Tsereteli D.* Glacier change in the southern slope of the Greater Caucasus during the last 20–25 years). Works of Georgian National Academy of Sciences (Moambe). 1959, XII (6). [In Georgian].
18. *Tsereteli D., Khazaradze R., Lomtatidze G., Inashvili Sh., Lashkhi T., Kurdghelaidze G., Kalandadze G. and Chekurishvili R.* Glaciological observations on the Chalaati and Lechziri Glaciers (Upper Svaneti) in the spring of 1959. Georgian National Academy of Sciences. Works of Vakhushti Institute of Geography. 1962, XVIII: 223–256. [In Georgian].
19. *Shengelia R.* Chalaati and Lekhziri glaciers regime in the summer of 1961. Georgian National Academy of Sciences. Works of Vakhushti Institute of Geography. 1964, XX: 233–244. [In Georgian].
20. *Gobejishvili R.G.* Present day glaciers of Georgia and evolution of glaciation in the mountains of Eurasia in late Pleistocene and Holocene. PhD. Tbilisi, Institute of Geography, Georgian National Academy of Sciences. 1995: 320 p. [In Georgian].
21. *Podozersky K.I.* Glaciers of the Caucasian Range. *Zapiski Kavkazskogo otdela Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proc. of the Caucasian Branch of the Russian Geographical Society. 1911, 29 (1): 200 p. [In Russian].
22. *Klein M.G., Gottdang A., Mous D.J.W., Bourlès D.L., Arnold M., Hamelin B., Aumaître G., Braucher R., Merchel S., Chauvet F.* Performance of the HVE 5MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2008, 266: 1828–1832. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.11.077.
23. *Braucher R., Guillou V., Bourlès D.L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K., Nottoli E.* Preparation of ASTER in-house $^{10}Be/^{9}Be$ standard solutions // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2015, 361: 335–340. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012.
24. *Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D.* Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2010, 268: 192–199. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012.
25. *Martin L.C.P., Blard P.-H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N., Laurent V.* The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. Quaternary Geochronology. 2017, 38: 25–49. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006.
26. *Young N.E., Schaefer J.M., Briner J.P., Goehring B.M.* A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic: A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. Journ. of Quaternary Science. 2013, 28: 515–526. https://doi.org/10.1002/jqs.2642.
27. *Lal D.* Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planetary Science Letters. 1991, 104: 424–439. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C.
28. *Stone J.O.* Air pressure and cosmogenic isotope production // Journ. of Geophys. Research. 2000, 105: 23753–23759. https://doi.org/10.1029/2000JB900181.
29. *Stokes M.A., Smiley T.L.* An Introduction to Tree-Ring Dating. University of Chicago Press. Chicago. 1968, II: 73 p.
30. *Bushueva I.S., Solomina O.N.* Kashkatash Glacier fluctuations in the XVII–XI centuries from carto-

graphic, dendrochronological and lichenometric data. Ice and Snow. 2012, 52 (2): 121–130. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-2-121-130. [In Russian].

31. *Beschel R.E.* Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Geologie. 1950, 1: 152–162 (In German, translated by Barr W., Lichens as a measure of the age of recent moraines. Arctic and Alpine Research. 1973, 5: 303–309).
32. *Osborn G., Menounos B., Ryane C., Riedel J., Clague J.J., Koch J., Clark D., Scott K., Davis P.T.* Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations on Mount Baker, Washington. Quaternary Sciences Review. 2012, 49: 33–51. doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.004.
33. *Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D.* Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. Geomorphology. 2007, 86: 131–143. doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.08.010.
34. *Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Grancher D. Rabatel A.* Modelling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2007, 39: 277–288. https://doi.org/10.1657/1523-0430(2007)39[277:MUILS]2.0.CO;2.
35. *Granshaw F.D., Fountain A.G.* Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA. Journ. of Glaciology. 2006, 52: 251–256. doi: 10.3189/172756506781828782.
36. *Innes J.L.* Lichenometry. Progress in Physical Geography. 1985, 9 (2): 187–254.
37. *Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G.* Superficial moraine expansion on the Djankuat Glacier snout over the direct glaciological monitoring period. Earth Cryosphere. 2015, XIX (1): 79–87.
38. *Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J.* Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. Holocene. 2005, 15 (6): 789–801. https://doi.org/10.1191/0959683605hl853ra.
39. *Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.L., Miramont C., Arnaud F.* Calendar-dated glacier variations in the Western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. Quaternary Sciences Review. 2015, 108: 1–22. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.033.
40. *Zumbühl H.J., Steiner D., Nussbaumer S.U.* 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: an interdisciplinary approach. Glob. Planetary Changes. 2008, 60 (1): 42–57. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.08.005.

Прикладные проблемы

УДК 628.165:551.322 doi: 10.31857/S2076673420030053

Капельное вымораживание солёной воды при зимнем дождевании

© 2020 г. А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Desalination of salt water by drip freezing at winter sprinkling

A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received January 7, 2020 / Revised March 11, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Arctic, desalination, porous ice, salt water, winter sprinkling.***

Summary

The purpose of the research is to evaluate the efficiency of winter sprinkling for desalination of seawater. The ice fraction in an individual drop and in a stream of drops in a free fall is estimated. At the air temperatures of −10 and −40 °C, the percentage of ice in a stream of water drops with a mineralization of 35 g/l may amount to 12 and 39%, respectively. Calculations showed that when producing porous ice from water with a mineralization of 35 g/l by means of sprinkling at the same air temperatures, the productivity of the DDN–70 sprinkler system will be equal to 670 (−10 °C) and 2190 (−40 °C) tons of ice per day. When the fraction of ice in the drops of stream increases, the salinity of unfrozen water grows too, and this results in increasing of the porous ice salinity. Experiments did show that at mineralization of the source water of 10 g/l, the moisture content of porous ice amounts 12%, while in the ice frozen from seawater it is 23%. The humidity of a salt porous ice makes influence on the desalination efficiency. At a moisture content of porous ice of 12% and melting of 30% of its volume, the mineralization of the remaining part is 4 times less than that at the a moisture content of 23%, but if the melting reaches 50% of the volume it is 16 times. It was found that with growth of salinity of frozen water the performance of sprinkling and efficiency of desalinization decrease. However, it should be noted that when using sea water with a salinity of 35 g/l after melting of 50% of the porous ice volume, the salinity of the remaining part of water will amount approximately 1 g/l, and after appropriate sanitary and hygienic treatment, it can be used for drinking water supply. It is important also that such water will contain in sufficient amounts the necessary microelements.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Desalination of salt water by drip freezing at winter sprinkling. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 471–480. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030053.

Поступила 7 января 2020 г. / После доработки 11 марта 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***Арктика, зимнее дождевание, опреснение, пористый лёд, солёная вода.***

На основании математического моделирования определена динамика замерзания отдельной капли воды и дана оценка доли льда в капельном факеле. Рассчитана производительность намораживания пористого льда в зависимости от солёности намораживаемой воды и размера капель воды. Определена динамика опреснения массивов пористого льда разной солёности. Впервые оценена эффективность применения зимнего дождевания для опреснения морской воды.

Введение

Проблема загрязнения водных ресурсов и недостаток пресной воды актуальны для многих регионов, в том числе для арктических районов России, где часто для питьевого водоснабжения используется снег. В работе [1] рассмотрены проблемы водоснабжения в Арктике. Отмечается, что в последние годы исследователи обратили внимание на существенные нарушения водного обмена у населения арктических регионов, связанные с применением талого снега с недостаточным содержанием жизненно важных микроэлементов. Для решения проблемы водоснабжения всё чаще используют опреснение солёных, в частности, морских вод. Однако

известные в настоящее время способы очистки и опреснения природных и техногенных вод не эффективны для деминерализации и очистки больших объёмов промышленных, сельскохозяйственных и бытовых сточных вод из-за высокой себестоимости опреснённой воды, больших капитальных и энергетических затрат, необходимости предварительной очистки воды от нерастворимых примесей. На большей части территории России эти проблемы, а также другие природоохранные задачи могут успешно решаться с помощью нетрадиционных возобновляемых видов природной энергии, к которым относится и природный холод.

Один из известных способов опреснения – вымораживание воды с использованием естественного или искусственного холода. Опреснение воды вымораживанием известно с давних пор. В его основе лежит природный процесс разделения солёной воды при замораживании на пресные кристаллы и концентрированный рассол. Замерзание солёной воды сопровождается избирательным ростом ветвистых кристаллов льда, отторгающим в окружающую жидкость кристаллы соли, повышая её солёность. В итоге незамёрзший раствор солей высокой концентрации механически захватывается растущей ледяной массой. Дальнейшее её промерзание приводит к вымерзанию пресной воды из этих полостей и образованию скелетной структуры льда, содержащей капилляры и замкнутые ячейки с концентрированным рассолом. Повышение температуры льда сопровождается обратным процессом – таянием льда на границе с рассолом, ростом объёма жидкой фазы и образованием сквозных капилляров, через которые стекает рассол. В результате первые порции талого стока имеют высокую концентрацию солей. После выхода основной массы солей талый сток даёт пресную воду. Аналогичные процессы приводят к распреснению многолетних морских льдов, что издавна использовалось жителями Крайнего Севера для получения пресной воды. Так миграция рассола в ледяном покрове морей, обусловленная в основном температурным градиентом, приводит к его распреснению [2]. Минерализация рассола снижается от 10–15 г/л в начале образования ледяного покрова до 4–7 г/л весной. Одногодичный морской лёд имеет минерализацию менее 1 г/л. Этот процесс можно многократно ускорить, создавая ледяной массив с небольшой минерализацией и температурой.

В природных условиях метод вымораживания не требует больших капиталовложений и энергетических затрат, поскольку замораживание воды протекает под воздействием естественной отрицательной температуры воздуха, а таяние льда обусловлено положительной температурой воздуха и солнечной радиацией. Однако известные методы естественного вымораживания имели небольшую производительность намораживания льда и низкую эффективность опреснения [3]. Для устранения указанных недостатков потребовалось значительно повысить производительность намораживания льда, научиться создавать ледяные массивы с пористой структурой, легко фильтрующей воду, значительно снизить солёность намораживаемого льда. Предварительные экспериментальные исследования показали, что к одному из наиболее экономичных способов опреснения и очистки больших объёмов минерализованной воды относится метод капельного вымораживания, который реализуется при зимнем дождевании [4–6].

Для повышения производительности намораживания пористого льда плотностью 500–600 кг/м^3 применяется искусственный ледяной дождь, создаваемый дальнеструйными дождевальными установками. При замерзании капель солёной воды, падающих в воздухе с отрицательной температурой, на их поверхности образуется ледяная оболочка, а соли вытесняются в центральное, незамёрзшее ядро капли. Когда капля падает на землю, разрушается ледяная оболочка (при замерзании до 50–60% объёма капли), а незамёрзший рассол вытекает из капли и фильтруется за пределы массива пористого льда. Это значительно снижает минерализацию массива пористого льда ещё на стадии намораживания. Оставшийся рассол удаляется в процессе таяния льда.

Суточная производительность намораживания пористого льда из пресной воды серийной дождевальной установкой ДДН–70 составляет 75 м^3 воды в пересчёте на один градус средней суточной отрицательной температуры воздуха. При температуре воздуха –20 °С за сутки формируются массивы пористого льда объёмом поряд-

ка 3000 м^3 и высотой более 7 м. На территории России за холодный период производительность намораживания пористого льда из пресной воды при работе одной дождевальной установки изменяется от 20 до 500 тыс. т [4]. В настоящее время зимнее дождевание широко используется для строительства ледяных переправ и автозимников [7]. Зарубежный опыт создания искусственных ледяных островов показывает, что наилучший эффект даёт намораживание льда методом дождевания [8]. Этот метод имеет большое преимущество перед остальными в скорости создания больших масс намороженного льда и принят в качестве основного метода создания искусственных ледяных островов в Международном стандарте ISO 19906.

Эксперименты с водой небольшой минерализации (до 10 г/л) показали, что метод капельного вымораживания позволяет ещё на стадии намораживания снизить минерализацию массива пористого льда в 10–12 раз. При экспериментальных исследованиях на архипелаге Шпицберген установлено, что в случае использования морской воды минерализация незамёрзшей части капли растёт, понижается температура замерзания и, как следствие, снижаются производительность намораживания и выход пресной воды. Цель исследований – оценка эффективности применения зимнего дождевания для опреснения морской воды.

Производительность намораживания и солёность пористого льда

Солёность массива пористого льда зависит от солёности незамёрзшей воды в капельном факеле и влажности пористого льда в массиве. При неполном замерзании капли воды соли остаются в жидкой незамёрзшей её части. Чем больше льда в капле и солёность замораживаемой воды, тем выше солёность незамёрзшей воды, которая может представлять собой концентрированный рассол. Оценим минерализацию незамёрзшей воды в капле S_b, которая в значительной степени будет определять минерализацию массива пористого льда. При замерзании капли солёной воды происходит дендритный рост кристаллов льда, и в случае небольших размеров капли эти кристаллы будут захватывать весь её объём (при небольшой минерализации воды возможно формирование ледяной оболочки капли), поэтому для расчётов будем применять зависимости, полученные в работе [3] при моделировании объёмного промерзания капли солёной воды.

Расчёты будем выполнять для капельного факела, образованного при работе дождевальной установкой ДДН–70 при насадке диаметром 55 мм. Эта установка наиболее распространена в России. На её основе разработан дождеватель «Град–1» для работы в зимних условиях. Дальность полёта струи дождевателя ДДН–70 составляет 70 м при расходе воды 65 л/с и высоте капельного факела 15–20 м. Основная часть экспериментальных исследований выполнена на базе этого дождевателя. Средний диаметр капель для этой насадки, указанный в описании к дождевателю, – 1,5 мм. Наши измерения в зимних условиях дали такое же значение среднего радиуса капель воды. Скорость падения капли воды в воздухе v можно оценить по формуле $v = 6{,}42R^{0{,}63}$, где R – радиус капли воды, мм. Время падения капли воды радиусом 0,75 мм с высоты 18 м составляет 3,33 с при скорости падения капли 5,4 м/с.

При падении капли в капельном факеле происходит нагревание воздуха в результате теплообмена капли с воздухом и выделения теплоты льдообразования. Интенсивность тепловыделения зависит от перепада температуры между замёрзающей каплей воды и воздухом в факеле. С ростом замерзания капли и солёности исходной воды снижаются температура капли и интенсивность теплообмена. В результате нагревание воздуха в факеле уменьшается. Так, средняя за время падения температура капли при минерализации намораживаемой воды 5 г/л составит −0,29 и −0,41 °С при температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С соответственно и −2,03 и −2,74 °С при минерализации намораживаемой воды 35 г/л. Для оценки роста температуры воздуха в капельном факеле авторами работы [3] получена следующая зависимость:

$$\Delta T = (T_i - T_a)/(1 + 0{,}0121 v_1 R^{1{,}93} L G^{-1}), \qquad (1)$$

где T_i – температура капли, °С; T_a – температура атмосферного воздуха, °С; v_1 – скорость вентиляции факела ветром, м/с; R – радиус ка-

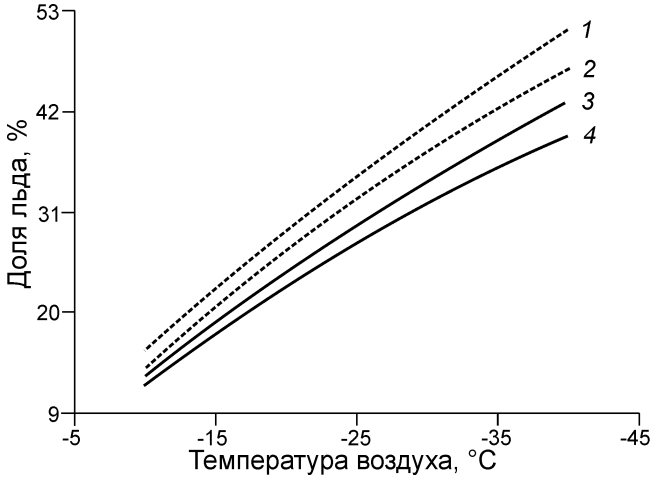


Рис. 1. Доля льда (%) в отдельной капле (*1*, *2*) и в капельном факеле (*3*, *4*) для воды минерализацией 5 г/л (*1*, *3*) и 35 г/л (*2*, *4*)

Fig. 1. The percentage of ice in a separate drop (*1*, *2*) and in a stream of drops (*3*, *4*) for water with a mineralization of 5 g/*l* (*1*, *3*) and 35 g/*l* (*2*, *4*)

пель, мм; L – длина факела, м; G – расход воды дождевальной установкой, м^3/с.

Скорость вентиляции v_1 капли диаметром d = 1,5 мм при скорости ветра 5 м/с составляет около 1,3 м/с. При $G/L = 18 \cdot 10^{-4}$ м^2/с по формуле (1) получим температуру воздуха в факеле для капель воды диаметром 1,5 мм и минерализацией 5 г/л −8,4 и −33,6 °С при температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С соответственно. При минерализации воды 35 г/л эти значения составят −8,7 и −33,9 °С. В результате капли воды падают в воздухе с температурой выше, чем температура атмосферного воздуха, и процент намораживаемого льда будет ниже. Расчёты показывают, что при температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С в отдельной капле воды минерализацией S_w = 5 г/л замерзает 16 и 51% объёма капли соответственно (рис. 1); в случае S_w = 35 г/л доля замерзания в отдельной капле воды будет меньше и составит 14 и 47%. При этом минерализацию незамёрзшей воды можно оценить по формуле $S_b = S_w/(1 - f_d)$, где f_d – доля незамёрзшей воды в капле. Минерализация незамёрзшей воды в капле S_b к концу падения повысится до 6,0 и 10,2 г/л при S_w = 5 г/л (рис. 2, *а*) и до 40,7 и 66,0 г/л при S_w = 35 г/л (см. рис. 2, *б*) и температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С соответственно.

При учёте роста температуры воздуха в капельном факеле доля льда несколько уменьшится. При температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С в капельном факеле замерзает 13 и 43% воды минерализацией S_w = 5 г/л соответственно и 12 и 39% при минерализации воды S_w = 35 г/л (см. рис. 1). При этом минерализация незамёрзшей воды в капле к концу её падения в капельном факеле повысится до 5,8 и 8,8 г/л при S_w = 5 г/л (см. рис. 2, *а*) и до 39,8 и 57,8 г/л при S_w = 35 г/л (см. рис. 2, *б*) и температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С соответственно. Для капель меньшего размера этот эффект будет ещё более значимым. Расход воды дождевальной установкой ДДН–70 с насадкой диаметром 55 мм составляет около 5600 м^3/сут. Поэтому, учитывая долю льда в капельном факеле из воды минерализацией 35 г/л, получим массу пористого льда равную 670 и 2190 т льда за сутки при температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С соответственно.

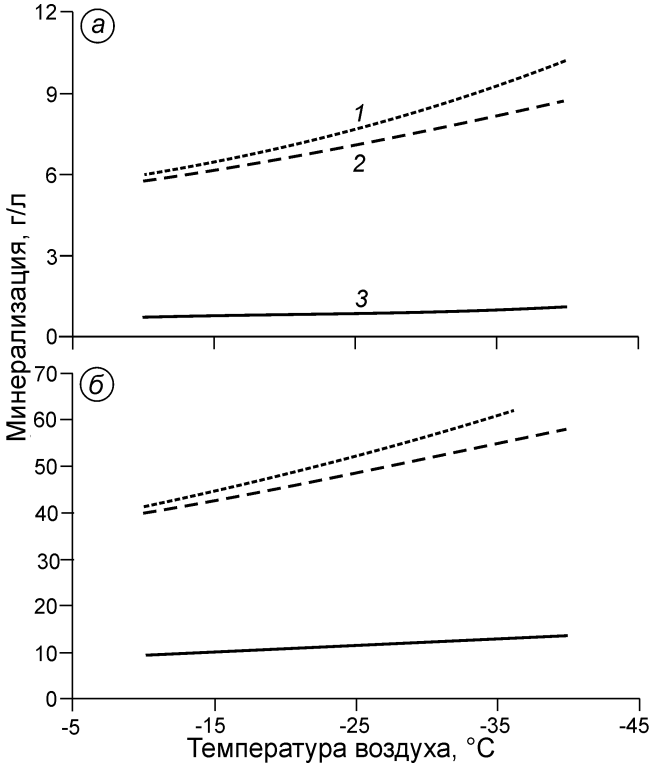


Рис. 2. Минерализация незамёрзшей воды в капле воды (*1*), в капельном факеле (*2*) и минерализация пористого льда (*3*) для воды минерализацией 5 г/л (*а*) и 35 г/л (*б*)

Fig. 2. The mineralization of unfrozen water in a drop of water (*1*), in a stream of drops (*2*) and mineralization of porous ice (*3*) for water with a mineralization of 5 g/*l* (*a*) and 35 g/*l* (*b*)

Экспериментальные исследования по опреснению пористого льда

Первые опыты по опреснению небольших образцов пористого льда, намороженного из минерализованной воды, дали положительные результаты [3]. Лёд получали разбрызгиванием раствора NaCl с минерализацией 30 г/л с высоты 42 м. Температура воздуха во время экспериментов изменялась от −10 до −15 °С. Доля льда в каплях диаметром 3–4 мм не превышала 14%. При медленном таянии (семь суток) 55% массы образца льда минерализация его верхнего слоя уменьшилась на два порядка.

Для изучения динамики опреснения пористого льда и оценки выхода пресной воды проведена серия лабораторных экспериментальных исследований. Это вызвано тем, что в полевых условиях не всегда можно исследовать динамику выхода различных микроэлементов, а также влияние параметров процесса таяния на опреснение. Поэтому в лабораторных условиях пористый лёд, образованный из осколков ледяных оболочек капель, заменялся мелкодроблёным льдом. Условия получения такого льда отличаются от пористого льда по скорости льдообразования и крупности ледяных кристаллов, однако закономерности фильтрации талой воды, которая перемещается по поверхности ледяных гранул, а также процесса солеобмена талой воды с плёнкой «рассола» сохраняются. При этом определённый интерес вызывают задачи очистки и значительного опреснения загрязнённых минерализованных вод в бытовых условиях.

Лёд получали замораживанием солёной воды слоями толщиной до 3 мм с последующим его дроблением и размещением в полиэтиленовые цилиндрические ёмкости. Последние изолировали с боковых сторон и снизу для снижения интенсивности таяния. Миграция рассола в солёном льду происходит как под действием силы тяжести по межкристаллическому пространству, так и в результате диффузии ячеек рассола под действием температурного градиента. В изотермических условиях ячейки рассола находятся в термодинамическом равновесии с окружающим льдом. При росте температуры льда это равновесие нарушается. Для его восстановления часть окружающего льда тает, понижается солёность рассола и увеличиваются размеры ячеек рассола. В дальнейшем это приводит к образованию сквозных капилляров, через которые начинает интенсивно мигрировать рассол. Экспериментальные исследования миграции рассола в солёном льду [2] показали, что основной способ удаления соли из свежего морского льда – гравитационный сток рассола по каналам между зёрнами льда. В небольшой степени распреснение льда обусловлено миграцией капель рассола.

При намораживании применялся раствор NaCl с минерализацией воды от 0,4 до 30 г/л и массой $M_в$ = 500÷900 г. Высота образцов пористого льда не превышала 25 см. Его температура составляла t_i = −4 ÷ −9 °С. Начальная влажность пористого льда f_{i0} зависит от его температуры t_i и минерализации исходной воды S_w в соответствии с формулой

$$f_{i0} = S_w / S_{ib}, \qquad (2)$$

где S_w – минерализации исходной воды, кг/м^3; $S_{ib} = \sigma t_i$ – минерализация рассола в пористом льду, кг/м^3; $\sigma = -16{,}5$ кг/(м^3·°С) – коэффициент пропорциональности для раствора NaCl; t_i – температура пористого льда, °С.

Расчёты по формуле (2) показывают, что при минерализации исходной воды S_w = 5 г/л и температуре пористого льда от −1 до −10 °С доля незамёрзшей воды изменяется от 30 до 3%; при S_w = 30 г/л и изменении t_i от −3 до −10 °С влажность f_{i0} изменяется от 60 до 18%. Дробление тонких слоёв намороженного льда и формирование пористого льда позволяют ускорить сток рассола. В экспериментах с водопроводной водой с минерализацией 0,24 г/л последние порции талого стока имели минерализацию менее 0,001 г/л. Применение рассмотренной технологии получения пористого льда даёт возможность исследовать особенности опреснения минерализованных вод и может быть использовано для улучшения качества питьевой воды в бытовых условиях.

Теоретические исследования позволили установить динамику опреснения пористого льда [3]:

$$S_r = m_r^{\,n}, \qquad (3)$$

где $m_r = M_i / M_{i0}$ – относительная масса; $n = (1 - f_i)/f_i$; $S_r = S_i / S_{i0}$ – относительная минерализация; S_{i0}, M_{i0} – начальные значения минерализации и массы льда соответственно; S_i, M_i – текущие значения ми-

нерализации и массы льда в процессе таяния соответственно; f_i – влажность пористого льда, доли ед.

Расчёты по формуле (3) показывают влияние влажности пористого льда на эффективность его опреснения. При влажности пористого льда 12% и таянии 30% объёма минерализация оставшейся части массива в 4 раза меньше, чем при влажности 23%, а при таянии 50% объёма льда – в 16 раз. Производственные сточные воды, наряду с солями, содержат растворимые органические примеси и микроэлементы, поэтому ряд экспериментов был проведён с растворённой органикой и микроэлементами. Исследования по эффективности очистки воды от растворённой органики были проведены на образцах сточных вод целлюлозно-бумажного комбината с помощью аналога метода факельного вымораживания в лабораторных условиях [3]. Суммарное содержание органических веществ в порциях талого стока определяли по общему содержанию углерода. Намороженный лёд с содержанием углерода около 150 мг/л при нагревании до небольших отрицательных температур легко дробился в мелкую крошку и по структуре напоминал разрыхлённый лёд с солесодержанием свыше 15 г/л. Исходная вода имела сероватый оттенок, а первые порции талой воды были коричневого цвета. При стоке трети объёма пористого льда вытекающая талая вода становилась уже прозрачной и по цвету соответствовала водопроводной.

Эксперименты показали, что выход органики происходит приблизительно с такой же интенсивностью, как и ионов Na^+ или SO_4^{2-}. Их содержание в пористом льду уменьшается на порядок при таянии 1/3 части его объёма и в 20–60 раз – при таянии половины. Ряд экспериментов был проведён с Cr и Cu. Их содержание в талом стоке определялось атомно-абсорбционным методом. Установлено, что динамика выхода Cr и Cu с начальной концентрацией хрома 0,2 и 0,59 мг/л и меди 16 мг/л практически одинакова и описывается зависимостью (3) при $n = 4{,}3$. Отметим, что обычное вымораживание с получением монолитного льда не даёт такого результата. Эксперимент с намораживанием ледяного монолита с последующим его таянием показал значительные колебания содержания углерода и химических элементов в талой воде с небольшой тенденцией к их снижению в последних её порциях.

Наряду с лабораторными исследованиями, проведены полевые работы с применением морской, речной и озёрной воды, а также техногенных сточных вод. *Полевые экспериментальные исследования с морской водой* выполняли на базе Шпицбергенской экспедиции Института географии РАН при содействии сотрудников рудника Баренцбург [3]. Для намораживания использовали морскую воду из залива Грёнфьорд с минерализацией 34 г/л. Эффективность льдообразования в факеле высотой 10 м составляла 12%. Средний размер капель изменялся от 1 до 3 мм. После стока избытка воды и промерзания намороженный материал представлял собой непрозрачную пузырчатую массу, напоминавшую снежный лёд и состоящую из осколков ледяных оболочек капель размером 0,3–0,5 мм. Через 20 часов после окончания намораживания плотность льда составила 470–550 кг/м^3. Средняя минерализация массива понизилась до 6–10 г/л в течение одних суток, а затем постепенно до 3,3 и 0,4 г/л через четверо и девять суток соответственно.

Для исследования режима опреснения льда, намороженного из морской воды, отбирались образцы массой до 5 кг, толщиной 25–30 см и диаметром до 20 см. В помещении с температурой воздуха около 20 °C они подвергались естественному плавлению вплоть до полного растапливания. Этот процесс продолжался от нескольких часов до суток. При таянии загрязнённых образцов происходило не только их распреснение, но и очистка стекающей талой воды от нерастворимых примесей. Так, каменноугольная пыль накапливалась в поверхностном слое тающего льда, в результате чего талая вода, за исключением её последних порций, была прозрачной. При более медленном таянии – в течение суток – динамика опреснения соответствовала расчётам по формуле (3) при влажности тающего льда 23%.

В феврале–марте 1991 г. были *проведены полевые полупроизводственные эксперименты по опреснению пористого льда* со сбросными водами Балаковской АЭС, задача которых заключалась в разработке технологии применения метода капельного вымораживания для опреснения и очистки загрязнённых минерализованных вод, а также в исследовании динамики деминерализации намороженного пористого льда и выхода ионов различных солей. Для намораживания использовался один из бассейнов-накопителей сточных вод. Доля льда, образующегося в процессе дождевания в 12-метровом факеле с учётом тепло-

обмена на намораживаемой поверхности, составила около 12%. Незамёрзшая в процессе дождевания вода стекала по уклону обратно в бассейн. Минерализация исходной воды – 5,75 г/л, температура её замерзания около −0,3 °С. При дождевании на намораживаемой поверхности после быстрого стока незамёрзшей воды формировалась толща влажного пористого льда плотностью 400–600 кг/м^3, состоявшая из обломков ледяных оболочек капель и их конгломератов с небольшим содержанием рассола в виде плёночной влаги.

Общая минерализация исходной воды и талого стока определялась по электропроводности кондуктометром и контролировалась по сумме ионов. Результаты измерений химического состава исходной воды и образцов пористого льда показали, что минерализация пористого льда уменьшилась в 12 раз относительно минерализации намораживаемой воды. Для исследования динамики опреснения пористого льда при таянии использовался образец в виде колонки диаметром около 0,2 м, высотой 1,2 м и массой 17,4 кг, вырезанный из предварительно зачищенной вертикальной стенки промороженного ледяного массива. Колонка пористого льда была теплоизолирована с боков и снизу. Таяние происходило сверху. Таким образом имитировали процесс таяния ледяного массива в весенний период. Талая вода, образующаяся в верхнем слое пористого льда, фильтровалась через всю толщу образца и накапливалась в специальном поддоне. Через каждые 4–5 часов измеряли объём и общую минерализацию талого стока и отбирали пробы для детальных исследований в химической лаборатории Института географии РАН. Ионы Na^+, Cl^- и SO_4^{2-} вымывались интенсивнее, чем ионы Mg^{2+}, K^+ и Ca^{2+}. Наименьшая интенсивность выхода была у гидрокарбонатного иона, концентрация которого при таянии снизилась всего в 2 раза. Это объясняется разной подвижностью ионов солей [9]. Результаты измерений концентрации ионов солей в талом стоке послужили основой для оценки снижения их концентрации в массиве пористого льда при таянии 25 и 50% объёма массива (таблица). Экспериментальные значения концентрации ионов солей в пористом льду при таянии и результаты расчётов по формуле (3) при влажности пористого льда $f_i = 0{,}12$ показали хорошее соответствие.

Таблица. **Снижение концентрации ионов солей в пористом льду (в разы́) при таянии относительно их концентрации в намораживаемой воде**

Ионы солей	Доля таяния льда, %	
	25	50
HCO_3^-	8	9
Cl^-	86	733
SO_4^{2-}	103	1302
Ca^{2+}	35	61
Mg^{2+}	48	75
Na^+	103	900
K^+	43	308
Сумма ионов	79	284

Результаты исследований и расчёты по формуле (3) показали, что к началу талого стока влажность пористого льда, намороженного из раствора NaCl с минерализацией 30 г/л, морской воды и из сточных вод АЭС, составляла 26, 23 и 12% соответственно. В последнем случае минерализация пористого льда к началу таяния была на порядок ниже, чем в первых двух случаях. Эксперименты показали, что методом зимнего дождевания из воды с минерализацией до 10 г/л можно получать массивы практически пресного пористого льда уже на стадии их формирования. Дальнейшая деминерализация происходит в процессе таяния такого массива. Близкие результаты получены и при намораживании пористого льда на оз. Сарпа в Волгоградской области [9].

Высокая эффективность опреснения методом зимнего дождевания получена и авторами работы [6], в которой представлены результаты масштабного эксперимента в Университете Альберты для оценки эффективности удаления растворённых химических веществ из шахтных сточных вод рудника Коломак. При зимнем дождевании замерзало примерно 30% шахтных сточных вод. Исследования показали, что после таяния 39% массива пористого льда произошло удаление растворённого химического вещества на 87–99% (в зависимости от химического состава). Концентрация мышьяка была снижена приблизительно в 4 раза, цианид удалялся на 99,2%. При этом вода, полученная после таяния оставшихся 61% массива пористого льда, требовала лишь незначительной дальнейшей обработки, что сильно снижало общие затраты на приведение её в норму [6].

Оценка эффективности опреснения пористого льда

Расчёты показали, что для капель воды диаметром 1, 1,5 и 2 мм и минерализацией 5 г/л, падающих с высоты 18 м при температуре атмосферного воздуха –20 °С, доля льда в капле составляет 58, 29 и 18% соответственно (рис. 3, *а*). При этом минерализация незамёрзшей в капле воды равна 12, 7 и 6 г/л соответственно. При минерализации намораживаемой воды 35 г/л для капель этих размеров доля льда в капле будет равен 52, 27 и 17% (см. рис. 3, *б*), а минерализация незамерзшей воды – 73, 48 и 42 г/л соответственно. Применение относительных (нормированных) значений величин позволяет сравнивать результаты разных экспериментов и в то же время легко рассчитать абсолютные значения этих величин. Данные о содержании ионов солей в пористом льду при таянии дают возможность оценить динамику их удаления в целях определения эффективности как опреснения, так и метода концентрирования различных веществ вымораживанием.

Установлено, что солёность намораживаемой воды влияет на структуру льда, которая при минерализации воды 35 г/л становится более рыхлой, с большей площадью поверхности кристаллов. Это влияет на влажность массива пористого льда как в изотермическом состоянии, так и при таянии. Со снижением интенсивности таяния влажность массива пористого льда может уменьшаться. При влажности массива f_i = 12 (*23*)% минерализация массива при стаивании 20 и 50% его массы уменьшится в соответствии с формулой (3) в 5 (*2*) и 161 (*10*) раз

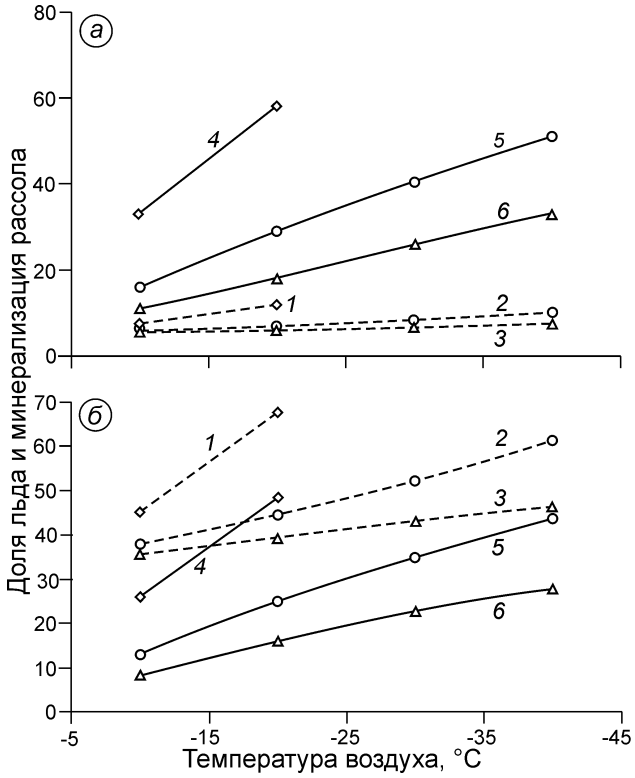


Рис. 3. Минерализация рассола *1–3* (г/л) и доля льда *4–6* (%), образующегося в капельном факеле из воды минерализацией 5 (*а*) и 35 (*б*) г/л для капель диаметром: 1,0 мм – *1*, *4*; 1,5 мм – *2*, *5*; 2,0 мм – *3*, *6*

Fig. 3. The mineralization of brine *1–3* (g/*l*) and the percentage of ice *4–6* (%) formed in a stream of drops from water with a mineralization of 5 (*a*) and 35 (*б*) g/*l* for droplets with a diameter of: 1.0 mm – *1*, *4*; 1.5 mm – *2*, *5*; 2.0 mm – *3*, *6*

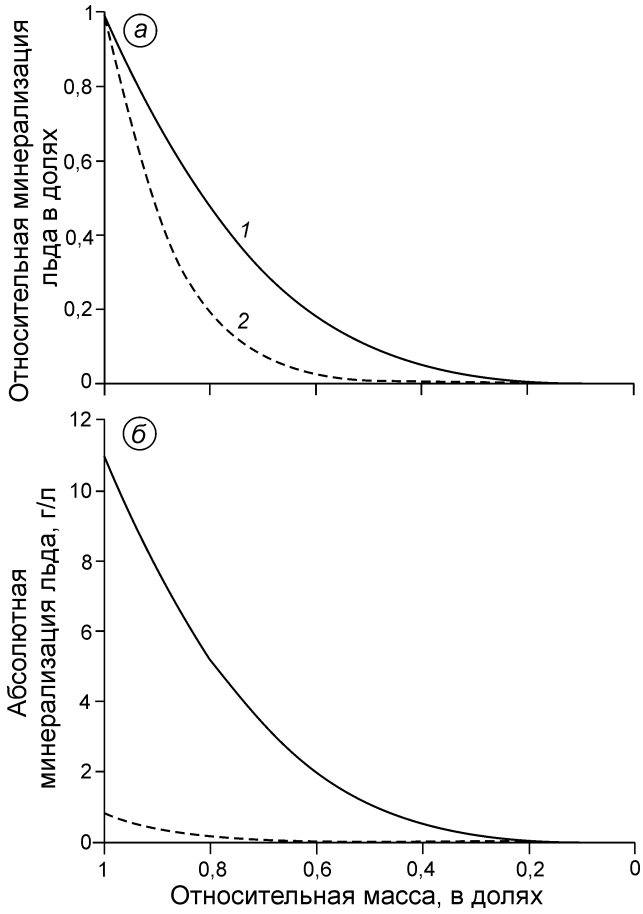


Рис. 4. Относительная (*а*) и абсолютная (*б*) минерализация пористого льда в зависимости от минерализации воды:
1 – 35 г/л; *2* – 5 г/л

Fig. 4. Relative (*a*) and absolute (*б*) mineralization of porous ice depending on the mineralization of water:
1 – 35 g/*l*; *2* – 5 g/*l*

соответственно (рис. 4, *а*). При этом в абсолютных единицах минерализация массива пористого льда, намороженного из воды с минерализацией 5 г/л, влажностью массива f_i = 12% и стаиванием 20 и 50% его массы, составит 0,165 и 0,005 г/л соответственно (см. рис. 4, *б*). При минерализации исходной воды 35 г/л, влажности массива f_i = 23% и стаивании 20 и 50% массива пористого льда его минерализация составит 5,211 и 1,080 г/л (см. рис. 4, *б*).

Расчеты при температуре атмосферного воздуха −20 °С показали, что при применении дождевальной установки ДДН-70 (при насадке диаметром 55 мм и среднем диаметре капель 1,5 мм) минерализация массива пористого льда, намороженного из морской воды, составит порядка 11 г/л (см. рис. 4, *б*). Это обусловлено высокой минерализацией рассола во льду, равной 48 г/л. При таянии половины объема пористого льда минерализация оставшейся части составит порядка 1 г/л (см. рис. 4, *б*). При более низких значениях температуры атмосферного воздуха следует применять насадки большего диаметра, чтобы не повышать эффективность льдообразования и минерализацию массива пористого льда.

Заключение

Капельное вымораживание при зимнем дождевании – эффективный метод опреснения минерализованных вод. Экспериментальные и теоретические исследования показали высокую производительность намораживания пористого льда из воды разной солёности. Доля льда в капельном факеле меньше, чем в отдельной капле воды из-за нагревания капельного факела в результате теплообмена падающих капель воды с атмосферным воздухом. При температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С температура воздуха в капельном факел из капель воды диаметром 1,5 мм и минерализацией 5 г/л нагревается на 1,6 и 6,4 °С соответственно. При температуре атмосферного воздуха −10 и −40 °С доля льда в отдельной капле воды минерализацией 35 г/л составляет 14 и 47%, тогда как в капельном факеле эта доля будет меньше – 12 и 39% соответственно. При этом минерализация незамёрзшей воды в капельном факеле повысится до 40 и 58 г/л. При применении дождевальной установкой ДДН–70 получим массу пористого льда из воды минерализацией 35 г/л, равную 670 и 2190 т льда за сутки, при температуре атмосферного воздуха –10 и −40 °С соответственно.

При росте доли льда в капельном факеле увеличивается минерализация незамёрзшей воды, что ведёт к росту солёности пористого льда. Эксперименты показали, что при небольшой минерализации исходной воды – до 10 г/л – влажность пористого льда после стока избытка воды составляет порядка 12%, тогда как для пористого льда, намороженного из морской воды, эта величина намного выше – 23%. Из теоретических и экспериментальных исследований стало ясно, что влажность солёного пористого льда значительно влияет на эффективность опреснения. При влажности пористого льда 12% и таянии 30% объёма минерализация оставшейся части массива в 4 раза меньше, чем при влажности 23%, а при таянии 50% объёма льда – в 16 раз. При этом минерализация массива пористого льда, намороженного из воды с минерализацией 35 г/л при влажности массива 23%, составит 5 и 1 г/л при стаивании 20 и 50% его массы соответственно. Результаты исследований показывают, что с ростом минерализации намораживаемой воды снижается как доля льда в капле воды (производительность намораживания), так и эффективность опреснения. Однако даже при экспериментах с морской водой с минерализацией 35 г/л после стаивания более 50% объёма пористого льда минерализация оставшейся части составит около 1 г/л, и после соответствующей санитарно-гигиенической обработки эту воду можно использовать для питьевого водоснабжения. Причём такая вода будет содержать в достаточном количестве необходимые микроэлементы.

Благодарности. Математическое моделирование и анализ архивных материалов проводились в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004. Расчёты, обработка и анализ экспериментальных данных выполнялись при поддержке программы президиума РАН № 22 «Перспективные физико-химические технологии специального назначения». Экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген вели при финансовой поддержке госзадания и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgments. The mathematical modeling and analysis of experimental data carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the

project reg. № 0148-2019-0004. Calculations, processing and analysis of experimental data were carried out with the support of the program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences № 22 «Advanced Physico–Chemical Technologies for Special Purpose». Field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. *Гомозов Э.В., Медведев А.А., Тришкин В.В.* Проблемы водоснабжения военнослужащих арктической группировки войск // Науч. вестн. ВВИМО. 2016. № 2 (38). С. 88–91.
2. *Kingery W.D., Goodnow W.H.* Brine migration in salt Ice // Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications / Ed.: W.D. Kingery. M.I.T. Press: Cambridge, 1963. P. 237–247.
3. *Сосновский А.В.* Закономерности формирования и использования искусственных фирново-ледяных массивов: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2010. 301 с.
4. *Сосновский А.В., Ходаков В.Г.* Искусственное льдообразование в природных условиях для решения экологических проблем // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 3–6.
5. *Gao W., Smith D.W., Sego D.C.* Release of contaminants from melting spray ice of industrial wastewaters // Journ. of Cold Regions Engineering. 2004. № 18. P. 35–51.
6. *Kevin W. Biggar, Robert Donahue, Dave Sego, Mathieu Johnson, Sean Birch.* Spray freezing decontamination of tailings water at the Colomac Mine // Cold Regions Science and Technology. 2005. № 42. P. 106–119.
7. Проектирование, строительство и содержание зимних автомобильных дорог в условиях Сибири и Северо-Востока СССР. ВСН 137–89. М.: Минтрансстрой СССР, 1991. 177 с.
8. *Кубышкин Н.В., Бузин И.В., Головин Н.В., Гудошников Ю.П., Замарин Г.А., Скутин А.А.* Ледотехнические аспекты создания объектов транспортной инфраструктуры и разведочного бурения в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 407–426. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-4-407-426.
9. *Сосновский А.В., Конторович И.И.* К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 545–554. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-545-554.

References

1. *Gomozov E.V., Medvedev A.A., Trishkin V.V.* Problems of water supply for the military of the Arctic grouping. *Nauchnyi vestnik VVIMO.* Scientific Bulletin of VVIMO. 2016, 2 (38): 88–91. [In Russian].
2. *Kingery W.D., Goodnow W.H.* Brine migration in salt Ice. Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications. Ed.: W.D. Kingery. M.I.T. Press: Cambridge, 1963: 237–247.
3. *Sosnovsky A.V. Zakonomernosti formirovaniya i ispol'zovaniya iskusstvennykh firnovo-ledyanykh massivov.* Regularities of formation and use of artificial firn-ice massifs. PhD. Moscow: Institute of Geography RAS, 2010: 301 p. [In Russian].
4. *Sosnovskiy A.V., Khodakov V.G.* Artificial ice formation in natural conditions for handling environmental problems. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1995, 79: 3–6. [In Russian].
5. *Gao W., Smith D.W., Sego D.C.* Release of contaminants from melting spray ice of industrial wastewaters. Journ. of Cold Regions Engineering. 2004, 18: 35–51.
6. *Kevin W. Biggar*, *Robert Donahue*, *Dave Sego*, *Mathieu Johnson*, *Sean Birch*. Spray freezing decontamination of tailings water at the Colomac Mine. Cold Regions Science and Technology. 2005, 42: 106–119.
7. *Proektirovanie*, *stroitel'stvo i soderzhanie zimnikh avtomobil'nykh dorog v usloviyakh Sibiri i Severo-Vostoka SSSR. VSN 137–89.* Design, Construction, and Maintenance of Winter Motor Roads under Conditions of Siberia and the North-East of the USSR. VSN (All–Russia Construction Rules) 137–89. Moscow: Mintransstroy SSSR, 1991: 177 p. [In Russian].
8. *Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Golovin N.V., Gudoshnikov YU.P., Zamarin G.A., Skutin A.A.* Aspects of ice engineering for the aims of construction of the transport infrastructure and reconnaissance drilling in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2018, 64 (4): 407–426. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-4-407-426
9. *Sosnovsky A.V., Kontorovich I.I.* The calculation of desalination of mineralized porous ice at thawing. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 545–554. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-545-554.

Подписано в печать 05.08.2020 г. Дата выхода в свет 17.08.2020 г. Формат 60 × 88 1/8. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.0. Уч.-изд.л. 19.0. Бум.л. 10.0. Тираж 63 экз. Договорная цена. Заказ 3320.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.
Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-197-18
ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 117342 Москва, ул. Бутлерова, д. 17Б, а/я 47.
16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке* (**Acknowledgments**).

Для статьи, представляемой ***на английском языке***, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт http://ice-snow.igras.ru.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бóльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. http://ice-snow.igras.ru.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» http://ice-snow.igras.ru

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)124-73-82. E-mail: *khronika@mail.ru*

Индекс 41519

Лёд и Снег Том 60 № 3, 2020 Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

А.Я. Муравьев. Распределение и морфология современных ледников Камчатки. 325

И.И. Лаврентьев, Д.А. Петраков, С.С. Кутузов, Н.В. Коваленко, А.М. Смирнов. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе. 343

М.Д. Докукин, М.Ю. Беккиев, Р.Х. Калов, С.С. Черноморец, Е.А. Савернюк. Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы. 361

Снежный покров и снежные лавины

А.А. Скакун, К.Б. Чихачев, А.А. Екайкин, А.В. Козачек, Д.О. Владимирова, А.Н. Верес, С.Р. Веркулич, О.Р. Сидорова, Н.Э. Демидов. Изотопный состав атмосферных осадков и природных вод в районе Баренцбурга (Шпицберген). 379

Подземные льды и наледи

Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук. Изотопная индикация источника воды для образования ледоминерального ядра торфяных миграционных бугров пучения. 395

Морские, речные и озёрные льды

В.В. Попова. Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры Северной Евразии с середины 1990-х годов. 409

Л.Н. Юрганов. Связь между переносом метана в атмосферу и разрушением ледяного покрова Карского моря: спутниковые данные за 2003–2019 гг. (*на английском языке*). 423

Р.Б. Гузенко, Е.У. Миронов, В.В. Харитонов, С.В. Хотченков, Р.И. Май, В.С. Порубаев, С.М. Ковалев, К.А. Корнишин, Я.О. Ефимов. Комплексное исследование старых торосов в Северном Ледовитом океане. 431

С.В. Цыренжапов, А.А. Гурулев. Тепловые деформации и радиояркостная температура ледяного покрова пресных водоёмов. 445

Палеогляциология

Л.Г. Тиелидзе, О.Н. Соломина, В. Джомелли, Е.А. Долгова, И.С. Бушуева, В.Н. Михаленко, Р. Брошэ, Команда АСТЕР. Изменения ледника Чалаати (Грузинский Кавказ) с малого ледникового периода по данным космогенных изотопов (^{10}Be) и дендрохронологии (*на английском языке*). 453

Прикладные проблемы

А.В. Сосновский, Н.И. Осокин. Капельное вымораживание солёной воды при зимнем дождевании. 471

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 60, № 3, 2020