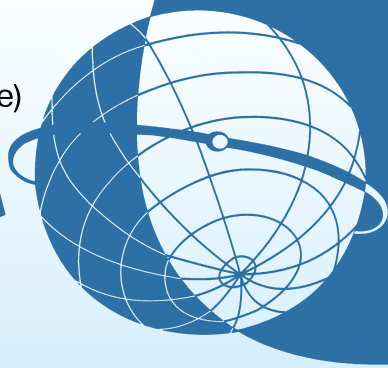
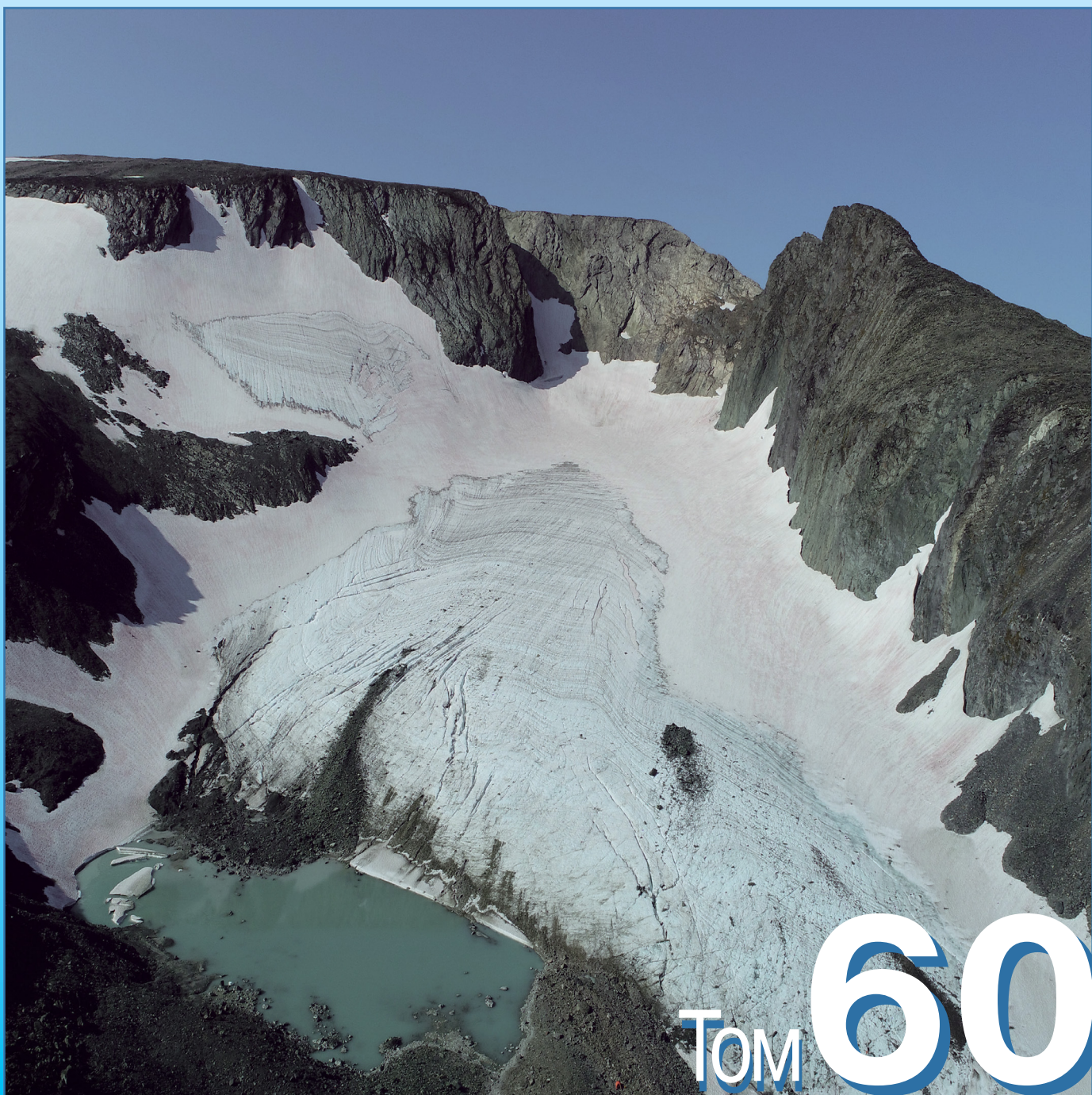


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **60**
№ **1**, 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 геогр. наук В.Н. Голубев, 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),
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),
V.N. Golubev, 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. Mikhalkenko, 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), V.E. Tumskoy,
T. Vihma (Finland), 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 ИГАН на Полярном Урале.
Фото сделано 26 августа 2018 г. А.И. Синицким,
Центр изучения Арктики, г. Салехард.

Photo on the cover: IGAN Glacier in the Polar Urals.
Photo taken on August 26, 2018 by A. I. Sinitsky,
Center for Arctic studies, Salekhard.

© Российская академия наук, 2020

© Русское географическое общество, 2020

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2020

© A.I. Sinitsky, 2020

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 60, № 1, 2020

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

<i>V.M. Kotlyakov, L.V. Desinov, S.L. Desinov, E.O. Serova, I.L. Ivonin, E.D. Kryuchkova, E.A. Novikova, V.F. Rudakov.</i> Glacier fluctuations in the Northern and Southern Patagonian Ice Fields retrieved from observations on the International Space Station.	5
<i>P. Sánchez-Gómez, F.J. Navarro, J.A. Dowdeswell, E. De Andrés.</i> Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya.	19
<i>F.J. Navarro, P. Sánchez-Gómez, A.F. Glazovsky, C. Recio-Blitz.</i> Surface-elevation changes and mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya.	29
<i>G.A. Nosenko, A.Ya. Muraviev, M.N. Ivanov, A.I. Sinitsky, V.O. Kobelev, S.A. Nikitin.</i> Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes.	42
<i>P.A. Toropov, A.A. Shestakova, A.A. Poliukhov, A.A. Semenova, V.N. Mikhaleiko.</i> Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus).	58

Snow Cover and Avalanches

<i>V.N. Makarov, L.S. Volkova.</i> Geochemical properties of snow on the areas influenced by falling parts of the rocket carriers (Yakutia).	77
<i>L.P. Golobokova, T.V. Khodzher, D.G. Chernov, O.R. Sidorova, O.I. Khuriganova, N.A. Onischuk, N.A. Zhuchenko, I.I. Marinaite.</i> Chemical composition of the near-surface atmospheric aerosol in Barentsburg (Svalbard) based on the long-term observations.	85
<i>N.S. Malygina, A.N. Eyrikh, E.V. Agbalyan, T.S. Papina.</i> Isotopic composition and source regions of winter precipitation in the Nadym Lowland.	98

Ground Ice and Icings

<i>G.S. Dyakova, A.A. Goreyavcheva, O.V. Ostanin, V.V. Olenchenko, R.Yu. Biryukov.</i> Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai.	109
--	-----

Sea, River and Lake Ice

<i>A.S. Tarasov.</i> Modeling of ice dams in riverbeds (overview).	121
<i>T.A. Matveeva, V.A. Semenov, E.S. Astafyeva.</i> Arctic sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere.	134

Applied Problems

<i>A.A. Sukhanova, S.V. Popov, A.S. Boronina, S.D. Grigorieva, M.P. Kashkevich.</i> Geophysical surveys in the vicinity of the Progress station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18).	149
--	-----

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- В.М. Котляков, Л.В. Десинов, С.Л. Десинов, Е.О. Серова, И.Л. Ивонин, Е.Д. Крючкова, Е.А. Новикова, В.А. Рудаков.* Колебания ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии по данным мониторинга с Международной космической станции 5
- P. Sánchez-Gómez, F.J. Navarro, J.A. Dowdeswell, E. De Andrés.* Поверхностные скорости и айсберговый сток ледникового купола Академии Наук на Северной Земле 19
- F.J. Navarro, P. Sánchez-Gómez, А.Ф. Глазовский, С. Recio-Blitz.* Изменения высоты поверхности и баланс массы ледникового купола Академии Наук на Северной Земле. 29
- Г.А. Носенко, А.Я. Муравьев, М.Н. Иванов, А.И. Синицкий, В.О. Кобелев, С.А. Никитин.* Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата 42
- П.А. Торопов, А.А. Шестакова, А.А. Полюхов, А.А. Семенова, В.Н. Михаленко.* Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса 58

Снежный покров и снежные лавины

- В.Н. Макаров, Л.С. Волкова.* Геохимия снежного покрова в зоне влияния запуска ракеты-носителя (Якутия). 77
- Л.П. Голобокова, Т.В. Ходжер, Д.Г. Чернов, О.Р. Сидорова, О.И. Хуриганова, Н.А. Онищук, Н.А. Жученко, И.И. Маринайте.* Химический состав приземного атмосферного аэрозоля в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген) по результатам многолетних исследований. 85
- Н.С. Малыгина, А.Н. Эйрих, Е.В. Агбальян, Т.С. Папина.* Изотопный состав и регионы-источники зимних осадков в Надымской низменности 98

Подземные льды и наледи

- Г.С. Дьякова, А.А. Горевачева, О.В. Остапин, В.В. Оленченко, Р.Ю. Бирюков.* Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая. 109

Морские, речные и озёрные льды

- А.С. Тарасов.* Моделирование заторов льда в руслах рек (обзор). 121
- Т.А. Матвеева, В.А. Семенов, Е.С. Астафьева.* Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии 134

Прикладные проблемы

- А.А. Суханова, С.В. Попов, А.С. Боронина, С.Д. Григорьева, М.П. Кашкевич.* Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.). 149

Два полярных юбилея России

*Редколлегия и редакция журнала «Лёд и Снег» сердечно поздравляют
Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт
и его сотрудников со славным юбилеем — столетием основания АНИИ*

2020 год — знаменательный в полярных исследованиях России. В этом году исполняется 200 лет со дня открытия Антарктического материка Русской кругосветной экспедицией Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева и 100 лет основания главного полярного учреждения России — Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (АНИИ). Оба эти события имеют поистине мировое значение.

В поисках Южного материка русская экспедиция Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева прошла южнее Полярного круга, и 28 января (по новому стилю) 1820 г., когда корабли находились под 69°21' ю.ш. и 2°15' в.д., моряки увидели большие ледяные поля, отличавшиеся от всех виденных до сих пор, и уже тогда поняли, что находятся у материкового берега. Это было главное географическое открытие после заявления полувековой давности Джеймса Кука, что люди вряд ли когда-нибудь пробьются на юг и увидят, что скрывает Южный океан. Однако Русская экспедиция в поисках Южного полярного материка прошла южнее Полярного круга и достигла антарктического берега. Спустя некоторое время этот берег увидели и британские, и североамериканские китобои, но Россия снарядила в южно-полярные воды хорошо оснащённую научную экспедицию, которая провела большой объём наблюдений и исследований, результаты которых были опубликованы позже в обширных трудах экспедиции.

В конце XIX и в первой половине XX вв. многие страны проявили интерес к Антарктиде, а семь стран (Великобритания, Франция, Норвегия, Австралия, Новая Зеландия, Чили и Аргентина) «нарезали» там свои владения — сектора в Антарктиде. Однако после завершения Второй мировой войны Советский Союз, находившийся тогда на подъёме и имевший непререкаемый авторитет, вновь обратился к этой территории. В согласии с Соединёнными Штатами было принято решение «заморозить» претензии всех стран на владения в Антарктиде и превратить эту часть Земного шара в регион не противостояния государств, а их сотрудничества на благо науки и процветания людей.

В 1950-х годах возникла идея проведения Международного геофизического года и создания сети научных станций по всему миру, включая Антарктику. Советский Союз принял в этом активное участие, и уже вскоре на антарктическом Берегу Правды была основана первая советская станция Мирный, а перед Советской Антарктической экспедицией была поставлена задача создания ещё двух внутриконтинентальных станций — Восток в районе Южного геомагнитного полюса и Советская в районе Полюса относительной недоступности Восточной Антарктиды. Именно в эти годы к имени Арктического научно-исследовательского института (АНИИ) было добавлено наименование Антарктический (АНИИ), и он стал центром советских полярных исследований и в Северном, и в Южном полушариях Земли.

А возник Институт 4 марта 1920 г. как Северная научно-промысловая экспедиция при Высшем Совете народного хозяйства, но уже в 1925 г. он был преобразован в Институт по изучению Севера и в 1930 г. получил своё основное название — Всесоюзный арктический институт и стал центром работ по исследованию Советской Арктики и освоению Северного морского пути. В 1930-е годы институт участвовал в организации научных экспедиций на ледокольных пароходах «Г. Седов», «А. Сибиряков», «Челюскин», «Садко» и других в окраинных арктических морях и прилегающих районах Арктического бассейна. В 1937 г. сотрудники института занимались организацией на льдах Арктического бассейна первой в мире дрейфующей станции «Северный полюс-1» (СП-1). В последующие десятилетия таких дрейфующих станций было организовано почти сорок. В 1939 г. институт получил название Арктический научно-исследовательский институт, а с 1958 г. к названию было добавлено слово «Антарктический». В 1994 г. АНИИ был присвоен статус Государственного научного центра Российской Федерации.

Директорами Института были известные полярные исследователи: Р.Л. Самойлович, О.Ю. Шмидт, П.П. Ширшов, Е.К. Фёдоров, В.Х. Буйницкий, В.В. Фролов, А.Ф. Трёшников, Б.А. Крутских, И.Е. Фролов. Сейчас институт возглавляет доктор географических наук А.С. Макаров.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.6

doi: 10.31857/S2076673420010019

Колебания ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии по данным мониторинга с Международной космической станции

© 2020 г. В.М. Котляков^{1*}, Л.В. Десинов¹, С.Л. Десинов¹, Е.О. Серова², И.Л. Ивонин¹,
Е.Д. Крючкова³, Е.А. Новикова³, В.А. Рудаков¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия;

²Ракетно-космическая корпорация «Энергия», г. Королев, Московская область, Россия; ³МГИМО МИД РФ, Москва, Россия
*vladkot6@gmail.com

Glacier fluctuations in the Northern and Southern Patagonian Ice Fields retrieved from observations on the International Space Station

V.M. Kotlyakov^{1*}, L.V. Desinov¹, S.L. Desinov¹, E.O. Serova², I.L. Ivonin¹, E.D. Kryuchkova³,
E.A. Novikova³, V.F. Rudakov¹

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Rocket and Space Public Corporation «Energiya», Korolev, Moscow Region, Russia; ³Moscow State Institute of International Relations, Ministry of Foreign Affairs of Russia, Moscow, Russia
*vladkot6@gmail.com

Received June 7, 2019 / Revised August 7, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: climate change, glacier degradation, glacier tongue, ice fields, International Space Station, space image, Patagonia.

Summary

Quantitative indicators of changes in 37 glaciers of the Patagonian Northern and Southern glacial fields were determined by means of decoding and analysis of photographs obtained by astronauts from the Russian segment of the International Space Station. On the basis of this information it was concluded that in 2002–2016 the glaciers of both fields of Patagonia continued to retreat. The frontal parts of the nine glaciers retained their positions, while others reduced at an average rate of several dozen up to 430 m/year. Repeated monitoring of 16 glaciers from this selection and analysis of the data obtained in 2016–2019 confirm this conclusion. The only exception was the O'Higgins Glacier, which did not change position of its frontal part for 12 years and then retreated in 2018–2019 to 1,250 m. In some cases, a gradual decrease in area of the frontal part of the glacier was accompanied by a sharp collapse of the lower zone with the formation of extensive fields of icebergs. The dynamics of the Bruggen Glacier (Pius XI) are not typical for the region under consideration: for many years this glacier has been advancing. This development cannot be explained without detailed field investigation in the area of snow and ice accumulation of the glacier. Perhaps that was due to a snow-drift transport in an extensive area of accumulation that supported the preservation of the size of the glacier tongue, and even its advance. According to our observations, the average rate of retreat of the glaciers of the Western and Eastern slopes of the Southern Ice Field significantly decreased since 2010, i.e. their degradation slowed down. At the same time, glaciers of the Northern Ice Field continued to decrease intensively.

Citation: Kotlyakov V.M., Desinov L.V., Desinov S.L., Serova E.O., Ivonin I.L., Kryuchkova E.D., Novikova E.A., Rudakov V.F. Glacier fluctuations in the Northern and Southern Patagonian Ice Fields retrieved from observations on the International Space Station. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 60 (1): 5–18. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010019.

Поступила 7 июня 2019 г. / После доработки 7 августа 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: изменение климата, космический снимок, ледниковые поля, Международная космическая станция (МКС), отступление ледников, Патагония, язык ледника.

В результате анализа фотоснимков с Международной космической станции определены изменения 37 ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии. В 2002–2016 гг. ледники обоих полей продолжали отступать, но их отступление с 2010 г. замедлилось, хотя некоторые ледники Северного ледникового поля продолжают интенсивно сокращаться. Лишь ледник Брюгген (Пия XI) на Южном ледниковом поле в течение многих лет наступает.

Введение

С 2001 г. с российского сегмента Международной космической станции (РС МКС) выполняется фотосъёмка земной поверхности (программа «Ураган»). До 2010 г. разрешение на местности снимков достигало 5 м, но в последние годы с доставкой на борт РС МКС фотокамеры с матрицей 36 мегапикселей и объектива с фокусным расстоянием 1600 мм детальность съёмки возросла до 2–3 м. Этот параметр не постоянен. Он зависит от качества объективов, величины диафрагмы при съёмке и прочих факторов. Фотоснимки земной поверхности, сделанные с борта РС МКС с высоты 380–400 км, входят в разряд данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) высокого разрешения. За 19 лет получено около 2000 снимков ледников Патагонии с разрешением на местности от 2 до 5 м. Особенно плодотворной стала работа на борту МКС соавтора этой статьи Е.О. Серовой, которая в летнее время года — для Южного полушария с ноября 2014 по март 2015 г. — более 950 раз фотографировала ледники этой территории. Получить такой массив информации удалось благодаря включению мониторинга этих ледников в задания первого приоритета и ежедневному дежурству космонавта у иллюминаторов станции на тех трёх суточных витках, когда МКС пролетает над Южными Андами. По статистике, эта территория более 70% времени года закрыта облачностью [1].

Гребни хребтов задерживают приходящие с Тихого океана воздушные потоки, содержащие большое количество влаги. Из этих воздушных масс, охлаждающихся в высотном поясе гор, в области аккумуляции ледников выпадают обильные осадки в виде снега. В периоды потепления, которые были отмечены метеорологическими службами Чили и Аргентины во второй половине XX и начале XXI в., западные склоны получали достаточно влаги для поддержания баланса массы ледников, тогда как на восточных склонах Анд количество осадков уменьшилось [1] и питание ледников сократилось.

Первые работы по измерению перемещения фронтальных участков ледников по данным однократных мелкомасштабных фотоснимков выполнены в середине 1960-х годов [2]. С начала 1970-х годов гляциологи Института географии РАН измеряют перемещения фронтальных участков

ледников по данным космической фотосъёмки. Первые 25 лет исходным материалом для изучения динамики ледников служили снимки, получаемые с автоматических космических аппаратов серий «Зенит» и «Ресурс-Ф», оснащённых топографической камерой СА-20 (более известной как КФА-1000) [3]. Эта аппаратура с высоты около 220 км обеспечивала получение информации о фрагменте земной поверхности площадью 70×70 км с разрешением на местности около 5 м. Отклонение оптической оси фотоаппаратов от вертикали не превышало 7° , что позволяло трансформировать снимки аналитическим способом.

По данным съёмок 1975–1976 гг. были обнаружены и изучены признаки активизации памирских ледников Шокальского, Ванчдара и № 88, которые вскоре подтвердились их выразительными подвижками [4]. В октябре 1977 г. в Советском Союзе началась реализация программы визуально-инструментальных исследований на орбитальных пилотируемых станциях серии «Салют», одной из главных направлений которой стали исследования динамики ледников Памира, Тянь-Шаня, Каракорума и Патагонии. Уже первые сеансы фотосъёмок, выполненные ручной камерой «Пентакон-6М» на цветную плёнку с разрешением на местности около 30 м [5], принесли важную информацию о ледниках обоих ледниковых полей Патагонии, в частности, об очередном перекрытии ледником Морено канала Темпанос на оз. Архентино, об отторжении от ледника О'Хиггинс айсберга площадью около 12 км^2 и о положительной динамике крупнейшего ледника Южной Америки — Брюгген. Такие работы в 1970–80-х годах были ещё эпизодическими, но с появлением в 1990-х годах ГИС пользовательского уровня ситуация резко улучшилась. Однако после 1999 г. в российской космической программе ДЗЗ последовала затяжная пауза, когда орбитальная фотосъёмка земной поверхности проводилась только космонавтами, а спутники не использовали.

В 2006 г. на орбиту был выведен ИСЗ «Ресурс-ДК», обеспечивавший детальность цифровой съёмки 2 м. В 2019 г. в российской космической программе задействованы только две системы ДЗЗ, аппаратура которых обеспечивает разрешение на местности 1–2 м. В отечественной науке работы по систематическому мониторингу колебаний концов ледников и изучению пульсирующих ледников по данным космической фото-

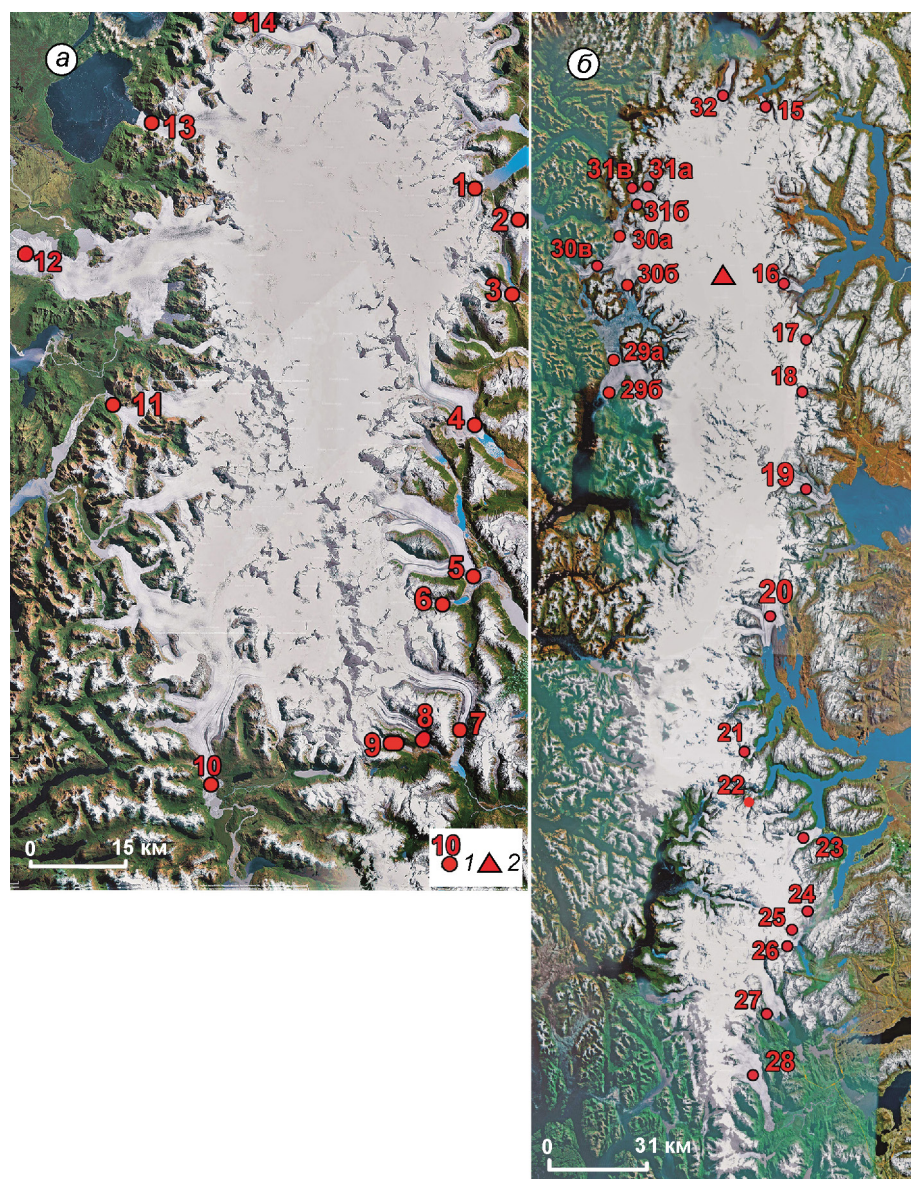


Рис. 1. Северное (а) и Южное (б) ледниковые поля Патагонии.

1 – точками отмечено положение ледников, объектов мониторинга с российского сегмента МКС; 2 – вулкан Лаутаро

Fig. 1. Northern (a) and Southern (b) Patagonian Ice Fields.

1 – points show the position of glaciers, subjects of monitoring from Russian Segment of the International Space Station; 2 – volcano Lautaro

съёмки начаты летом 1974 г. и результаты их были опубликованы в 1977 г. [3, 4]. Эти исследования касались наблюдений за ледниками Памира. В последующие годы, особенно с начала XXI в., наблюдения с МКС за ледниками Патагонии были продолжены. В настоящей статье рассмотрены материалы, полученные за последние 20 лет.

Район исследований

Ледниковые поля Патагонии – обширный очаг современного оледенения, не сопоставимый по своим масштабам с запасами льда в других горных районах средних широт. В ледниках

Северного и Южного полей Патагонии на площади около 21 000 км² сосредоточено около 12% всего внеполярного оледенения нашей планеты. Эти запасы льда неравномерно распределены между двумя горными плато. Первое из них имеет длину около 120 км и ширину 50 км. Второе раскинулось на площади около 13 500 км² вдоль меридианов 73° и 74° з.д. на протяжении 330 км (рис. 1). Для оценки основных особенностей динамики оледенения Патагонии мы выбрали 14 ледников Северного поля и 23 ледника Южного поля (см. рис. 1 и таблицу).

Область исследования находится в зоне влияния воздушных масс Атлантического и Тихого океанов. На западной стороне гор выпадает

Динамика ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии в 2002–2016 гг., м*

№ п/п	Ледники ю.ш.; з.д.	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	Отступление, м всего** за год
<i>Ледники восточной экспозиции Северного ледникового поля</i>																	
1	Леонас Leonas 46,76°; 73,22°					120					+70	10	+40	30	10	60	120
2	Ледник 46,83°; 73,12°											100					100
3	Солер Soler 46,91°; 73,15°							0									0
4	Нэф Nef 47, 08°; 73, 25°				0			400		+110	+270	430		210		190	850
5	Колония Colonia 47,25°; 73,21°				20			60		+230	170	+200	700	300	+110	200	910
6	Ледник 47,29°; 73,30°							0							0		0
7	Паред, северный поток языка Pared, North part of tongue 47,46°; 73,25°			220				10		0	90	270		150		380	1120
8	Паред, южный поток языка Pared, South part of tongue 47,46°; 73,32°								0			0				0	0
9	Пискис Piskis 47,46°; 73,37°							470									470
<i>Ледники западной экспозиции Северного ледникового поля</i>																	
10	Стеффен Steffen 47,52°; 73,71°							+140			1560	+400	540		510	+300	1770
11	Бенито Benito 47,03°; 73,89°										700	160	200	480	250		1790
12	Сан-Куинтин San-Quintin 46,85°; 74,06°										0	0	0	0	0		0
13	Сан-Рафаэль San-Rafael 46,68°; 73,84°										100						100
14	Гуалас Gualas 46,49°; 73,65°										140						140
<i>Ледники восточной экспозиции Южного ледникового поля</i>																	
15	Бергуэз Berguez 48,35°; 73,30°					430							320				750
16	О'Хиггинс O'Higgins 48,92°; 73,13°							0									0
17	Чико Chico 49,00°; 73,04°						230				230			170			630
18	Маркони Marconi 49,21°; 73,09°								0								0
19	Вьедма Viedma 49,52°; 73,01°				130		160	20	160	100	0	190	270	20	150	630	2330
20	Угсала Ugsala 49,91°; 73,28°			300			290	440	810	310	850	430	270	370		0	4070
21	Спегазинни Spegazzinni 50,24°; 73,33°								0								0
22	Майо Mayo 50,36°; 73,33°								0								0
23	Перито Морено Perito Moreno 50,46°; 73,05°								0								0
24	Фриас Frias 50,73°; 73,10°								65				160			25	250
25	Синкуэntenарио Cincuentenario 50,75°; 73,15°								160				510			40	790
26	Диксон Dickson 50,78°; 73,15°								90				430			100	620
27	Грей Grey 50,98°; 73,21°					560						540		320			1420
28	Тиндал Tyndall 51,25°; 73,28°			370					150			490		430	60		1500

Ледники западной экспозиции Южного ледникового поля									
		+260	+240	+390	+460	+1350	+112		
29а	Брюгген (Пия XI), северный поток языка Pio XI (Bruggen), North part of tongue 49,09°; 73,97°								
29б	Брюгген (Пия XI), южный поток языка Pio XI (Bruggen), South part of tongue 49,23°; 74,01°	+780	+180	+450	+440	+1850	+154		
30а	Греве, северный поток языка Greve, North part of tongue 48,69°; 73,93°;		1050	0	50		1100	110	
30б	Греве, южный поток языка Greve, South part of tongue 48,94°; 73,94°;		1650	1090	1140		3880	431	
30в	Греве, западный поток языка Greve, West part of tongue 48,85°; 74,12°	1100	1230	1670			4000	333	
31а	Бернардо, северный поток языка Bernardo, North part of tongue 48,62°; 73,82°	300	200	1050			1550	129	
31б	Бернардо, южный поток языка Bernardo, South part of tongue 48,66°; 73,87°	530	390	220			1140	95	
31в	Бернардо, западный поток языка Bernardo, West part of tongue 48,61°; 73,89°	1430	0	30			1460	121	
32	Джорже Монтт Jorge Montt 48,32°; 73,46°		1810	1830			3760	342	

*Знаком + обозначено приращение длины языков ледников. **Суммарное перемещение фронтальной части ледников в среднем за все годы наших наблюдений. Нули в таблице говорят о том, что положение фронта у ряла ледников за указанный период времени оставалось неизменным, хотя год от года оно и испытывало незначительные изменения, а фронтальные части восьми ледников за все годы наблюдений так и остались неизменными. Пустые графы (с отсутствием цифр и нулей) означают отсутствие данных за указанные годы.

около 4000 мм осадков в год, а в самом верхнем поясе — до 7500 мм [6]. На восточном склоне ледниковых полей атмосферное питание заметно меньше, а летом до самых верховий ледников нередко идут дожди. Важнейшие метеорологические параметры этого региона — обильные осадки и частый сильный западный ветер. В работе [1] приведены дни, когда Северное ледниковое поле было полностью или частично покрыто облаками, а также периоды, когда небо над ним было ясным. В среднем в 2000–2006 гг. всё поле было полностью покрыто облаками 273 дня в году, частично — 73 дня в году и только 19 дней в году небо было безоблачным. Самые пасмурные месяцы — январь, сентябрь и декабрь. В 2002 г. наблюдалось наибольшее число пасмурных дней, в 2005 г. — наименьшее. Отмечено также, что плотность облаков на тихоокеанской стороне гор намного больше, чем на противоположной. А поскольку плотность воздуха прямо пропорционально зависит от его влажности, был сделан вывод, что количество осадков в твёрдом виде западнее водораздельного хребта существенно больше, чем восточнее него.

При планировании мониторинга Патагонии с борта МКС в холодное для этой территории время года в 2002–2019 гг. и по реальным наблюдениям Е.О. Серовой, выполненным с октября 2014 г. по март 2015 г., установлена возможность целевой фотосъёмки ледников с вероятностью не более 10% времени пролёта МКС над обоими полями. Визуально обнаружено, что экранирование плотными облаками западной стороны обоих полей заведомо больше, чем восточной. Заметим, что все метеостанции в Патагонии расположены вдали от ледников, они фиксируют лишь общую тенденцию уменьшения осадков на региональном уровне.

Оледенение Патагонии формируется под влиянием очень благоприятных для этого климатических особенностей. Ярво выраженный западный ветровой

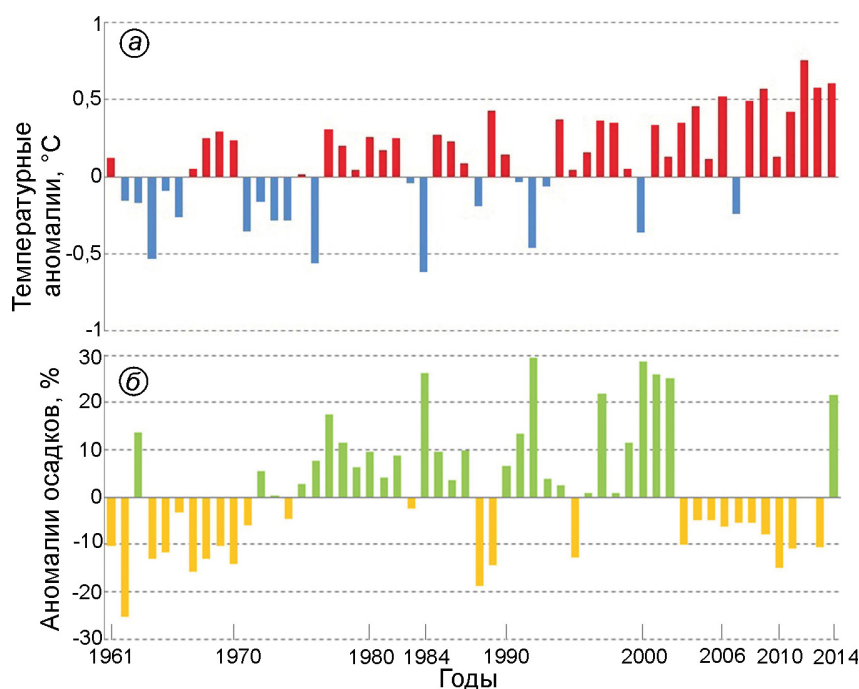


Рис. 2. Средние годовые аномалии температуры воздуха (а) и осадков (б) в Аргентине в 1961–2014 гг. по обобщённым данным метеостанций

Fig. 2. Mean annual anomalies of air temperature (a) and precipitation (b) in Argentina during 1961–2014 according to the data of meteorological stations

перенос способствует асимметричному распространению осадков на склонах меридиональных хребтов и влияет на динамику ледников. Значительные объёмы снега перераспределяются в результате метелевого переноса с западных склонов на восточные. На космических снимках особенно ярко отмечается разница в заснеженности противоположных склонов гор после длительных снегопадов.

На рис. 2 показано изменение температуры воздуха и осадков с 1961 г. Это — данные метеорологической службы Аргентины [7], которые объясняют главный фактор сокращения ледникового комплекса Патагонии. Из данной сводки следует, что в 1961–1984 гг. в Патагонии на разных метеостанциях этого региона отмечено общее для всех пунктов изменение среднегодовой температуры воздуха (от условного базового нулевого значения — температуры, характерной для начала 1960-х годов) от $-0,5$ до $+0,25$ °C. В 1985–2000 гг. зафиксировано превышение этого показателя от базового значения в среднем на $0,30$ °C, в 2000–2010 гг. — на $0,35$ °C, а в 2011–2014 гг. — на $0,55$ °C. В работе [7] осреднённые по станциям значения годовых сумм осадков, за-

фиксированные в начале 1960-х годов, приняты за базовую (нулевую) величину, относительно которой предложено фиксировать положительные и отрицательные аномалии осадков в последующие временные интервалы. На рис. 2 видно, что в период 2002–2014 гг. превышение количества осадков от базового нулевого значения зафиксировано лишь дважды: на 25% в 2002 г. и на 22% в 2014 г. На протяжении других 11 лет — с 2003 по 2013 г. — отрицательные аномалии осадков составляли в среднем около 8%.

Ледники тихоокеанского склона в среднем крупнее и имеют обширные поля аккумуляции. Большинство ледников Северной Патагонии оканчивается в озёрах, поэтому механическая абляция и изменение температуры воды играют существенную роль в отступании их языков. Озёра обрамлены высокими моренными валами, которые маркируют исходные позиции ледников на начало их отступления (ледник Сан Рафаэль и др.). В ряде случаев на космических снимках отмечено обрушение на языки ледников значительных масс горных пород, что вызывает активизацию языков и оседание их нижних частей на дно озёр при достижении водной среды

(ледник Паред и др.). Все крупные ледники Южного ледникового поля Патагонии также оканчиваются в озёрах или фьордах, что приводит при разрушении нижних частей языков к образованию айсбергов. Отметим, что скорости движения льда на фронтальной части языка достигают, по нашим данным, в ряде случаев 10–20 м/сут. В ландшафте западного склона патагонских ледниковых полей выделяется решётчатая структура фьордов. Эти естественные каналы и огромные озёра показывают пути движения древних ледников, а моренные отложения — те позиции, до которых они экстремально распространялись.

Площади областей аккумуляции ледников намного превышают площади областей таяния. Согласно данным Атласа снежно-ледовых ресурсов мира [8], снегозапасы на большей площади обоих полей превышают 4000 мм в слое воды. Число дней со снежным покровом на западных склонах у концов ледников — более 300 в году. Аккумуляция—абляция на высоте границы питания ледников западного склона превышает 600 г/см² в год.

Ледники средней части Южного поля (Вьедма, Упсала, Брюгген, т.е. № 19, 20 и 29) отличаются оригинальным внешним обликом, сформированным под влиянием пепловых выбросов вулкана Лаутаро (высота 3607 м, координаты: 49,02° ю.ш., 73,55° з.д.), последнее извержение которого произошло в 1979 г. Вулкан покрыт льдом и возвышается на 1000 м над плато, из его кратера время от времени происходит эмиссия газов. Самые яркие следы извержения вулкан оставил на языке ледника Чико (№ 17).

В работе [9] определены изменения ледников в периоды между 1985, 2000 и 2011 гг. по трём последовательным съёмкам всего региона, сделанным со спутника Landsat. Анализ снимков выполнен с использованием автоматизированного картографирования площадей чистого льда и ручной коррекции облаков, водных поверхностей и теней, покрывающих ледники. Основной проблемой для точного определения площадей ледников стали большие объёмы выпавшего в эти годы сезонного снега, который осложнил дешифрирование ледников по снимкам из космоса. Изучив дистанционно все ледники Северного поля размером более 0,05 км², авторы работы [9] установили, что в период с 1985 по 2000 г. их общая площадь уменьшилась с 1192 до 951 км². К 2011 г. она сократилась ещё на 52 км².

Таким образом, по заключению авторов, площадь ледников этого поля сократилась почти на 25%. Приведём результаты мониторинга изменений реакции горных ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии (Южные Анды) на региональное потепление климата, выполненного с участием космонавтов РС МКС. Начало этих наблюдений относится к 2002 г.

Методика исследований

Космические снимки, полученные ручными камерами, геометрически не корректны. Обработка этих изображений, особенно фрагментов снимков, на которых отображаются нижние части ледников, с помощью программы Global Mapper показала возможность их трансформирования даже в случае угловых отклонений от вертикали при съёмке до 30°. Существует возможность использования и многих других программных продуктов. Для измерений по снимкам, сделанным ручными фотокамерами, в данной работе мы использовали программу Global Mapper, версия 15. На район гор Патагонии в программе заложены топокарты вплоть до масштаба 1:10 000 и актуальные космические фотоснимки с разрешением на местности около 3 м в картографической проекции UTM WGS84. Снимки, полученные с РС МКС, трансформируются с помощью этой программы и образуют соответствующие слои информации, после чего выполняются измерения. Информационным ресурсом в данном исследовании послужили цифровые снимки, которые получают в натуральных цветах. Перед полётом каждый российский космонавт проходит подготовку по целевым заданиям программы «Ураган», включая и мониторинг ледников Патагонии. По ходу полёта задания дополняются. С экипажем поддерживается оперативная связь, включая технические средства Центра управления полётом МКС и электронную почту.

Совместный анализ картографического материала и космических снимков — путь к получению искомой информации. Дешифрирование границ ледников выполняется только вручную и требует высокого профессионального уровня. Наш опыт исследований показал, что топографические карты всего известного масштабного ряда содержат погрешности в отображении контуров ледников, осо-

бенно их окончаний. Карты масштабов 1:10 000 и 1:25 000 приемлемы для сравнительного анализа с данными космических снимков с разрешением на местности 2–5 м, а карты масштаба 1:50 000 рекомендуется использовать совместно с материалами орбитальных съёмок с детальностью 10–15 м.

Мы установили три существенных недостатка совмещения топографических карт и космических снимков при оценке величины перемещения фронтальных частей языков ледников. Первый — небольшое число опорных точек минимального размера, которые можно одновременно найти на карте и дешифровать на снимке. Эта трудность служит важной причиной часто встречающегося на практике несовмещения контуров. Второй недостаток связан с технологией картографирования ледников и их горного обрамления. Согласно [10], при составлении топографических карт масштабов 1:25 000 и 1:50 000 «средние ошибки в плановом положении твёрдых контуров относительно ближайших опорных пунктов и линий прямоугольной сетки не должны превышать на картах горных районов 0,75 мм от их масштаба». Это означает, что отклонения положения точек на местности могут не совпадать с их изображением на карте масштаба 1:25 000 на 18 м, а на карте масштаба 1:50 000 — на 36 м! Третий широко известный недостаток — на этапе составления топографических карт при дешифрировании материалов аэро- и космической фотосъёмки контуры ледников определяются исполнителями во многих случаях с большими погрешностями.

Для получения более корректных результатов мы воспользовались методом, впервые применённым Л.В. Десиновым и В.М. Котляковым ещё в конце 1970-х годов при изучении колебаний ледников Памира [1]. Его суть — измерение на космическом снимке перемещения точки поверхности ледника относительно контрольного створа, т.е. линии, соединяющей две реперные точки, расположенные на противоположных склонах или на береговых моренах. Точность таких измерений зависит от точности компьютерного нанесения этой линии на фотоснимок. Отметим, что в реальной работе по дешифрированию космических снимков, поступающих с борта РС МКС, при выборе реперной точки минимального размера её величина оказывается примерно в 2 раза больше, чем разрешение на местности снимка. В том случае, когда этот па-

раметр составляет 2–3 м, принимается погрешность измерения равная 4–6 м.

Рассмотрим пример измерения расстояния от произвольно выбранной точки поверхности ледника Вьедма до контрольного створа. Снимок сделан фотокамерой Nikon D3X, оснащённой объективом с фокусным расстоянием 1200 мм и 24-мегапиксельной матрицей. Во время съёмки МКС пролетала над Южным ледниковым полем Патагонии на высоте 360 км. От подспутниковой точки до осевой линии ледника было 92 км. Наклонная дальность — 371 км. Угол наклона поверхности ледника — около 10°. Несложный расчёт показывает, что в данном случае в центре кадра одному пикселю фотокамеры соответствует расстояние 1,79 м на местности. В том случае, когда величина сокращения ледника за время между съёмками в один год превышает 10 м, точность измерения в 4 м следует признать удовлетворительной.

Обсуждение результатов

В результате выполненных работ установлены основные особенности изменений ледников обоих полей за три периода мониторинга с РС МКС: в 2002–2010, 2010–2016 и 2016–2019 гг. За начало каждого периода принимается декабрь, а за окончание — март, что соответствует началу и завершению летнего времени года в Патагонии. Заметим, что при сокращении ледника с образованием айсбергов очертание фронта каждого ледника существенно изменяется. Мы принимали за нижнюю точку языка ледника ту, которая лежит на окончании его осевой линии.

Сведения о динамике ледников показаны в таблице. Данных о ледниках *восточной экспозиции Северного ледникового поля Патагонии* в первом периоде мало, поэтому сравнить изменения во времени весьма сложно. Во втором периоде исследований установлено, что средняя скорость отступления ледника Паред Северный (№ 7) возросла с 90 до 380 м/год, а средние скорости сокращения трёх других ледников — Леонас (№ 1), Неф (№ 4) и Пискис (№ 9) — не изменялись в оба периода наблюдений (соответственно 17, 65 и 47 м/год). Ещё четыре ледника — Солер (№ 3), Паред Южный (№ 8) и ледники № 2 и 6 — находились в стационарном состоянии (см. таблицу).

На фоне отступления ледников этой территории два ледника в отдельные годы наступали. Длина языка ледника Нэф в 2009–2011 гг. возросла на 380 м, однако в последующие пять лет быстро уменьшилась. В итоге за 15 лет он сократился на 850 м. А ледник Колония (№ 5) в 2009–2015 гг. продемонстрировал три цикла увеличения и уменьшения длины своего языка. Однако негативная тенденция всё же преобладала: отмечено его сокращение на 910 м со средней скоростью 70 м/год. В 2016–2019 гг. получены сведения о четырёх ледниках этой территории: скорость отступления ледника Колония увеличилась на 13 м/год, ледника Нэф уменьшились с 65 до 10 м/год, ледника Леонас сохранилась на уровне 17 м/год, а ледник Солер выдвигался по 80 м/год.

Для ледников *западной экспозиции Северного ледникового поля Патагонии* (см. таблицу) данные о первом периоде мониторинга практически отсутствуют. Получены сведения только о леднике Стеффэн (№ 10), который в 2007–2010 гг. наступал со средней скоростью 35 м/год, а в последующие шесть лет временами выдвигался в долину. В 2011 г. от него отделился айсберг длиной 1560 м. Затем ледник дважды наступал, выдвигаясь в озеро на 400 и 300 м, и дважды сокращался на 540 и 510 м с продуцированием айсбергов, но в целом за шесть лет сокращался со средней скоростью 318 м/год. Во вторую фазу мониторинга ледники Сан-Рафаэль (№ 13) и Гуалас (№ 14) сокращались по 33 и 70 м/год, а ледник Бенито (№ 11) отступил на 1790 м со средней скоростью около 300 м/год. Ледник Сан-Куинтин (№ 12) не изменил положения своего фронта. В третьем временном интервале положение фронтальной части ледника Сан-Куинтин сохранилось прежним, а ледник Стеффэн сокращался от 197 до 460 м/год. Ледники Сан-Куинтин, Сан-Рафаэль и Гуалас оканчиваются в больших озёрах. Крутые западные берега этих водоёмов, имеющие в плане плавные округлые формы, представляют собой конечные морены нескольких стадий оледенения.

Ледники *восточной экспозиции Южного ледникового поля Патагонии* вошли в число репрезентативных объектов наиболее полно. В таблице дана информация о 14 ледниках. На протяжении первого цикла наблюдений пять ледников этой группы — О'Хиггинс (№ 16), Маркони (№ 18), Спегазинни (№ 21), Майо (№ 22) и Перито Морено

(№ 23) — сохраняли свою фронтальную часть без изменений [11]. В последующие шесть лет эта ситуация повторилась. Ледник Чико (№ 17) за первые два периода наблюдений сокращался со скоростью около 53 м/год. Сведения об этом леднике восходят к 1945 г. В 1945–1975 гг. он отступил на 1640 м, практически с той же средней скоростью около 55 м/год, но в 1975–2001 гг. сократился всего на 310 м со скоростью 12 м/год [12].

Таким образом, восемь ледников в первые два периода отступали со средней скоростью от 28 до 290 м/год. Не было зафиксировано ни одного случая продвижения их фронтальных частей. Подчеркнём, что средняя скорость сокращения ледников этой группы во второй период мониторинга возросла по сравнению с первым этапом наблюдений. Скорость отступления ледников была следующей, м/год: ледник Вьедма (№ 19) — с 133 до 252 (рис. 3), ледник Упсала (№ 20) — с 270 до 303 (рис. 4), ледник Фриас (№ 24) — с 20 до 37, ледник Синкуэнтенарио (№ 25) — с 20 до 70, ледник Диксон (№ 26) — с 30 до 115, ледник Тиндал (№ 27) — с 74 до 140, ледник Грей (№ 27) — с 70 до 143.

Один из самых известных ледников Патагонии Перито Морено в 1899–1939 гг. продвинулся вперёд на 1,5 км [5] и перегородил плотиной канал Темпанос, отрезав рукава Рико и Роко. Следующие 20 лет, до 1959 г., ледяная плотина то выдвигалась, то отступала, оставляя узкий проход между собой и скалами. С той поры фронт ледника регулярно (каждые 3–4 года) перегораживал этот залив, что приводило к повышению уровня воды в отрезанной части и последующему прорыву. По данным мониторинга ледника с борта орбитальных станций серий «Салют», «Мир» и МКС в период с 1977 по 2019 г. установлено, что ледник многократно после отступления на 50–60 м от скал вновь приближался к ним и перекрывал канал.

Ледник О'Хиггинс, стекающий на восток в оз. Сан-Мартин — самый первый объект гляциологического мониторинга с использованием космических снимков по научной программе Института географии РАН. 22 декабря 1977 г., всего через три месяца после запуска орбитальной станции «Салют-6», ледник попал в поле зрения фотоаппарата в тот момент, когда он продуцировал огромный ледяной массив площадью около 12 км². Этот айсберг длиной 3,8 км полностью

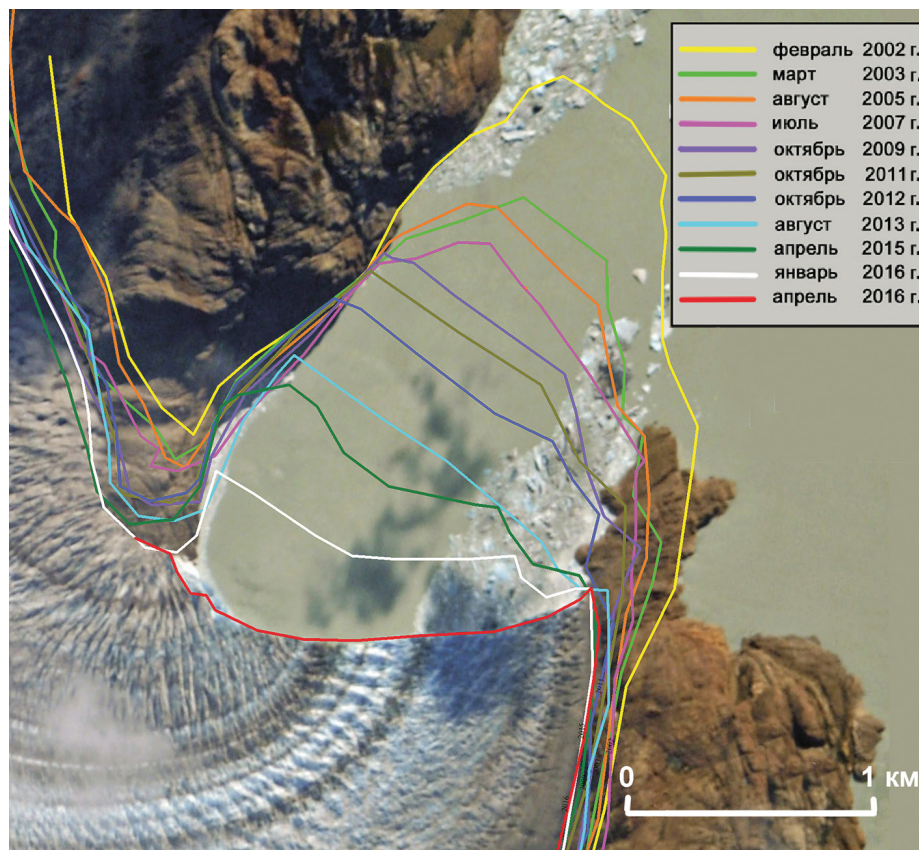


Рис. 3. Изменения положения фронта ледника Вьедма в 2002–2016 гг.

Fig. 3. Changes of positions of the Viedma Glacier front in 2002–2016

разрушился за 10 дней [5]. Отметим, что ледник О'Хиггинс активно отступал в период с 1935 по 1963 г., когда он сократился на 8 км [11]. Динамика ледника в 1963–1977 гг. авторам не известна. По данным фотосъёмки российских космонавтов, сделанной в 1977–2002 гг., установлено, что ледник стал короче ещё на 5,2 км. Таким образом, в XX в. за 67 лет ледник сократился, по крайней мере, на 17 км. Однако в 2002–2016 гг. фронт ледника О'Хиггинс не менял своего положения (см. таблицу). Очередной цикл отступления ледника пришёлся на третий период мониторинга с РС МКС, когда он сократился на 1250 м после образования айсберга площадью около 2 км².

В третьем периоде мониторинга замечены небольшие изменения на следующих ледниках: на 40 м сократился ледник Упсала, на 50 м ледник Тиндал и на 70 м ледник Синкуэнтенарио. За три года на 340 м ускорилось отступление ледника Диксон и на 400 м — ледника Чико. После довольно долгого периода медленного сокращения ледник Фриас отступил на 840 м. Продолжалось ин-

тенсивное отступление ледника Вьедма, у которого зафиксировано уменьшение длины на 1180 м. Сохраняют положение своих фронтальных частей ледники Майо, Маркони и Перито Морено.

Колебания ледников *западной экспозиции Южного ледникового поля Патагонии* также отражены в таблице. Объектов исследований на этом склоне — четыре. Окончания языков у трёх из них растекаются в разных направлениях, которые условно можно назвать потоками. В первый период мониторинга ледник Грече сокращался очень активно. Его северный поток (№ 30а) отступил в 2006–2009 гг. на 1050 м, южный поток (№ 30б) — на 1650 м, но больше других сократился западный поток (№ 30в), освободив ото льда полосу озёрной поверхности шириной 2330 м. Северная часть окончания ледника Бернардо (№ 31а) отступила на 500 м, южная часть (№ 31б) — на 920 м, а западный поток (№ 31в) — на 1430 м. Ледник Джорже Монтт (№ 32) сократился на 1810 м. На втором этапе наблюдений три потока ледника Грече сократились соответственно на 50, 1140

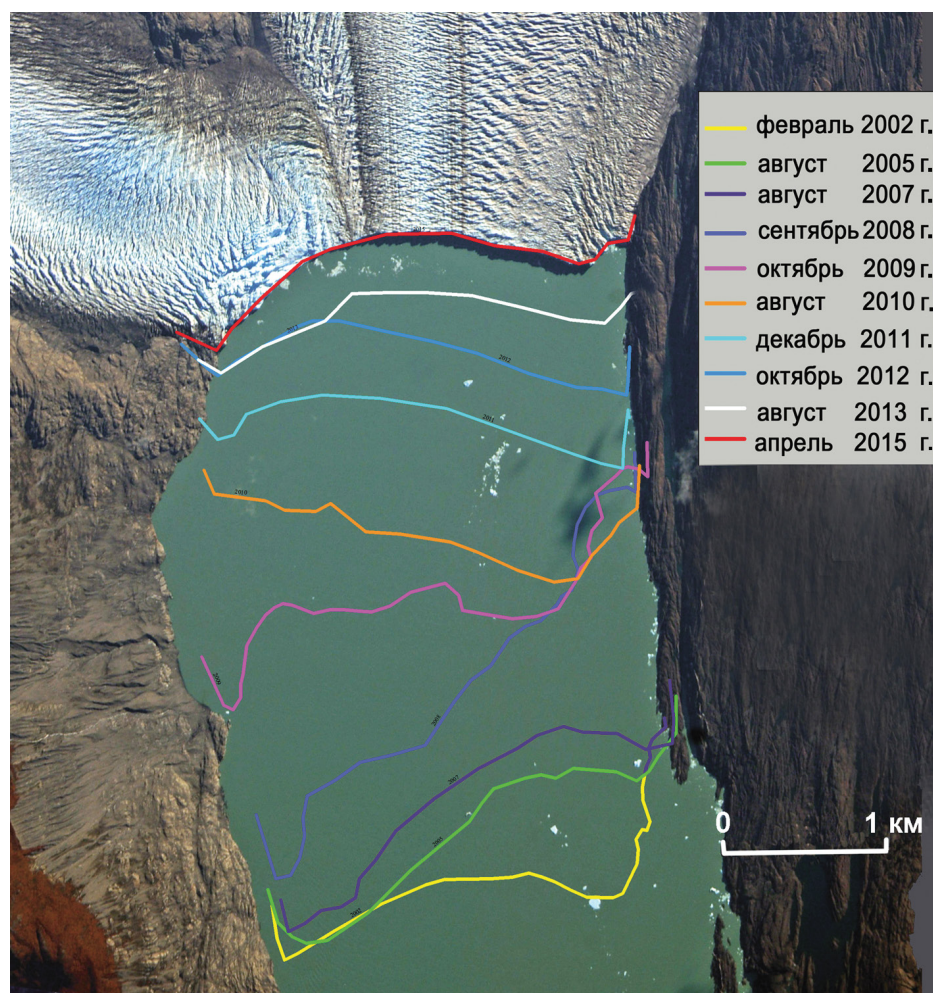


Рис. 4. Изменения положения фронта ледника Упсала в 2002–2015 гг.
Fig. 4. Changes of positions of the Uppsala Glacier front in 2002–2015

и 1670 м, три окончания ледника Бернардо на выходе к фьорду — на 1050, 220 и 30 м, а ледник Джорже Монтт отступил на 1830 м.

В 2010–2016 гг. средняя скорость сокращения ледников по сравнению с 2002–2010 гг. уменьшалась, м/год: ледник Бергуэз — с 61 до 53, ледник Бернардо Южный — с 130 до 44, ледник Бернардо Западный — с 280 до нуля, ледник Джорже Монтт — с 362 до 325. Такие данные оказались неожиданными, как и многолетнее наступление соседнего гиганта — ледника Брюгген. Только на леднике Бернардо Северный во второй период сохраняется высокая скорость отступления — до 210 м/год. Следов даже временного увеличения длины языков ледников в этой части поля не обнаружено. Для третьего этапа исследований данных о динамике ледников этого района, к сожалению, нет.

Таким образом, сравнивая западные и восточные экспозиции обоих полей, заметим, что в 2001–2016 гг. скорости отступления ледников Северного ледникового поля отличаются почти втрое: на наветренной стороне гор — 157 м/год, а на подветренной — 51 м/год. На Южном ледниковом поле они разнятся примерно вдвое (соответственно 200 и 106 м/год).

Уникальный объект в Патагонии, да и во всей Южной Америке — ледник Брюгген (№ 29). Он стекает на запад с Южного ледникового поля во фьорд Эйре (рис. 5), образуя мощную ледяную плотину шириной около 6 км, создающую подпор для пресной части фьорда. В работе [5] отмечено, что в 1830 г. ледник Брюгген (Пия XI) находился на суше, далеко от фьорда Эйре, а за 100 лет приблизился к нему на 7,2 км. Затем к 1945 г. ледник отступил на 2,8 км, но к 1966 г.

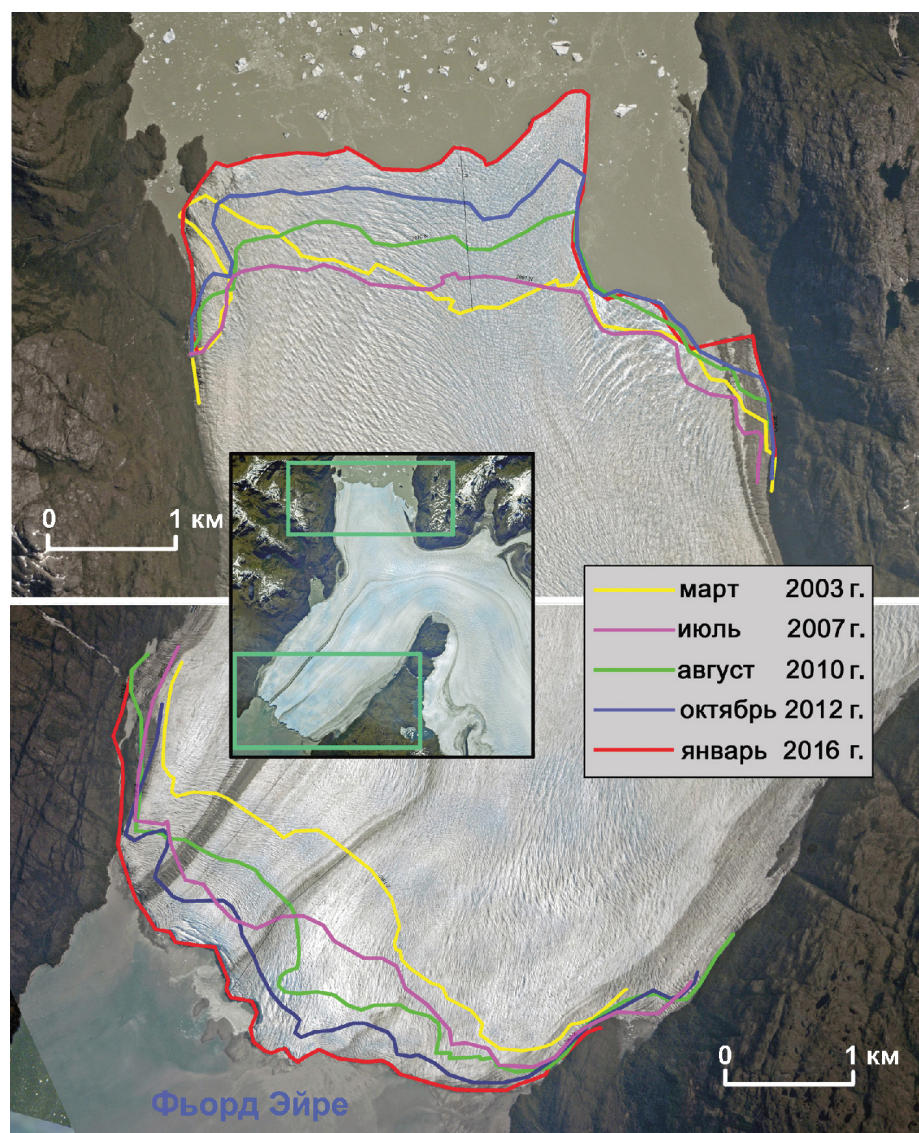


Рис. 5. Изменения положения северного и южного окончаний ледника Брюгген (Пия XI) в 2003–2016 гг.
Fig. 5. Changes in positions of the northern and southern ends of the Bruggen Glacier (Pio XI) in 2003–2016

перекрыл фьорд мощной плотиной, за которой образовался пресный водоём, получивший название оз. Эйре, уровень воды в котором превышает на 150 м уровень воды во фьорде ниже продвинувшегося ледника. К 1977 г., когда ледник попал в поле зрения фотоаппаратов на орбитальной станции «Салют-6» [5], он оказался длиннее по сравнению с положением своего фронта в 1945 г. на 9 км, а его площадь увеличилась на 65 км². В 2002–2016 гг. выдвижение ледника Брюгген во фьорд продолжалось. В первой половине исследуемого периода средняя скорость наступания северного потока (№ 29а) составляла 71 м/год, а во второй половине возрос-

ла вдвое, при этом ледник удлинился на 1350 м. В южном направлении язык ледника (№ 29б) выдвигался со средней скоростью 137 м/год, а в 2010–2016 гг. скорость выдвижения составила 148 м/год, в целом он выдвинулся к югу на 1960 м, при этом средние скорости выдвижения составили соответственно 112 и 154 м/год. Такая динамика двух его потоков сохраняется и в 2016–2019 гг.: она составила в среднем соответственно 104 и 142 м/год.

Разгадка этого феномена ещё впереди, но важными факторами в жизни ледника служат огромная область питания, на которой откладывается снег, поступающий со стороны Тихо-

го океана, и выбросы пепла из жерла вулкана Лаутаро, расположенного в его верховье. Повышенная аккумуляция снега в области питания ледника Брюгген вызывается особенностями орографии Южного ледникового поля Патагонии: в его средней части протяжённый горный хребет окаймляет обширную высоко поднятую область аккумуляции ледника, а верхняя зона северной и южной частей поля представляет собой области бифуркации ледникового покрова, где водораздел поля выражен очень слабо, поэтому влагонесущие воздушные потоки его беспрепятственно преодолевают. Оценку изменения площади ледников Патагонии за последние 19 лет мы не проводили. Заметим, однако, что ширина их языков уменьшалась [9].

Выводы

В результате дешифрирования и анализа фотоснимков Северного и Южного ледниковых полей Патагонии, полученных космонавтами с борта РС МКС, сделан вывод о преобладающем отступании ледников этого горного региона в 2002–2019 гг. В периоды потепления, которые были отмечены метеорологическими службами Чили и Аргентины во второй половине XX и в начале XXI в., западные склоны Южных Анд получали больше твёрдых осадков, чем восточные, где их количество существенно уменьшилось, что привело к сокращению питания ледников.

Анализ динамики 31 языка ледника (кроме ледника Брюгген), из которых три имеют несколько потоков, на обоих ледниковых полях Патагонии показал следующую картину: фронтальные части 9 ледников сохраняли без изменений своё положение, а другие 22 ледника сокращались со средней скоростью от нескольких десятков до 430 м/год. В отдельных случаях годовое сокращение ледников достигало 500–700 м, а от ледника Стеффэн в 2011 г. откололся

айсберг длиной 1560 м. В ряде случаев вместе с постепенным уменьшением площади фронтальной части выводных ледников от них откалывались крупные массивы льда, которые образовывали обширные поля айсбергов.

Скорость отступления ледников западных склонов обоих полей превышала скорости сокращения ледников, расположенных восточнее водораздельного хребта. На западной стороне Северного поля она достигала 300 м/год, а на восточной — 80 м/год; на западной и восточной сторонах Южного поля она соответственно была равна 431 и 90 м/год. И лишь длина четырёх ледников на Северном ледниковом поле в отдельные временные интервалы возрастала. Как видно, в целом ледники Южного ледникового поля за рассматриваемые годы сократились больше ледников Северного ледникового поля. Особого внимания заслуживает ледник О'Хиггинс, от которого в 1977 г. откололся ледяной массив площадью около 12 км², а спустя почти 40 лет — айсберг площадью около 2 км².

Динамика ледника Брюгген (Пия XI) не типична для рассматриваемого района: многие годы этот ледник наступает, а длина двух потоков его языка в 2002–2016 гг. возросла — северного потока на 1350 м, а южного на 1960 м. Вероятные причины заключаются в орографии ледникового бассейна и обширной области аккумуляции, что поддерживает сохранение размеров двух выводных потоков и даже их продвижение во фьорд Эйре.

Наблюдения за состоянием Северного и Южного ледниковых полей Патагонии с участием российских космонавтов будут продолжены.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания АААА-А19-119022190168-8.

Acknowledgments. This research was supported in the frame of fundamental scientific research АААА-А19-119022190168-8.

Литература

References

1. Lopez P., Sirguey P., Arnaud Y., Pouyaud B., Chevallier P. Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000–2006) // *Global and Planetary Change*. 2008. V. 1. P. 103–116. Электронный доступ: www.sciencedirect.com.
1. Lopez P., Sirguey P., Arnaud Y., Pouyaud B., Chevallier P. Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000–2006). *Global and Planetary Change*. 2008, 1: 103–116. www.sciencedirect.com.

2. Гарелик И.С., Книжников Ю.Ф., Котляков В.М., Кравцова В.И., Кренке А.Н., Лабутина И.А. О перспективах использования космических снимков для гляциологических целей // МГИ. 1973. Вып. 22. С. 21–29.
3. Антонова С.Ю., Десинов Л.В., Котляков В.М., Суслов В.Ф. Возможности использования мелкомасштабных космических снимков для изучения динамики ледников // МГИ. 1977. Вып. 30. С. 146–160.
4. Десинов Л.В. Активизация ледников в бассейне р. Обихингоу на Памире // МГИ. 1977. Вып. 29. С. 49.
5. Десинов Л.В., Носенко Г.А. Космическое зондирование Земли. Эксперименты на орбитальной станции «Салют-6». Берлин: Академии-Ферлаг, 1983. С. 156–162, 212–217.
6. Clima en Argentina. Servicio Meteorológico Nacional. Argentina. Modeofaccess. Электронный ресурс: <http://www.smn.gov.ar/serviciosclimaticos/?mod=el-clima&id=1>.
7. The Patagonian Icefields: A Unique Natural Laboratory for Environmental. Электронный ресурс: https://books.google.co.uk/books?id=g4bkBwAAQBAJ&pg=PA29&lpg=PA29&dq=cloudy+in+Patagonia+Ice+Field&source=bl&ots=wq2tZSZ6ks&sig=rE5OMVDOC0CeeEz7haFSfb0wZNI&hl=ru&sa=X&ved=0ahUKewjOqu3er4_SAhUB5yYKHSrNBd04ChDoAQggMAA#v=onepage&q=cloudy%20in%20Patagonia%20Ice%20Field&f=false.
8. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: РАН, 1997. 392 с.
9. Frank Paul, Nico Molg. Hasty retreat of glaciers in northern Patagonia from 1985 to 2011 // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 224. P. 1033–1043. doi: 10.3189/2014Jog14J104.
10. Основные положения по содержанию топографических карт масштабов 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000, 1:1 000 000. М.: ГУГК при СМ СССР и ВТУ Генштаба СССР в редакции 2011 г.
11. Cassasa G., Brecher H., Rivera A., Aniya M. A century-long recession record of Glacier O'Higgins, Chilean Patagonia // Annals of Glaciology. 1997. V. 24. P. 106–110.
12. Riverra A., Casassa G., Bamber J., Kääb A. Ice-elevation changes of glacier Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 172. P. 105–112.
2. Garelik I.S., Knizhnikov Yu.F., Kotlyakov V.M., Kravtsova V.I., Krenke A.N., Labutina I.A. On perspectives of use of space images for glaciological aims. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1973, 22: 21–29. [In Russian].
3. Antonova S.Yu., Desinov L.V., Kotlyakov V.M., Mikhailov V.M., Suslov V.F. Possibilities of use of small scale space images for the study of glacier dynamics. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 30: 146–160. [In Russian].
4. Desinov L.V. Activation of glaciers in the basin of Obikhingou River at the Pamirs. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 49. [In Russian].
5. Desinov L., Nosenko G. Sudliches Glasialfeld von Patagonien. Fotografische Fernerkundung der Erde. Experimente auf der Orbitalstation «Salut-6». Berlin: Akademie-Verlag, 1983: 156–162, 212–217. [In Russian].
6. Clima en Argentina. Servicio Meteorológico Nacional. Argentina. Modeofaccess. Электронный ресурс: <http://www.smn.gov.ar/serviciosclimaticos/?mod=el-clima&id=1>.
7. The Patagonian Icefields: A Unique Natural Laboratory for Environmental. Электронный ресурс: https://books.google.co.uk/books?id=g4bkBwAAQBAJ&pg=PA29&lpg=PA29&dq=cloudy+in+Patagonia+Ice+Field&source=bl&ots=wq2tZSZ6ks&sig=rE5OMVDOC0CeeEz7haFSfb0wZNI&hl=ru&sa=X&ved=0ahUKewjOqu3er4_SAhUB5yYKHSrNBd04ChDoAQggMAA#v=onepage&q=cloudy%20in%20Patagonia%20Ice%20Field&f=false.
8. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
9. Frank Paul, Nico Molg. Hasty retreat of glaciers in northern Patagonia from 1985 to 2011. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (224): 1033–1043. doi: 10.3189/2014Jog14J104.
10. The main position on the content of topographic maps in scale 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000, 1:1 000 000. Moscow: Edition of 2011. [In Russian].
11. Cassasa G., Brecher H., Rivera A., Aniya M. A century-long recession record of Glacier O'Higgins, Chilean Patagonia. Annals of Glaciology. 1997, 24: 106–110.
12. Riverra A., Casassa G., Bamber J., Kääb A. Ice-elevation changes of glacier Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data. Journ. of Glaciology. 2005, 51 (172): 105–112.

Поверхностные скорости и айсберговый сток ледникового купола Академии Наук на Северной Земле

© 2020 г. P. Sánchez-Gómez¹, F.J. Navarro^{1*}, J.A. Dowdeswell², E. De Andrés¹

¹Высшая техническая школа инженеров телекоммуникаций Мадридского политехнического университета, Мадрид, Испания;

²Институт полярных исследований им. Скотта, Кембриджский университет, Кембридж, Великобритания

*francisco.navarro@upm.es

Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya

P. Sánchez-Gómez¹, F.J. Navarro^{1*}, J.A. Dowdeswell², E. De Andrés¹

¹ETSI de Telecomunicación, Universidad Politécnica de Madrid, Spain;

²Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom

*francisco.navarro@upm.es

Received November 5, 2019 / Revised November 22, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: Arctic, calving flux, glacier calving, ice cap, ice surface velocity, Severnaya Zemlya.

Summary

We have determined the ice-surface velocities of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic, during the period November 2016 – November 2017, using intensity offset-tracking of Sentinel-1 synthetic-aperture radar images. We used the average of 54 pairs of weekly velocities (with both images in each pair separated by a 12-day period) to estimate the mean annual ice discharge from the ice cap. We got an average ice discharge for 2016–2017 of $1.93 \pm 0.12 \text{ Gt a}^{-1}$, which is equivalent to $-0.35 \pm 0.02 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the whole area of the ice cap. The difference from an estimate of $\sim 1.4 \text{ Gt a}^{-1}$ for 2003–2009 can be attributed to the initiation of ice-stream flow in Basin BC sometime between 2002 and 2016. Since the front position changes between both periods have been negligible, ice discharge is equivalent to calving flux. We compare our results for calving flux with those of previous studies and analyse the possible drivers of the changes observed along the last three decades. Since these changes do not appear to have responded to environmental changes, we conclude that the observed changes are likely driven by the intrinsic characteristics of the ice cap governing tidewater glacier dynamics.

Citation: Sánchez-Gómez P., Navarro F.J., Dowdeswell J.A., De Andrés E. Surface velocities and calving flux of the Academy of Science Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (1): 19–28. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010020.

Поступила 5 ноября 2019 г. / После доработки 22 ноября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: айсберговый сток, Арктика, ледниковый купол, отёл ледников, поверхностная скорость движения ледника, Северная Земля.

По 54 парам космических снимков Sentinel-1, сделанных с ноября 2016 г. по ноябрь 2017 г., определены скорости движения ледникового купола Академии Наук на Северной Земле. На этой основе оценён среднегодовой расход льда в море этого купола ($1.93 \pm 0.12 \text{ Гт/год}$), установлены основные пути стока льда, проведено сравнение с прежними оценками.

Introduction

Frontal ablation, and in particular iceberg calving, is known to be an important mechanism of mass loss from marine-terminating Arctic glaciers [1–8], including those of the Russian Arctic [9–11]. The Russian Arctic, comprising the archipelagos of Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya and Franz Josef Land, had a total glacierized area of 51592 km^2 in 2000–2010, of which 65% corresponded to marine-terminating glaciers [12], and an estimated total ice volume of $16\,839 \pm 2205 \text{ km}^3$ [13]. Although the recent ice-mass losses from the Russian Arctic have

been moderate, of $\sim 11 \pm 4 \text{ Gt a}^{-1}$ over 2003–2009 [9, 14, 15], they have been predicted to increase substantially to the end of the 21st century [16, 17]. Consequently, an accurate knowledge of the calving fluxes is key to understand and predict the evolution of the mass losses from the glaciers and ice caps of the Russian Arctic. However, the available estimates are rather scarce. Since the recent ice-mass losses in the Russian Arctic have occurred mainly in Novaya Zemlya ($\sim 80\%$), with Severnaya Zemlya and Franz Josef Land contributing the remaining $\sim 20\%$ [18, 19], the two latter regions have received comparatively lower attention. But two facts that happened in

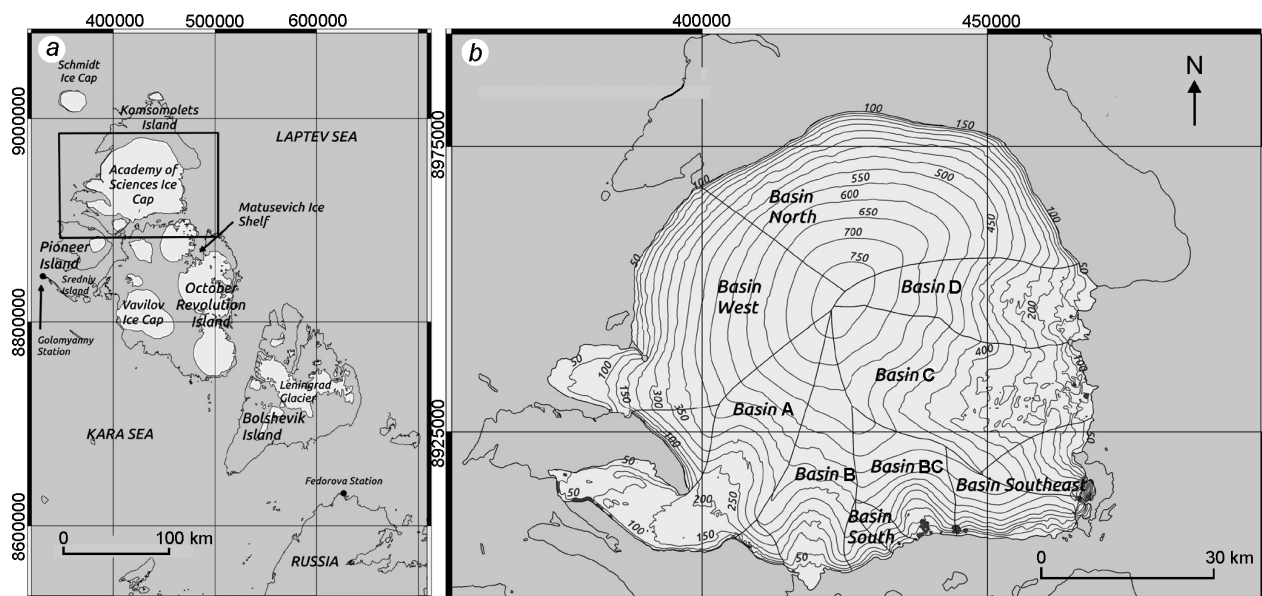


Fig. 1. Location of the Academy of Sciences Ice Cap within Severnaya Zemlya [19] (a), surface topography of the ice cap (contour level interval is 50 m) and ice divides defining the main basins (b) taken from the Randolph Glacier Inventory (RGI) version 5.0 [12].

UTM coordinates for zone 47 North are shown

Рис. 1. Местоположение ледникового купола Академии Наук на Северной Земле [19] (a); рельеф поверхности ледникового купола (горизонтالي проведены через 50 м) и ледораздельные линии, ограничивающие основные ледосборные бассейны (b), показанные в соответствии с Каталогом ледников Рендольф (RGI) версии 5.0 [12]. Дана координатная сетка UTM для северной зоны 47

recent years have attracted more attention to Severnaya Zemlya. First, the collapse of the Matusevich Ice Shelf, October Revolution Island (Fig. 1, a), in 2012, with the subsequent accelerated thinning of the glaciers feeding the ice shelf [20]. Second, the «slow» surge of the Vavilov Ice Cap, also on October Revolution Island, in 2015 [21, 22].

There is a limited amount of earlier work on the dynamics of Severnaya Zemlya glaciers [1, 23, 24], and in particular on satellite remote-sensing studies of glacier surface velocity and ice discharge from Severnaya Zemlya [1, 9, 25]. More recently, the increased availability of Synthetic Aperture Radar (SAR) data, with higher temporal and spatial resolution, from platforms such as TerraSAR-X, PALSAR-1 and Sentinel-1, has allowed further studies [11, 22]. Focusing on the Academy of Sciences Ice Cap on Komsomolets Island, Severnaya Zemlya (see Fig. 1), which is the topic of this paper, the available surface velocity and associated calving-flux estimates differ substantially between 1988 and 2009 [1, 9], indicating large interannual to decadal variations. However, possible under- and overestimations due to limitations of the available data have

been pointed out [9, 11]. This, together with the lack of studies of intra-annual (including seasonal) variations in the ice-surface velocity of this ice cap, motivated our work in a previous paper [11]. The latter paper focused on analysing the mentioned short-term variations of ice-surface velocity, and associated ice-discharge variations, though also paid attention to other aspects, such as the stress regime, the surface-elevation changes and the long-term variations in ice discharge. In the present paper, we expand the discussion by Sánchez-Gómez et al. [11], focusing on past and current calving flux estimates of the Academy of Sciences Ice Cap and on the possible drivers of the long-term variations of its calving flux.

Study site

The Academy of Sciences Ice Cap, located on Komsomolets Island, Severnaya Zemlya (see Fig. 1), is one of the largest Arctic ice caps, with an estimated area of $\sim 5575 \text{ km}^2$ and volume of $\sim 2184 \text{ km}^3$ [1]. Its highest elevation is of $\sim 787 \text{ m a.s.l.}$ (ArcticDEM, [26]) and its maximum ice thickness is of $\sim 819 \text{ m}$ [1]. A

large fraction ($\sim 42\%$) of the ice-cap margin is marine and $\sim 50\%$ of its bed is below sea level [1].

The climate of Severnaya Zemlya is classified as a polar desert with both low temperatures and low precipitation [9]. The atmospheric circulation is dominated by high-pressure areas over Siberia and the Arctic Ocean, and low pressure over the Barents and Kara seas [27, 28]. The climatic conditions are described with more detail in the companion paper [29], as they are more relevant for that study, focused on mass balance.

Regarding the dynamical regime of the ice cap, Dowdeswell and Williams [24] found no evidence of past surge activity within the residence time of the ice, noting that there was no evidence of any deformation of either large-scale ice structures or medial moraines. Dowdeswell et al. [1] combined ice-surface velocities from SAR interferometry of ERS tandem-phase scenes from 1995, together with ice-thickness from radio-echo sounding at 100 MHz, to calculate the calving flux from the ice cap. Moholdt et al. [9], using ICESat altimetry, together with older DEMs and velocities from Landsat imagery, calculated the geodetic mass balance and the calving flux from the Academy of Sciences Ice Cap for various periods during the last three decades. They showed that the mass balance of the ice cap has been dominated by variable ice-stream dynamics. Studies of ice-flow modelling and physical-parameter inversion are also available for the Academy of Sciences Ice Cap [30, 31].

Data and Methods

SAR data and its processing for ice surface velocities. We derived the surface velocities on the Academy of Sciences Ice Cap from Sentinel-1B SAR TOPS Interferometric Wide (IW) Level-1 Single Look Complex (SLC) images [32]. The resolution when operating in this mode is 5 of and 20 m in the range and azimuth directions, respectively. We used the vertical transmit and vertical receive (VV) channel, which is best suited for retrieval of ice motion [33]. We processed 54 weekly pairs of SAR images, from November 2016 to November 2017, with 12-day separation between the images in each pair. Additional details can be found in [11].

We used the intensity offset-tracking algorithm GAMMA software for processing the Sentinel-1

SAR acquisitions [34, 35]. For co-registration of the Sentinel-1 TOPS mode images, we used the ArcticDEM mosaic release 6 [26]. After full co-registration is achieved, deramping of the SLC images for correcting the azimuth phase ramp is required to apply oversampling in the offset-tracking procedures [35]. Once these steps are completed, the offset-tracking technique is the usual one for strip-map mode scenes [34, 36]. We used a matching window of 320×64 pixels (1200×1280 m) in range and azimuth directions, respectively, with an oversampling factor of two for improving the tracking results [34]. The resolution of the final velocity map was 130×105 m in range and azimuth directions. The geocoding was completed using the ArcticDEM mosaic product. Errors in surface velocity were estimated by analysing the performance of the algorithm on ice-free ground on Komsomolets Island under the hypothesis that the error of the offset tracking technique on bare ground should be close to zero. The combined (range and azimuth) root-mean-square error in the magnitude of the ice-surface velocity was $\sim 0,024 \text{ m d}^{-1}$ ($\sim 8,75 \text{ m a}^{-1}$).

Ice thickness data from radio-echo sounding. Ice-thickness data were derived from radio-echo sounding measurements in spring 1997 using a 100 MHz radar system [1]. The mean crossing-point error in ice-thickness measurements was 10,5 m.

Dynamic ice discharge and calving flux. We here use the term calving flux to denote the ice discharge calculated through a flux gate close to the calving front minus the mass flux involved in front position changes [37]. In our case study, spanning the period from November 2016 to November 2017, glacier terminus position changes have been negligible, so calving flux and ice discharge are equivalent. We will most often use the term calving flux, for consistency with previous studies [1, 9].

For tidewater glaciers, ice discharge is ideally calculated through flux gates as close as possible to the calving fronts, while for floating ice tongues or ice shelves it is usually calculated at the grounding line. There is some evidence from both ice-penetrating radar data collected in 1997 and earlier investigations by Russian scientists that small areas of the ice-cap margin at the seaward end of the ice streams of the Academy of Sciences Ice Cap may be floating or close to floatation [1]. However, we calculated ice discharge at flux gates located within ca. 1,5–3 km of the calving front, where ice is grounded. Therefore,

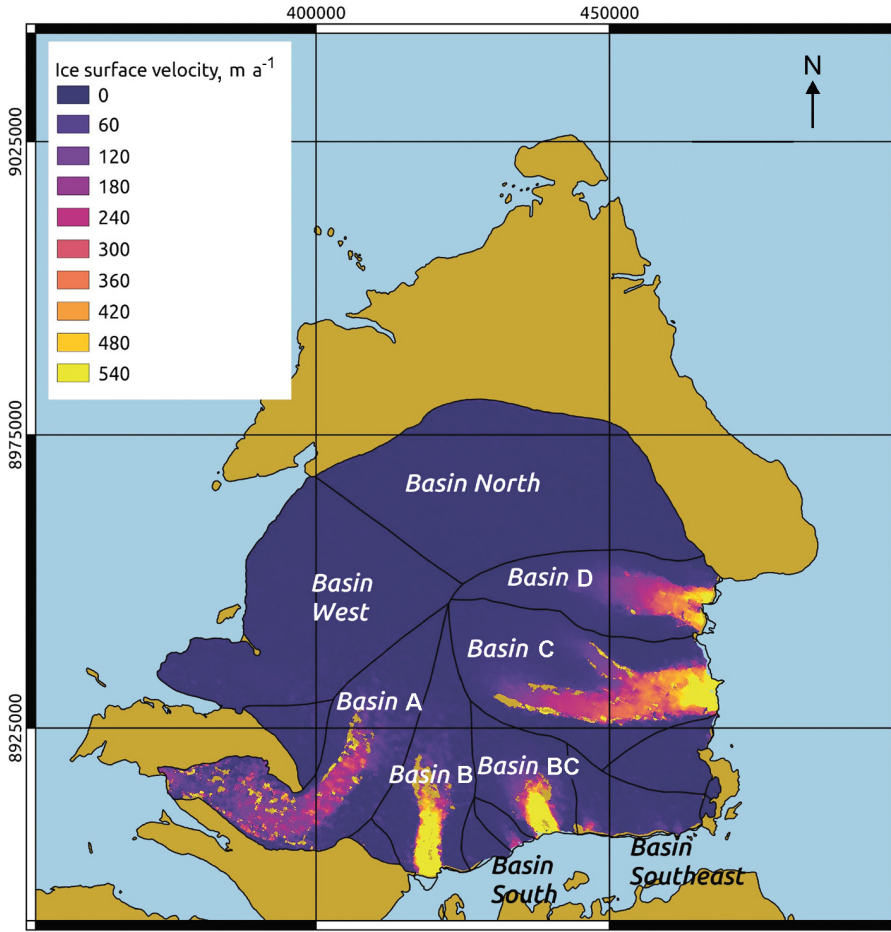


Fig. 2. Surface velocities for the drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap, corresponding to the Sentinel-1 SAR image pair acquired on 6 and 18 March 2017. Brown colour indicates ice-free land areas. The maximum velocities are 1200 m a⁻¹ for basins B and BC, 1100 m a⁻¹ for Basin C and 750 m a⁻¹ for Basin D

Рис. 2. Поверхностные скорости движения в ледосборных бассейнах ледникового купола Академии Наук, соответствующие паре изображений SAR Sentinel-1, полученных 6 и 18 марта 2017 г.

Коричневым цветом обозначены свободные ото льда участки суши. Максимальные скорости достигают 1200 м/год в бассейнах В и ВС, 1100 м/год в бассейне С и 750 м/год в бассейне D

ice discharge can be calculated as mass flux per unit time across a given vertical surface S , approximated using area bins as

$$\phi = \int_S \rho v \cdot dS \approx \sum_i \rho L_i H_i f v_i \cos \gamma_i, \quad (1)$$

where ρ is the ice density, L_i and H_i are respectively the width and thickness of an area bin, f is the ratio of surface to depth-averaged velocity, v_i is the magnitude of surface velocity and γ_i is the angle between the surface-velocity vector and the direction normal to the local flux gate for the bin under consideration. In general, it is assumed that f ranges between 0.8 and 1 [38]. Normally, tidewater-glacier velocity at the terminus is dominated by basal sliding, making f close to unity. Following [39], we took $f = 0.93 \pm 0.05$, assuming that all tidewater glaciers on the Academy of Sciences Ice Cap have a large component of basal motion. For ice density, we assumed $\rho = 900 \pm 17 \text{ kg m}^{-3}$. Our flux gates span the whole frontal area of each marine-terminating glacier basin. Each flux gate was divided into small bins of 30 m width. The ice thickness for each bin

was calculated by interpolating the ice-thickness data of Dowdeswell et al. [1], and was corrected for surface-elevation changes between 2004 and 2016 from the comparison of ICESat and ArcticDEM strip elevation datasets (see companion paper [20]). The velocity vector orientations were calculated with respect to the vector normal to each flux-gate bin. Errors in ice discharge were estimated following [7], applying error propagation to Equation 1.

Results

Ice cap surface velocity. The surface velocities inferred from the Sentinel-1 SAR images are shown in Fig. 2. The marine-terminating drainage basins B, BC, C and D show zones of ice-stream-like flow with high velocities, while Basin A also shows a well-defined zone of lower, but relatively high velocities. The surface-velocity fields of all major ice streams, except A, show a similar pattern. Velocities become prominent where ice flow converges from the upper

Table 1. Area, flux gate main characteristics and mean annual (November 2016 – November 2017) calving fluxes for the marine-terminating drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap shown in Fig. 2. The totals are shown in the last row
Таблица 1. Площади, основные характеристики и среднегодовые (ноябрь 2016 – ноябрь 2017 гг.) расходы льда на айс-берги ледниковых бассейнов купола Академии Наук, заканчивающихся в море и показанных на рис. 2. В последней строке даны итоговые значения

Drainage basin	Basin area, km ²	Flux gate length, m	Flux gate mean thickness, m	Flux gate mean surface velocity, m a ⁻¹	Calving flux, Gt a ⁻¹
West	1033	62 821	174	6	0,06±0,03
A	707	7274	251	19	0,03±0,01
B	413	5788	83	441	0,18±0,03
South	47	14 107	121	28	0,04±0,02
BC	276	6820	184	384	0,41±0,05
Southeast	359	3740	164	15	0,08±0,04
C	829	10 594	223	344	0,69±0,07
D	475	10 820	171	280	0,44±0,05
Total	4139	155 264	166	88	1,93±0,12

accumulation areas and increase to a maximum at the marine termini. We also calculated the mean annual velocities at the flux gates of all marine-terminating basins, by averaging the 54 pairs of weekly-spaced Sentinel-1 SAR velocities available between November 2016 and November 2017. These annual-averaged velocities, shown in Table 1, were later used to compute the ice discharge.

Calving flux. The calving flux calculated for each individual basin of the Academy of Sciences Ice Cap, for the period November 2016 – November 2017, is presented in Table 1. The largest contributors are the southern (B and BC) and eastern (C and D) basins, where the fastest ice streams are located. The total calving flux from the ice cap amounts to 1.93 ± 0.12 Gt a⁻¹, which is equivalent to -0.35 ± 0.02 m w.e. a⁻¹ over the whole area of the ice cap.

Discussion

Calving flux and its intra-annual variability. Ice Streams A, B, C and D were identified in the earlier observations by Dowdeswell et al. [1] and Moholdt et al. [9], but Ice Stream BC, which is currently the third largest contributor to total calving flux, was first noted in our study [11]. Our data thus indicate that fast ice-stream flow was initiated in this basin after the period covered by the two earlier studies and before our study period began in 2017. Sánchez-Gómez et al. [11] additionally compared a Landsat-7 image of July 2002 with a Sentinel-2 image from March 2016, and fast flow did not appear in the former,

while it was clearly evident in the latter. Therefore, ice stream flow in Basin BC was initiated after 2002, and before 2016.

The calving flux values shown in Table 1 are annual averages for the period November 2016 – November 2017, based on weekly observations along the entire year, and thus are not affected by seasonal or other shorter-term intra-annual variations. Sánchez-Gómez et al. [11] have analysed these intra-annual variations, which, for certain basins, can reach peak-to-peak variations up to ~40% with respect to the mean annual velocity. This indicates that large errors could be incurred if the ice velocities calculated at a particular snapshot in time were extrapolated to calculate the calving flux for the whole year.

Interannual variability of calving flux. There are available some calving flux estimates for the Academy of Sciences Ice Cap, derived using different techniques, and corresponding to various periods within the last ~30 years, some of which partly overlap. Dowdeswell et al. [1] calculated the calving flux for September/December 1995 from SAR interferometry, whereas Moholdt et al. [9] did it for the period June 2000 – August 2002 using image-matching of Landsat scenes. Moholdt et al. [9] also calculated the calving flux for the periods 1988–2006 and 2003–2009, using in these cases an indirect way, subtracting from the geodetic mass balance (calculated from DEM differencing assuming Sorge's law [40]) an estimate of the climatic mass balance. The latter was based on the assumption that Basin North (basins North and West in our study) is an analogue for the climatic mass balance of the entire ice cap [9]. The justification for this

Table 2. Calving fluxes estimated for the drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap for various periods. Basin «North» here groups our basins North and West, and «Others» groups our basins South, BC and Southeast. These names have been used for compatibility with [9]

Таблица 2. Расходы льда на айсберги, оценённые за разные периоды для ледосборных бассейнов ледникового купола Академии Наук. Здесь бассейн «North» включает в себя наши бассейны North и West, а бассейн «Others» – наши бассейны South, BC и Southeast. Эти названия были использованы для возможности сравнения с данными работы [9]

Drainage Basin	Dowdeswell et al. [1]		Moholdt et al. [9]		This study
	1995 Gt a ⁻¹	1988–2006 Gt a ⁻¹	2000–2002 Gt a ⁻¹	2003–2009 Gt a ⁻¹	2016/2017 Gt a ⁻¹
Basin North	~0	~0	~0	~0	0,06±0,03
A	~0	~0	~0	~0	0,03±0,01
B	0,03	0,5	0,3	0,1	0,18±0,03
C	0,37	1,9	1,9	0,7	0,69±0,07
D	0,12	0,7	~0,7	0,5	0,44±0,05
Others	~0,1	~0,1	~0,1	~0,1	0,53±0,07
Ice cap total	0,6	3,2	~3,0	1,4	1,93±0,12

assumption is that the northern part of the ice cap is land-terminating, so its climatic and geodetic mass balances are equal; on the other hand, the western part of the ice cap, although marine-terminating, is dynamically inactive with no significant calving losses. Extrapolating the estimated climatic mass balance to the rest of the ice cap leads to a near-zero climatic mass balance for the entire Academy of Sciences Ice Cap. We have made a similar assumption in the companion paper [20], where we discuss other pieces of evidence supporting this assumption.

The available calving flux estimates are shown in Table 2. There are significant variations along the period analysed, although the calving flux in the last decade seems more stable than in previous decades (see Table 2). It is important to remark that the difference of $\sim 0,5$ Gt a⁻¹ between the estimates for 2003–2009 and 2016–2017 is almost entirely attributed to the recent initiation of fast flow in Basin BC [11], which currently accounts for 0.41 ± 0.05 Gt a⁻¹ (see Table 1). The lowest calving flux estimate, of 0.6 Gt a⁻¹ for 1995, could have been underestimated, as discussed by Moholdt et al. [9] and Sánchez-Gómez et al. [11]. The main potential shortcoming of the indirect estimates of calving flux for 1988–2006 and 2003–2009 is the assumption of Sorge's law in the conversion from volume changes to mass changes. The analysis by Opel et al. [41] of the deep ice core taken in 1999–2001 at the summit of the Academy of Sciences Ice Cap found a strong increase in melt-layer content at the beginning of the 20th century, which remained at a high level until about 1970 and then decreased markedly until 1998. As the amount of melt layers in ice cores is a proxy

for the summer warmth at the ice-cap surface [42], these large temporal variations in melt-layer content indicate that the assumption in Sorge's law of an absence of temporal change in firn thickness or density is not suitable for the Academy of Sciences Ice Cap. Further evidence is provided by the modelling experiments on the neighbouring Vavilov Ice Cap on October Revolution Island, Severnaya Zemlya [43, 44]. Even so, the associated uncertainty cannot justify the large differences in calving flux observed between the various periods shown in Table 2. For the calving flux estimates based on data for particular snapshots in time, the period in the year when the observations were made can neither explain such large differences, considering the magnitude of the seasonal and intra-annual variability in surface velocities analysed by Sánchez-Gómez et al. [11]. Hence the need to search for drivers of the large differences in calving flux observed over the last three decades.

Drivers of the observed long-term changes in calving flux. Increasing summer air temperatures may drive an increase of calving flux, through its influence on surface melting and drainage of meltwater to the glacier bed, enhancing bed lubrication and basal sliding [45]. However, such accelerations in velocity are mostly short-lived and do not contribute to increased calving [46]. Air temperatures could still play a role if they had an influence on sea-ice or ice mélange concentration, as these are known to affect calving, especially when glaciers are confined in fjords [47, 48]. However, the possible effects of sea-ice cover on the dynamics and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap are expected to be weak, because their marine termini are not confined

in fjords where sea ice or ice mélange could form, be retained and exert a significant backpressure. Moreover, the seas surrounding Severnaya Zemlya are characterized by relatively thin first-year ice, as in this region new ice is typically produced and soon moved away by the oceanic currents that flow northwards past the archipelago [49]. However, Sharov and Tyukavina [25] pointed out that medium-term (from decadal to semi-centennial) changes in glacier volumes on Severnaya Zemlya were linked to the extent and duration of sea-ice cover nearby, so that slow-moving maritime ice caps would grow when the sea-ice cover in adjacent waters was small, and thin when the sea-ice cover consolidated. This, however, would apply in our case study only to the slow-moving basins West and A. More generally we did not find any clear relationship between summer (June–July–August) average temperature and calving flux, or between sea-ice concentration and calving flux, which could explain the observed long-term changes in calving flux [11]. In fact, the highest calving fluxes corresponded to the period 1988–2006, which had, overall, lower air temperatures and larger late September sea-ice extent than the periods 2003–2009 and 2016–2017 [11]. The calving flux in 2003–2009 was lower than that of 2016–2017, and mean summer temperatures during 2003–2009 ($\sim 0.8^\circ\text{C}$ on average) were higher than that of summer 2017 (-0.2°C). The mean late September sea-ice extent was also higher on average for 2003–2009 compared with 2016–2017 [11]. Only for the lowest calving flux estimate, which corresponds to particular snapshots in time (September and November 1995), did we find that the sea-ice extent in late September was larger than those of the preceding and following years [11]. The summer before our SAR image acquisitions (2016) was relatively warm (mean summer air temperature of 1.2°C), but was followed by a marked drop in temperature, to -0.2°C in summer 2017 [11]. However, the sea surrounding northern Severnaya Zemlya was virtually ice free at the end of September 2017 [11].

In the absence of a clear climate-related driver for the large interannual changes in calving flux observed during the last three decades, we are inclined to associate the observed dynamic instabilities with intrinsic characteristics within the Academy of Sciences Ice Cap, as suggested by Moholdt et al. [9]. One of the characteristics that could influence long-term variations in terminus position and calving fluxes is the complex geometry of the subglacial and seabed to-

pography in the terminal zones of the eastern basins (C and D) [1]. The variations of flux could be associated with changes in floatation conditions [50]. The floating or near-floating state of these marginal zones has been suggested through various lines of evidence, such as the very low ice-surface gradients, the strong radar returns from the ice-cap bed in several areas at the margin of the ice streams, and the large numbers of tabular icebergs observed near their margins [1].

Conclusions

The following main conclusions can be drawn from our analysis:

1. During the period November 2016 – November 2017, the marine-terminating margins of the Academy of Sciences Ice Cap remained nearly stable, so that ice discharge and calving flux are equivalent in our study, at $1.93 \pm 0.12 \text{ Gt a}^{-1}$. This is equivalent to $-0.35 \pm 0.02 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the whole area of the ice cap.

2. The difference of $\sim 0.5 \text{ Gt a}^{-1}$ between our estimate and that of Moholdt et al. [9] for 2003–2009, of $\sim 1.4 \text{ Gt a}^{-1}$, can be attributed to the initiation, sometime between 2002 and 2016, of ice stream flow in Basin BC, whose current calving flux is estimated to be of $0.41 \pm 0.05 \text{ Gt a}^{-1}$.

3. The long-term (from interannual to inter-decadal) variations of calving flux during the last three decades have been large, at between 0.6 and 3.2 Gt a^{-1} .

4. The lack of clear environmental drivers for the observed long-term changes of calving flux suggests that these variations are an expression of dynamic instability, likely associated with intrinsic characteristics of the ice cap. We suggest that this instability could be caused by the long-term changes in floatation conditions associated with the complex geometry of the subglacial and seabed topography in the terminal zones of the fast-flowing eastern basins (B and C).

5. Given that the climatic mass balance has remained close to zero over the last four decades, in spite of regional warming (see the companion paper [20]), the total mass balance of the ice cap has been driven mainly by calving flux.

Acknowledgments. This study has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No 727890 and from Agencia Estatal de Investi-

ación under grant CTM2017-84441-R of the Spanish Estate Plan for R & D. The radio-echo sounding campaign was funded by grants GR3/9958 and GST/02/2195 to JAD from the UK Natural Environment Research Council. Copernicus Sentinel data 2016–2017 were processed by ESA.

Расширенный реферат

Определены поверхностные скорости движения ледникового купола Академии Наук на о. Комсомолец (архипелаг Северная Земля в Российской Арктике) в течение периода с ноября 2016 г. по ноябрь 2017 г. Для этого использован метод оценки смещения элементов с разной интенсивностью отражения на разновременных радарных изображениях, полученных группировкой спутников Sentinel-1. Получены 54 пары недельных скоростей (по двум изображениям в каждой паре, разделённым 12-дневным периодом). Общая (по дальности и азимуту) среднеквадратичная ошибка в определении скорости движения поверхности льда составила около 0,024 м/день ($\approx 8,75$ м/год). Для оценки среднегодового расхода льда в море этого ледникового купола использовано среднее значение этих 54-недельных скоростей. По нашим оценкам, средний расход льда за 2016–2017 гг. составил $1,93 \pm 0,12$ Гт/год, что эквивалентно потерям $-0,35 \pm 0,02$ м вод. экв. в год по всей площади ледникового купола. Основ-

ной сброс льда в море формируют те выводные ледники, которые дренируют купол в южном и восточном направлениях. Расхождение с прежней оценкой расхода льда этого купола в море в $\sim 1,4$ Гт/год, приведённой для 2003–2009 гг. другими авторами, может быть объяснено активизацией выводного ледника в ледосборном бассейне ВС, которая произошла где-то между 2002 и 2016 гг. Поскольку изменения положения фронтов выводных ледников между обоими периодами были незначительными, полученные значения расходов льда через поперечные сечения в краевых частях эквивалентны айсберговому стоку. Выполнено сравнение наших результатов оценок расхода льда в море с результатами предыдущих исследований и проанализированы возможные движущие силы тех изменений, которые наблюдаются в течение последних трёх десятилетий. Поскольку эти изменения, по-видимому, не были реакцией на изменения окружающей среды, авторы пришли к выводу, что наблюдаемые изменения, вероятно, обусловлены внутренними характеристиками ледникового купола, которые регулируют динамику его выводных ледников, достигающих моря. В частности, предполагается, что эта динамическая нестабильность может быть вызвана долгосрочными изменениями условий всплывания, связанными со сложной геометрией рельефа подледникового ложа и прилегающего морского дна в краевых зонах быстротекущих выводных ледников с восточной стороны купола.

References

1. Dowdeswell J., Bassford R., Gorman M., Williams M., Glazovsky A., Macheret Y., Shepherd A., Vasilenko Y., Savatyuguin L., Hubberten H., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Journ. of Geophys. Research.* 2002, 107: 1–16. doi: 10.1029/2000jb000129.
2. Błaszczyk M., Jania J., Hagen J. Tidewater glaciers of Svalbard: recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research.* 2009, 30 (2): 85–142.
3. Bolch T., Sandberg Sørensen L., Simonsen S.B., Mölg N., Machguth H., Rastner P., Paul F. Mass loss of Greenland's glaciers and ice caps 2003–2008 revealed from ICESat laser altimetry data. *Geophys. Research Letters.* 2013, 40: 875–881. doi: 10.1002/grl.50270.
4. Burgess E., Forster R., Larsen C. Flow velocities of Alaskan glaciers. *Nature Communications.* 2013, 4: 2146. doi: 10.1038/ncomms3146.
5. McNabb R., Hock R., Huss M. Variations in Alaska tidewater glacier frontal ablation, 1985–2013. *Journ. of Geophys. Research.* 2015, 120 (1): 120–136. doi: 10.1002/2014jfg003276.
6. Sánchez-Gómez P., Navarro F.J. Glacier Surface Velocity Retrieval Using D-InSAR and Offset Tracking Techniques Applied to Ascending and Descending Passes of Sentinel-1 Data for Southern Ellesmere Ice Caps, Canadian Arctic. *Remote Sensing.* 2017, 9 (5): 442. doi: 10.3390/rs9050442.
7. Sánchez-Gómez P., Navarro F.J. Ice discharge error estimates using different cross-sectional area approaches: a case study for the Canadian High Arctic, 2016/17. *Journ. of Glaciology.* 2018, 64 (246): 595–608. doi: 10.1017/jog.2018.48.
8. De Andrés E., Otero J., Navarro F., Promińska J., Lapazaran J., Walczowski W. A two-dimensional glacier–fjord coupled model applied to estimate submarine melt rates and front position changes of Hansbreen,

- Svalbard. *Journ. of Glaciology*. 2018, 64 (247): 745–758, doi: 10.1017/jog.2018.61.
9. Moholdt G., Heid T., Benham T., Dowdeswell J. Dynamic instability of marine-terminating glacier basins of Academy of Sciences Ice Cap, Russian High Arctic. *Annals of Glaciology*. 2012, 53: 193–201. doi: 10.3189/2012aog60a117.
 10. Melkonian A., Willis M., Pritchard M., Stewart A. Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya. *Remote Sensing of Environment*. 2016, 174: 244–257. doi: 10.1016/j.rse.2015.11.001.
 11. Sánchez-Gómez P., Navarro F., Benham T., Glazovsky A., Bassford R., Dowdeswell J. Intra- and inter-annual variability in dynamic discharge from the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic, and its role in modulating mass balance. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (253): 780–797. doi: 10.1017/jog.2019.58.
 12. Pfeffer W., Anthony A., Bliss A., Bolch T., Cogley G., Gardner A., Ove Hagen J., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B., Rich J., Sharp M., The Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
 13. Huss M., Farinotti D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117: 1–10. doi: 10.1029/2012jf002523.
 14. Matsuo K., Heki K. Current ice loss in small glacier systems of the Arctic islands (Iceland, Svalbard, and the Russian High Arctic) from satellite gravimetry. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2013, 24: 657–670. doi: 10.3319/tao.2013.02.22.01(tibxs).
 15. Gardner A., Moholdt G., Cogley J., Wouters B., Arendt A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W., Kaser G., Ligtenberg S., Bolch T., Sharp M., Ove Hagen J., van den Broeke M., Paul F. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*. 2013, 340: 852–857. doi: 10.1126/science.1234532.
 16. Radić V., Bliss A., Beedlow C., Hock R., Miles E., Cogley G. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics*. 2013, 42: 37–58. doi: 10.1007/s00382-013-1719-7.
 17. Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*. 2015, 3: 1–22. doi: 10.3389/feart.2015.00054.
 18. Moholdt G., Wouters B., Gardner A. Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: 1–5. doi: 10.1029/2012gl051466.
 19. Wessel P., Smith W. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journ. of Geophys. Research*. 1996, 101: 8741–8743. doi: 10.1029/96JB00104.
 20. Willis M., Melkonian A., Pritchard M. Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2015, 120: 2040–2055. doi: 10.1002/2015jf003544.
 21. Glazovsky A., Bushueva I., Nosenko G. ‘Slow’ surge of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Proc. of the IASC Workshop on the Dynamics and Mass Balance of Arctic Glaciers*, Obergurgl, Austria, 23–25 March 2015: 17–18.
 22. Strozzi T., Paul F., Wiesmann A., Schellenberger T., Kääb A. Circum-Arctic changes in the flow of glaciers and ice caps from satellite SAR data between the 1990s and 2017. *Remote Sensing*. 2017, 9: 947. doi: 10.3390/rs9090947.
 23. Dowdeswell J., Williams M. Surge-type glaciers in the Russian High Arctic identified from digital satellite imagery. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43: 489–494. doi: 10.3189/S0022143000035097.
 24. Dowdeswell J., Dowdeswell E., Williams M., Glazovsky A. The glaciology of the Russian High Arctic from Landsat imagery. *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 2010, 1386-F: 94–125.
 25. Sharov A., Tyukavina A. Mapping and interpreting glacier changes in Severnaya Zemlya with the aid of differential interferometry and altimetry. *Proc. of Fringe 2009 Workshop*, Frascati, Italy, 30 November – 4 December 2009, ESA SP-677: 8 p.
 26. Noh M.J., Howat I., Porter C., Willis M., Morin P. Arctic Digital Elevation Models (DEMs) generated by Surface Extraction from TIN-Based Search space Minimization (SETSM) algorithm from RPCs-based Imagery. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2016, EP24C-07.
 27. Alexandrov E., Radionov V., Syvashchennikov P. Snow cover thickness and its measurement in Barents and Kara seas. In: *Research of climate change and interaction processes between ocean and atmosphere in polar regions*. Trudy of the Arctic and Antarctic Research Institute. St. Petersburg, 2003, 446: 99–118. [In Russian].
 28. Bolshiyarov D., Makeyev V. *Arhipelag Severnaya Zemlya: Oledeniye, Istoriya Razvitiya Prirodnoy Sredy*. Severnaya Zemlya Archipelago: Glaciation and Historical Development of the Natural Environment. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1995: 216 p. [In Russian].
 29. Navarro F.J., Sánchez-Gómez P., Glazovsky A.F., Recio-Blitz C. Surface-elevation changes and mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (1): 29–41. doi: 10.31857/S2076673420010021
 30. Konovalov Y. Inversion for basal friction coefficients with a two-dimensional flow line model using Tik-

- honov regularization. *Research in Geophysics*. 2012, 2: 11. doi: 10.4081/rg.2012.e11.
31. *Kononov Y., Nagornov O.* Two-dimensional prognostic experiments for fast-flowing ice streams from the Academy of Sciences Ice Cap. *Journ. of Physics. Conference Series*. 2017, 788: 012051. doi: 10.1088/1742-6596/788/1/012051.
 32. *Zan F.D., Guarnieri A.M.* TOPSAR: Terrain observation by progressive scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2006, 44 (9): 2352–2360. doi: 10.1109/tgrs.2006.873853.
 33. *Nagler T., Rott H., Hetzenecker M., Wuite J., Potin P.* The Sentinel-1 mission: new opportunities for ice sheet observations. *Remote Sensing*. 2015, 7: 9371–9389. doi: 10.3390/rs70709371.
 34. *Strozzi T., Luckman A., Murray T., Wegmüller U., Werner C.* Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2002, 40: 2384–2391. doi: 10.1109/tgrs.2002.805079.
 35. *Wegmüller U., Werner C., Strozzi T., Wiesmann A., Othmar, F., Santoro, M.* Sentinel-1 support in the GAMMA software. *Proceedings of the FRINGE'15: Advances in the Science and Applications of SAR Interferometry and Sentinel-1 InSAR Workshop*, Frascati, Italy. 2015: 23–27.
 36. *Werner C., Wegmüller U., Strozzi T., Wiesmann A.* Precision estimation of local offsets between pairs of SAR SLCs and detected SAR images. 2005 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'05). *IEEE Intern. Proceedings*. 2005, 7: 4803–4805. doi: 10.1109/IGARSS.2005.1526747.
 37. *Cogley, J., Hock R., Rasmussen L., Arendt A., Bauder A., Braithwaite R., Jansson P., Kaser G., Möller M., Nicholson L., Zemp M.* Glossary of glacier mass balance and related terms. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 2011: 114 p. doi: 10.1017/S0032247411000805.
 38. *Cuffey K., Paterson S.* *The Physics of Glaciers*, 4th Ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 2010: 704 p.
 39. *Vijay S., Braun M.* Seasonal and interannual variability of Columbia Glacier, Alaska (2011–2016): Ice velocity, mass flux, surface elevation and front position. *Remote Sensing*. 2017, 9: 635. doi: 10.3390/rs9060635.
 40. *Bader H.* Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1954, 2: 319–323. doi: 10.3189/s0022143000025144.
 41. *Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H.* 115 year ice-core data from Akademii Nauk Ice Cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55: 21–31. doi: 10.3189/002214309788609029.
 42. *Koerner R.* Devon Island Ice Cap: Core stratigraphy and paleoclimate. *Science*. 1977, 196: 15–18. doi: 10.2307/1744032.
 43. *Bassford R., Siegert M., Dowdeswell J.* Quantifying the mass balance of Ice Caps on Severnaya Zemlya, Russian high Arctic. II: modeling the flow of the Vavilov Ice Cap under the present climate. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006, 38: 13–20. doi: 10.1657/1523-0430(2006)038[0013:qtmboi]2.0.co;2.
 44. *Bassford R., Siegert M., Dowdeswell J., Oerlemans J., Glazovsky A., Macheret Y.* Quantifying the mass balance of Ice Caps on Severnaya Zemlya, Russian high Arctic. I: climate and mass balance of the Vavilov Ice Cap. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006, 38: 1–12. doi: 10.1657/1523-0430(2006)038[0001:qtmboi]2.0.co;2.
 45. *Zwally H.J.* Surface melt-induced acceleration of Greenland Ice-Sheet Flow. *Science*. 2002, 297 (5579): 218–222. doi: 10.1126/science.1072708.
 46. *Sundal A.V. and 5 others.* Melt-induced speed-up of Greenland Ice Sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*. 2011, 469 (7331): 521–524. doi: 10.1038/nature09740.
 47. *Moon T., Joughin I., Smith B.* Seasonal to multiyear variability of glacier surface velocity, terminus position, and sea ice/ice mélange in northwest Greenland. *Journ. of Geophys. Research. Earth*. 2015, 120: 818–833. doi: 10.1002/2015jf003494.
 48. *Otero J., Navarro F., Lapazaran J., Welty E., Pucsko D., Finkelnburg R.* Modeling the controls on the front position of a tidewater glacier in Svalbard. *Frontiers in Earth Science*. 2017, 5:1–11. doi: 10.3389/feart.2017.00029.
 49. *Serreze M.C., Barry R.G.* *The Arctic Climate System*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005: 385 p.
 50. *Howat I., Joughin I., Scambos T.* Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science*. 2007, 315: 1559–1561. doi: 10.1126/science.1138478.

Изменения высоты поверхности и баланс массы ледникового купола Академии Наук на Северной Земле

© 2020 г. F.J. Navarro^{1*}, P. Sánchez-Gómez¹, А.Ф. Глазовский², С. Recio-Blitz¹

¹Высшая техническая школа инженеров телекоммуникаций Мадридского политехнического университета, Мадрид, Испания;

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*francisco.navarro@upm.es

Surface-elevation changes and mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya

F.J. Navarro^{1*}, P. Sánchez-Gómez¹, A.F. Glazovsky², C. Recio-Blitz¹

¹ETSI de Telecomunicación, Universidad Politécnica de Madrid; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*francisco.navarro@upm.es

Received November 5, 2019 / Revised November 20, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: Arctic, glacier mass balance, ice cap, ice surface-elevation change, Severnaya Zemlya.

Summary

We have determined the surface-elevation change rates of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic, for two different periods: 2004–2016 and 2012/2013–2016. The former was calculated from differencing of ICESat and ArcticDEM digital elevation models, while the latter was obtained by differencing two sets of ArcticDEM digital elevation models. From these surface-elevation change rates we obtained the geodetic mass balance, which was nearly identical for both periods, at $-1,72 \pm 0,67 \text{ Gt a}^{-1}$, equivalent to $-0,31 \pm 0,12 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the whole ice cap area. Using an independent estimate of frontal ablation for 2016–2017 of $-1,93 \pm 0,12 \text{ Gt a}^{-1}$ ($-0,31 \pm 0,12 \text{ m w.e. a}^{-1}$), we get an estimate of the climatic mass balance not significantly different from zero, at $0,21 \pm 0,68 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,04 \pm 0,13 \text{ m w.e. a}^{-1}$), which agrees with the near-zero average balance at a decadal scale observed during the last four decades. Making an observationally-based assumption on accumulation rate, we estimate the current total ablation from the ice cap, and its partitioning between frontal ablation, dominated by calving ($\sim 54\%$) and climatic mass balance, mostly surface ablation ($\sim 46\%$).

Citation: Navarro F.J., Sánchez-Gómez P., Glazovsky A.F., Recio-Blitz C. Surface-elevation changes and mass balance of the Academy of Science Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (1): 29–41. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010021.

Поступила 5 ноября 2019 г. / После доработки 20 ноября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: Арктика, баланс массы ледника, изменения высоты ледниковой поверхности, ледниковый купол, Северная Земля.

На основе разновременных ЦМР установлены скорости изменения высоты поверхности ледникового купола Академии Наук на Северной Земле за два периода: 2004–2016 и 2012/2013–2016 гг. и определён геодезический баланс его массы ($-1,72 \pm 0,67 \text{ Гт/год}$). Сделан расчёт климатического баланса массы ($0,21 \pm 0,68 \text{ Гт/год}$) и полной абляции ($-3,18 \text{ Гт/год}$) ледника, где на отёл приходится $\sim 54\%$, а на поверхностную абляцию – $\sim 46\%$.

Introduction

The Russian Arctic, which is made up of the archipelagos of Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya and Franz Josef Land, had a total glacierized area of $51\,592 \text{ km}^2$ in 2000–2010 [1] and an estimated total ice volume of $16\,839 \pm 2205 \text{ km}^3$ [2]. In spite of current regional climate warming [3], the recent ice-mass losses from the Russian Arctic have been moderate, at $\sim 11 \pm 4 \text{ Gt a}^{-1}$ over 2003–2009 [4], which is much lower than other Arctic regions such as the Canadian Arctic, the Greenland periphery or Alaska, even when specific (per unit area) losses are considered. However,

the mass losses from the Russian Arctic to the end of the 21st century have been projected to increase considerably [5], with an expected contribution to sea-level rise varying between 9.5 ± 4.6 and $18.1 \pm 5.5 \text{ mm}$ in sea-level equivalent over 2010–2100, depending on the emission scenario [6]. Hence the interest of an accurate knowledge of the current mass losses from the Russian Arctic. There are, however, substantial differences among the various estimates of current mass losses, not only among those obtained using different techniques, such as ICESat altimetry versus GRACE gravimetry, but also among those obtained using a common technique. For instance, Moholdt et al. [7]

found mass changes of $-9.8 \pm 1.9 \text{ Gt a}^{-1}$ using ICESat data and $-7.1 \pm 5.5 \text{ Gt a}^{-1}$ using GRACE data, both for the same period October 2003 – October 2009. The spread among the GRACE estimates is also rather large. For instance, mass changes of $-4.6 \pm 5.4 \text{ Gt a}^{-1}$ have been found for April 2003 – March 2011 [7], of $-5 \pm 3 \text{ Gt a}^{-1}$ for January 2003 – December 2010 [8], of $-15.4 \pm 11.9 \text{ Gt a}^{-1}$ for February 2004 – January 2008 [9], and of $-6.9 \pm 7.4 \text{ Gt a}^{-1}$ for February 2004 – January 2012 [9]. These differences among the GRACE estimates can be attributed to the non-overlapping study periods, to GRACE's large footprint ($\sim 250 \text{ km}$), and to uncertainties in the glacier-isostatic adjustment correction, which is known to be poorly constrained in this region [10].

Since most of the recent ice-mass losses in the Russian Arctic have occurred in Novaya Zemlya ($\sim 80\%$), while only the the remaining $\sim 20\%$ correspond to Severnaya Zemlya and Franz Josef Land [7], most recent studies have focused on Novaya Zemlya. A particular aim has been to determine the main drivers (climate, glacier dynamics) of the large ice-mass losses from Novaya Zemlya [7, 11, 12]. Recent work has revealed that the retreat rates of the marine-terminating outlet glaciers of Novaya Zemlya's may have slowed down [13]. The study of the mass balance of Severnaya Zemlya glaciers [14–16] or Franz Josef Land [17] has received comparatively lower attention by the western literature. This motivated our work in a previous paper [18], which had a wider scope, dealing with the short-term and long-term variations of ice-surface velocity, and associated ice discharge variations, the stress regime, the surface-elevation changes and their associated mass-balance changes. In the present paper, we expand the discussion by Sánchez-Gómez et al. [18], focusing on the surface-elevation changes and the geodetic mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap, and, in particular, on the possible factors controlling its long-term changes and trends in climatic mass balance.

Study site

General data for the Academy of Sciences Ice Cap has been presented in the companion paper [19], so we will not repeat it here. We will focus here on presenting the climatic conditions of Severnaya Zemlya, and the Academy of Sciences Ice Cap in particular, as these are most relevant for mass balance, which is the focus of this paper. We will also

briefly outline the main previous studies on regional mass balance available in the literature.

The climate of Severnaya Zemlya can be considered as a polar desert with both low temperatures and low precipitation [7]. The atmospheric circulation is dominated by high-pressure areas over Siberia and the Arctic Ocean, and low pressure over the Barents and Kara seas [20, 21]. There is a south-north gradient in precipitation, with the Kara Sea as a probable moisture source [21, 22]. This precipitation gradient is demonstrated by the decrease of the ELA in Severnaya Zemlya, as we move from south to north, from $\sim 600 \text{ m}$ for the Vavilov Ice Cap, $\sim 400 \text{ m}$ for the Academy of Sciences Ice Cap and $\sim 200 \text{ m}$ for Schmidt Island [16, 23].

There are two permanent weather stations in the region, Golomyanny and Fedorova (Fig. 1, a of [19]), providing meteorological records from the 1930s to the present [20, 24]. The mean annual surface air temperatures recorded at these stations are of -14.7 and -15°C , respectively, with Fedorova registering a mean July temperature of 1.5°C for the period 1930–1990 [24]. Mean annual precipitation is also similar for both weather stations, at $\sim 0.19 \text{ m w.e.}$ for Golomyanny and $\sim 0.20 \text{ m w.e.}$ for Fedorova [20, 24]. However, Zhao et al. [22] showed that NCEP-NCAR reanalysis summer temperatures at free air 850 hPa geopotential height over Severnaya Zemlya [25] have weak correlations with the summer mean temperatures measured at Golomyanny Island station. They noted that this station is located within the Severnaya Zemlya archipelago 130 km away from the ice cap to the southwest into the Kara Sea, at only 7 m a.s.l. , and is strongly influenced by the ocean environment due to sea-ice melting in summer. Additionally, Opel et al. [26] found no correspondence between the number of melt layers in an ice core drilled at the Academy of Sciences Ice Cap summit and the Golomyanny station summer surface air temperatures. On the other hand, Zhao et al. (2014) found that the total number of melt days on Severnaya Zemlya was strongly correlated with NCEP-NCAR reanalysis summer temperatures. For these reasons, we have not used in our analysis the temperature data from Golomyanny and Fedorova stations, but, instead, the NCEP-NCAR reanalysis temperatures. Neither the precipitation data at Golomyanny and Fedorova stations are representative of the conditions at the ice cap, which receives a higher amount of precipitation of $\sim 0.4 \text{ m w.e. a}^{-1}$ [21] than the amount recorded at Golomyanny and Fedorova stations.

An automatic weather station installed close to the summit of Academy of Sciences Ice Cap between May 1999 and May 2000 provided temperature information for the air and the shallow snow [27]. The mean annual air temperature was -15.7°C , whereas the average temperature of the uppermost 10 m of snow/firn was warmer at -10.2°C , because of the latent heat released by the refreezing of percolating surface meltwater. During the summer months of July and August temperatures were commonly above the freezing point, causing snowmelt and a decrease in snow height [27].

Regarding longer-term past temperature evolution, an ice core drilled at the summit of the Academy of Sciences Ice Cap has provided a temperature record for the last 275 years, inferred from $\delta^{18}\text{O}$ concentrations in the ice core. This record shows a minimum in 1790 followed by an increasing overall trend up to present but with a double maximum in the first half of the 20th century [28, 29]. This increasing temperature trend helps explaining the role of the Kara Sea as a moisture source in the area [26, 22]. It also explains the increase in sea-salt content at low altitudes on the ice cap, especially during warm summers [29]. The increase in moisture in the region has also been influenced by the decreasing trend of sea-ice cover in the Arctic beginning in the 1980s [30]. The overall picture of temperature change in the last decades is especially critical for the Arctic region, with a tipping point at the beginning of the 1980s [31].

The mass balance of the ice caps on Severnaya Zemlya and their response to climate change has been addressed by a set of papers by Bassford et al. [14–16]. For the Academy of Sciences Ice Cap in particular, Moholdt et al. [32], using ICESat altimetry together with older DEMs and velocities from Landsat imagery, calculated the geodetic mass balance and the calving flux for various periods during the last three decades, showing that variable ice-stream dynamics dominated the mass balance of the ice cap.

Data and methods

Ice-surface elevation data. We used surface-elevation data from various sources and periods to derive surface-elevation change rates and volume changes. In particular, we used ICESat elevation data from version 34 of the GLAH06 altimetry product [33], based on acquisitions by the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) onboard ICESat [34]. ICESat altimetry is

very accurate (~ 15 cm) where gently sloping topography is present [34]. Most observations used in our study correspond to spring 2004 (see further details in [18]). We also used the ArcticDEM derived from high-resolution submetre satellite imagery from the WorldView and GeoEye satellite constellations [35]. The surface heights retrieved from this imagery are adjusted using ICESat-derived altimetry as a reference [36, 37]. Ice-free land surrounding the ice cap served to vertically adjust the strips, and as a reference to check the quality of the DEMs. The horizontal resolution of the strip DEM product is 2 m, whereas that of the mosaic DEM product is 10 m. The vertical accuracy of these datasets depends on the use of ground-control points as a final step for DEM vertical position refinement. When no ground control is available, the DEM accuracy relies on the accuracy of the sensor's rational polynomial coefficients, and is typically in the order of 4 m [36, 37]. The DEM strips used for this study correspond to the years 2012, 2013 and 2016 (see further details in [18]).

Ice-surface elevation change rates and associated mass changes. We estimated decadal-scale average surface-elevation change rates for 2004–2016 by differencing ICESat altimetry data from 2004 and ArcticDEM strips from 2016. We also calculated short-term elevation changes using pairs of ArcticDEM strip products from 2012/2013–2016. The elevation change rates were split into 25-m height bins using an ice-cap hypsometry calculated from the ArcticDEM mosaic product. Mean elevation change rate values were calculated for individual drainage basins and for increments of ice-cap hypsometry. Volume change rates were converted to mass loss rates (geodetic mass balance) using an ice density of 900 kg m^{-3} . This assumes Sorge's law [38], i.e. that there is no changing firn thickness or density through time and that all volume changes are of glacier ice. Two error sources were considered: the error derived from the differencing of the two datasets and, for calculations involving ICESat data, the extrapolation error associated to an estimation made in an area outside of the region covered by the ICESat altimetry data. The error of the elevation difference was calculated as the square root of the sum of the squares of the measurement errors of the two elevation sources involved. Dividing this error by the number of years between the acquisitions considered provided the elevation change rate error. The extrapolation error was estimated from the difference, within the same height bins, of the calculated point-wise elevation change rates from ICESat altimetry and the mean elevation change rate from the

Table 1. Mean annual surface-elevation and mass-change rates for the main marine-terminating drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap. Mass-change rates are calculated assuming an ice density of 900 kg m^{-3} .

Values were calculated from both ICESat-ArcticDEM and ArcticDEM-ArcticDEM differencing, which represent decadal (2004–2016) and recent, shorter-term (2012/13–2016) average values, respectively. ICESat elevation changes were extrapolated hypsometrically. The rates for some basins during 2012/13–2016 are not given because of insufficient coverage of the WorldView images (which are the basis for the ArcticDEM) in 2012/13.

Таблица 1. Среднегодовые значения скоростей изменения высот поверхности и массы для основных ледосборных бассейнов купола Академии Наук, заканчивающихся в море. Скорости изменения массы рассчитаны исходя из плотности льда 900 кг/м^3 .

Значения были рассчитаны по разностям ЦМР ICESat-ArcticDEM и ArcticDEM-ArcticDEM. Эти разности характеризуют средние изменения соответственно за более чем десятилетний период (2004–2016 гг.) и более короткий современный период (2012/13–2016 гг.). Изменения высот ICESat экстраполировались гипсометрически. Скорости изменения высот для некоторых бассейнов в 2012/13–2016 гг. не приведены из-за недостаточной обеспеченности космическими снимками WorldView (которые служат основой для ArcticDEM) для 2012/13 г.

Drainage basin	Surface-elevation change rate		Mass-change rate	
	ICESat-ArcticDEM 2004–2016, m a^{-1}	ArcDEM-ArcticDEM 2012/13–2016, m a^{-1}	ICESat-ArcticDEM 2004–2016, Gt a^{-1}	ArcDEM-ArcticDEM 2012/13–2016, Gt a^{-1}
North	$-0,05 \pm 0,10$	—	$-0,05 \pm 0,12$	—
West	$0,06 \pm 0,07$	—	$0,05 \pm 0,06$	—
A	$-0,10 \pm 0,10$	$-0,12 \pm 0,11$	$-0,06 \pm 0,07$	$-0,07 \pm 0,07$
B	$-0,28 \pm 0,11$	$-0,58 \pm 0,18$	$-0,10 \pm 0,04$	$-0,21 \pm 0,08$
South	$-0,20 \pm 0,13$	—	$-0,02 \pm 0,01$	—
BC	$-1,31 \pm 0,33$	$-1,21 \pm 0,24$	$-0,33 \pm 0,08$	$-0,30 \pm 0,06$
Southeast	$-0,14 \pm 0,08$	—	$-0,05 \pm 0,03$	—
C	$-1,00 \pm 0,14$	$-0,95 \pm 0,26$	$-0,75 \pm 0,11$	$-0,71 \pm 0,17$
D	$-1,02 \pm 0,13$	$-0,84 \pm 0,21$	$-0,44 \pm 0,06$	$-0,36 \pm 0,10$

WorldView strip DEMs. In the case of the short-term changes in surface elevation, which were calculated by differencing pairs of ArcticDEM strips, the errors in elevation change rate were estimated by comparing two ArcticDEMs on ice-free land. This analysis provided an RMSE value of $0,91 \text{ m}$ for the height differences. Finally, the errors for the basin-wide mass change rates were calculated using error propagation.

Climatic mass balance. Neglecting basal melting or freezing, the mass-balance rate $\dot{M}$ for a given basin is calculated as

$$\dot{M} = \dot{B} + \dot{D} = \int_S \dot{b} dS + \int_P \dot{d} dp, \quad (1)$$

where $\dot{B}$ is the climatic mass-balance rate (surface mass balance plus internal balance) and $\dot{D}$ is the calving flux, calculated as a surface integral of its local value $\dot{b}$, over the area S of the glacier basin, and a line integral of the local value $\dot{d}$, along the perimeter P of its marine-terminating margin, respectively [39]. The calving flux term $\dot{D}$ is always negative, as it represents a rate of mass loss. If we know the calving flux (given in the companion paper [19]) and the mass-balance rate derived from the surface-elevation changes (calculated in this paper), then we can use Equation 1 to estimate the climatic mass balance for each basin and thus the partitioning of

total mass balance into climatic mass balance and frontal ablation. The latter term refers to the ice mass losses by calving, subaerial frontal melting and sublimation, and subaqueous frontal melting at the nearly-vertical calving fronts [39]. Subaerial frontal melting and sublimation can be neglected in comparison with the other terms. Submarine melting is assumed to be small for the Academy of Sciences Ice Cap, because no substantial retreat has been observed along the ice fronts of its nearly-stagnant parts [32]. Consequently, in our case study total frontal ablation can be considered nearly equivalent to calving flux or to ice discharge.

Results

Surface-elevation changes and associated mass changes. The calculated surface-elevation change rates, together with their associated mass change rates (geodetic mass balance) are shown in Table 1 and Figs. 1–3. The surface-elevation changes, at a decadal scale during 2004–2016, and at a shorter-term scale during 2012/2013–2016, are similar, except for Basin B. The thinning rate for Basin B during the most recent period is double than that of the first

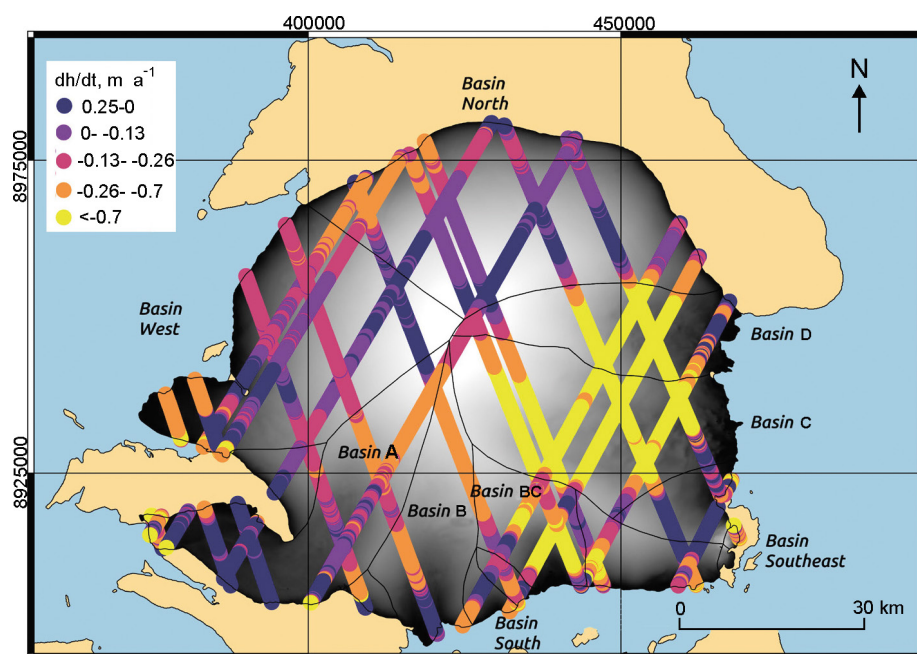


Fig. 1. Surface-elevation change rates 2004–2016 for the Academy of Sciences Ice Cap derived from ICESat-ArcticDEM differencing.

The background image of the ice cap is the ArcticDEM mosaic product

Рис. 1. Темпы изменения высот поверхности в 2004–2016 гг. ледникового купола Академии Наук, полученные на основе разности данных ICESat-ArcticDEM.

Фоновое изображение ледникового купола представляет собой мозаику ArcticDEM

period. The decadal-scale surface-elevation change-rate map displayed in Fig. 1 shows a general thinning pattern for all marine-terminating basins and a state close to balance for the land-terminating northern and marine-terminating western drainage basins. Comparing Fig. 1 with the surface velocity field in Fig. 2 of the companion paper [19], we note that the thinning is largest for the basins with ice streams draining to the southeast and east (Basins BC, C and D). Drainage Basin A, which has the slowest ice-stream flow, shows only limited average thinning, though with greater thinning in its upper part and thickening at lower elevations. The thinning pattern is similar for all fast-flowing basins. The highest thinning rates occur where flow converges from the accumulation areas at the heads of the major ice streams (see Figs. 2 and 3).

Mass balance. As discussed in the Methods section, we calculated the climatic mass balance from the total mass balance and the calving flux using Equation 1. The total mass balance was obtained from surface-elevation changes using the geodetic method. As we are interested in the current climatic mass-balance, we took the geodetic mass balance for the period 2012/13–2016. However, no geodetic mass-balance data were available for certain basins (North, West, South, Southeast) because of the lack of coverage by WorldView images. For these basins, we took the geodetic mass balance for the period 2004–2016. We assume that this does not imply a significant difference, because the changes in surface-elevation change rates between

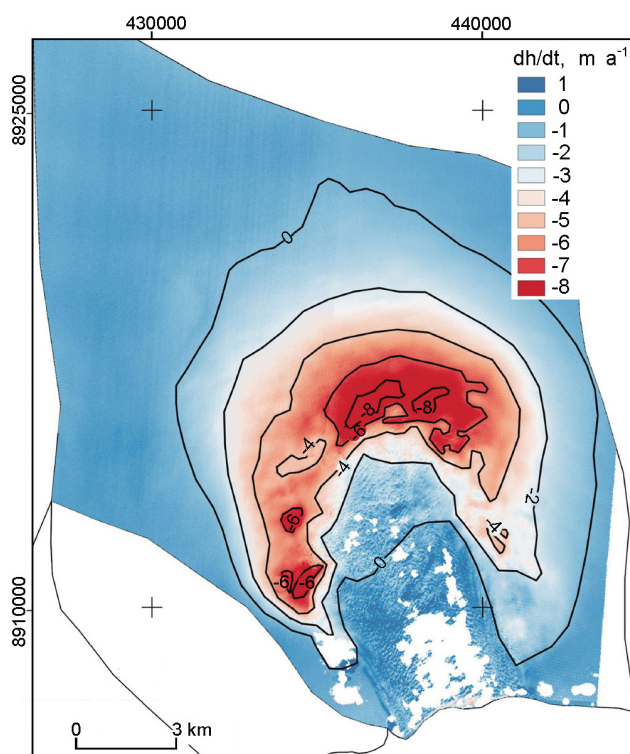


Fig. 2. Surface-elevation change rates of Drainage Basin BC for 2012/13–2016, derived from ArcticDEM-ArcticDEM strip differencing.

White represents no data

Рис. 2. Темпы изменения высот поверхности ледосборного бассейна ВС за 2012/13–2016 гг., полученные на основе вычисления разности ArcticDEM-ArcticDEM.

Белым цветом показаны участки, где данные отсутствуют

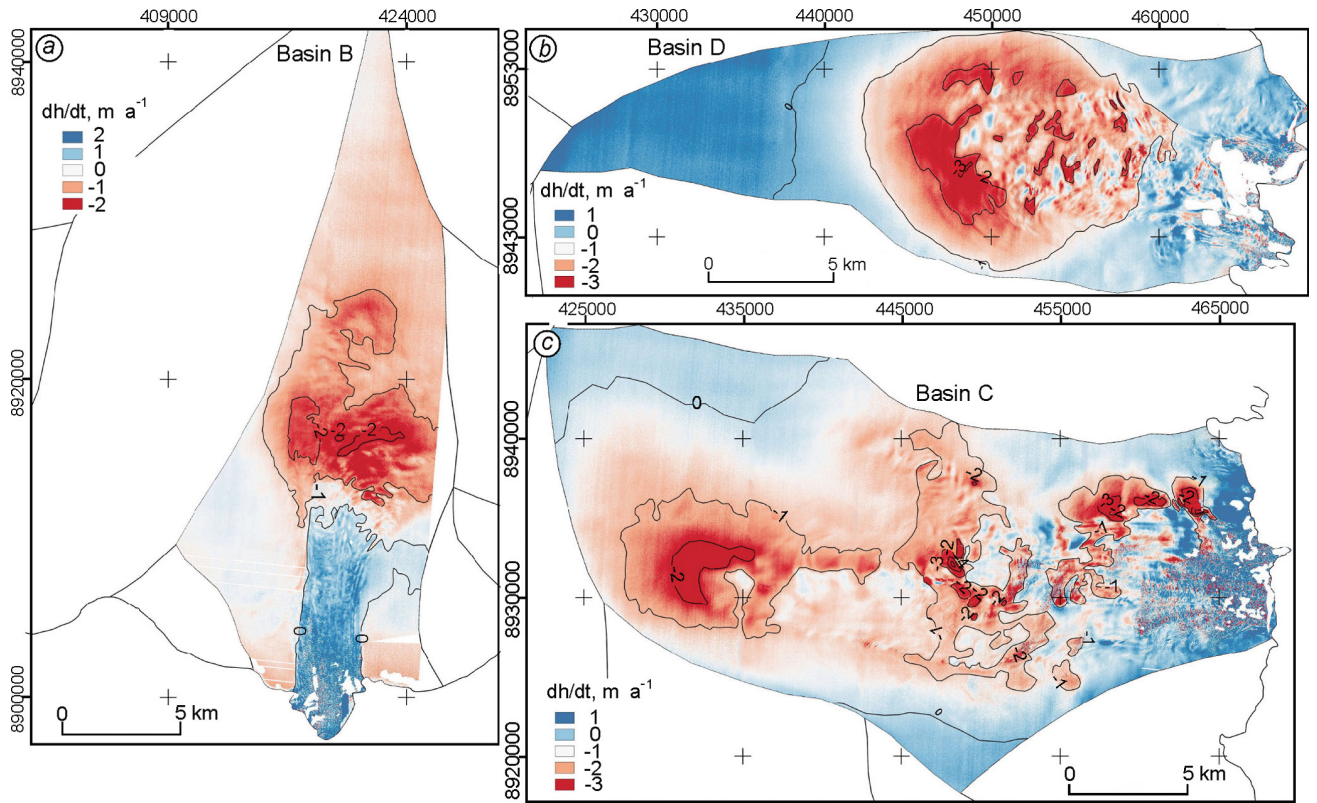


Fig. 3. Surface elevation change rates 2012/13–2016 for basins B (a), D (b) and C (c), derived from ArcticDEM-ArcticDEM strip differencing.

White represents no data

Рис. 3. Темпы изменения высот поверхности в 2012/13–2016 гг. для ледосборных бассейнов В (a), D (b) и С (c), полученные на основе вычисления разности ArcticDEM-ArcticDEM.

Белым цветом показаны участки, где данные отсутствуют

both periods were very small, almost negligible, for the drainage basins with WorldView coverage in both periods. The results for the geodetic mass balance, with detail by basin, are shown in Table 2. For the whole ice cap, we obtained a total geodetic mass balance $\dot{M} = -1.72 \pm 0.67 \text{ Gt a}^{-1}$ ($-0.31 \pm 0.12 \text{ m w.e. a}^{-1}$). Since the calving flux calculated in the companion paper [19] is $\dot{D} = -1.93 \pm 0.12 \text{ Gt a}^{-1}$ ($-0.35 \pm 0.02 \text{ m w.e. a}^{-1}$), we get a climatic mass balance $\dot{B} = 0.21 \pm 0.68 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0.04 \pm 0.13 \text{ m w.e. a}^{-1}$), not significantly different from zero. The total mass balance of the ice cap is therefore dominated by the calving flux.

Discussion

Evolution of the surface-elevation change rates during recent decades. As mentioned in the results section, the changes in thinning rate between our study periods (2004–2016 and 2012/13–2016) have been

negligible, except for Basin B. Therefore, we focus here on analysing, at a basin scale, the main changes in thinning rates between the two periods studied by Moholdt et al. [32] (1988–2006 and 2003–2009) and our own results. Note that our study period 2004–2016 partly overlaps with one of the periods (2003–2009) analysed by Moholdt et al. [32]. When comparing Moholdt's data with our own data, it is important to be aware that our Basins North and West are grouped together as 'North' in Moholdt et al. [32] study, while our basins South, BC and Southeast are grouped as 'Others' in their study.

The basins North (land-terminating) and West (marine-terminating, but with slow flow), have remained fairly stable along the whole set of periods analysed by Moholdt et al. [32] and ourselves. Basin A presents in 2004–2016 thinning at its upper part and thickening at lower elevations, as it did during both periods analysed by Moholdt et al. [32], who indicated a surge-like elevation change pattern,

Table 2. Partition of the total mass balance (calculated by the geodetic method) into climatic mass balance and frontal ablation for the drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap.

The geodetic mass balance has been derived from ArcticDEM-ArcticDEM differencing for 2012/13–2016, except for the basins marked with an asterisk, for which ICESat-ArcticDEM differencing for 2004–2016 has been used. The frontal ablation data correspond to the period November 2016 – November 2017 (see the companion paper [19])

Таблица 2. Разбиение общего баланса массы (рассчитанного геодезическим методом) на климатический баланс массы и фронтальную абляцию для ледосборных бассейнов ледникового купола Академии Наук.

Геодезический баланс массы получен на основе разности ArcticDEM-ArcticDEM за 2012/13–2016 гг., за исключением бассейнов, отмеченных звёздочкой, для которых использовалась разность ICESat-ArcticDEM за 2004–2016 гг. Данные по фронтальной абляции соответствуют периоду ноябрь 2016 – ноябрь 2017 (см. сопутствующую статью [19])

Drainage Basin	$\dot{M}$		$\dot{B}$		$\dot{D}$	
	Gt a ⁻¹	m w.e. a ⁻¹	Gt a ⁻¹	m w.e. a ⁻¹	Gt a ⁻¹	m w.e. a ⁻¹
North*	–0,05	–0,04	–0,05	–0,04	0	0
West*	0,05	0,05	0,11	0,11	–0,06	–0,06
A	–0,07	–0,11	–0,04	–0,04	–0,03	–0,06
B	–0,21	–0,52	–0,03	–0,07	–0,18	–0,44
South*	–0,02	–0,18	0,02	0,23	–0,04	–0,46
BC	–0,3	–1,09	0,11	0,4	–0,41	–1,49
Southeast*	–0,05	–0,13	0,03	0,08	–0,08	–0,21
C	–0,71	–0,86	–0,02	–0,02	–0,69	–0,83
D	–0,36	–0,76	0,08	0,17	–0,44	–0,93
Ice cap total	–1,72	–0,31	0,21	0,04	–1,93	–0,35

in agreement with the surface velocity fields of the 1995 InSAR data of Dowdeswell et al. [23]. Moholdt et al. [32] also noted a decrease in ice flow, and correspondingly in dynamic instability, between 1988–2006 and 2003–2009, indicating glacier deceleration. Our own data suggest continued deceleration during the period 2004–2016, with differences in surface-elevation change rates between the upper and lower parts greater than 0.8 m a⁻¹ (see Fig. 1).

The surface-elevation change rate in Basin B decreased, from -1.26 ± 0.31 m a⁻¹ in 1988–2006, to -0.28 ± 0.11 in 2004–2016 and to -0.58 ± 0.18 m a⁻¹ in 2012/13–2016. The structure of its spatial changes (see Figs. 1 and 3, *a*) is of special interest, because it shows a surge-like pattern, with current marked thinning in the upper part of the basin (ca. -2 m a⁻¹) and thickening in the lower part of the ice stream (ca. 1 m a⁻¹).

Basins South, BC and Southeast showed a transition from a near-balance value of -0.02 ± 0.10 m a⁻¹ in 2003–2006 to thinning in 2004–2016 (surface-elevation change rate of -0.59 ± 0.17 m a⁻¹). This transition is more marked if Basin BC is considered separately, as its surface-elevation change rate is of -1.31 ± 0.33 m a⁻¹ for 2004–2016, due to the initiation of ice stream flow in this basin sometime between 2002 and 2016, as discussed in the companion paper [19].

Basin C presented widespread thinning during all periods, but with largest changes during the earliest pe-

riod, of -2.56 ± 0.26 m a⁻¹ on average in 1988–2006, compared with ca. -1 m a⁻¹ in the two most recent periods (see Fig. 3, *b* and Table 3, the latter in terms of mass balance). Basin D has also shown widespread thinning in all periods, but with a slowly decreasing trend, which is an indication of sustained fast flow and results in large cumulative thinning (see Fig. 3, *c*).

Overall, we observe a larger dynamic thinning and a larger contribution to mass loss by the marine-terminating southern and eastern drainage basins for 2004–2016 and for 2012/13–2016, in comparison with the results of Moholdt et al. [32] for 2003–2006. This largest thinning, most relevant at the zones of onset of ice-stream flow, is an indication of dynamic instability.

Evolution of the mass-balance rates during recent decades. The estimates of the total mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap during the last three decades, with detail by basin, are shown in Table 3. All mass balances were obtained by the geodetic method, which has the limitations derived from the use of Sorge's law. Possible changes in the area of the ice cap, if significant, would involve a further limitation. Dowdeswell et al. [23] reported an ice-cap area of 5575 km², based on Landsat images from 1988. Moholdt et al. [32], analysing multitemporal satellite imagery from Corona and Landsat satellites acquired between 1962 and 2010, concluded that there have been no clear trends in the fluctuations of terminus posi-

Table 3. Mass balance rates (geodetic mass balance) for the main drainage basins of the Academy of Sciences Ice Cap and over different periods.

Basin «North» here groups our basins North and West, and «Others» groups our basins South, BC and Southeast. These names are used for compatibility with Moholdt et al. [32]. The values used for computing the Ice Cap total in this study are marked with an asterisk, i.e. we have taken the values for 2012/13–2016 and, when unavailable, those for 2004–2016. All values are given in m w.e. a⁻¹ except those in the last row, given in Gt a⁻¹

Таблица 3. Значения баланса массы (геодезический баланс массы) для основных ледосборных бассейнов ледникового купола Академии Наук и разных периодов.

Здесь бассейн «North» включает в себя наши бассейны North и West, а бассейн «Others» — наши бассейны South, BC и Southeast. Эти названия были использованы для возможности сравнения с данными Моходлта с соавторами [32]. Значения, используемые для вычисления общей величины Ice Cap total в данном исследовании, отмечены звёздочкой, т.е. мы взяли значения за 2012/13–2016 гг. и, если они отсутствуют, за 2004–2016 гг. Все значения даны в метрах водного эквивалента в год, за исключением значений в последней строке, приведённых в Гт/год

Drainage Basin	Moholdt et al. [32]		This study	
			ICESat-ArcDEM	ArcDEM-ArcDEM
	1988–2006 m w.e. a ⁻¹	2003–2009 m w.e. a ⁻¹	2004–2016 m w.e. a ⁻¹	2012/13–2016 m w.e. a ⁻¹
Basin North	0,03±0,18	0,07±0,06	0±0,08*	—
A	0,14±0,23	0,14±0,09	−0,09±0,09	−0,11±0,10*
B	−1,13±0,28	−0,23±0,12	−0,25±0,10	−0,52±0,16*
C	−2,30±0,23	−0,86±0,09	−0,90±0,13	−0,86±0,23*
D	−1,57±0,26	−1,11±0,11	−0,92±0,12	−0,76±0,19*
Others	−0,29±0,23	−0,02±0,09	−0,53±0,15*	—
Ice Cap total	−0,55±0,16	−0,19±0,05	−0,31±0,12	
Ice Cap total	−3,06±0,89 Gt a⁻¹	−1,06±0,28 Gt a⁻¹	−1,72±0,67 Gt a⁻¹	

tions of the various basins of the Academy of Sciences Ice Cap. They calculated a total area loss of the marine-terminating glaciers of 5 km² during 1988–2009, including several cases of small local advance and retreat. The corresponding rate of ice-volume loss was of only 0.02 km³ a⁻¹, which is insignificant in terms of ice-cap mass balance. Our own observations, using Landsat-7 and Sentinel-2 optical images from July 2002 and March 2016, respectively, showed local advances and retreats of the eastern and southern marine margins of up to ca. 1–2 km with respect to the margins of Moholdt et al. [32], but the net change in area was negligible and thus we used their same ice-cap area of 5570 km².

The total mass balances shown in Table 3 are similar, although with reversed sign, to those of the calving fluxes presented in Table 2 of the companion paper [19]. The largest difference (ca. 0.3–0.4 Gt a⁻¹, for 2003–2009), is attributed to the use by Moholdt et al. [32] of Basin North as an analogue for the climatic mass balance of the whole ice cap (the slightly positive climatic mass balance of Basin North multiplied by the area of the whole ice cap accounts for this difference). The second largest difference corresponds to the most recent period, and it could be attributed to two facts: 1) the periods analysed in both tables are close but not equal

(2016/17 vs. 2012/13–2016); 2) the mass balances given for certain basins for 2012/13–2016 actually correspond to 2004–2016, due to unavailability of WordView images for those basins in 2012/13–2016. Taken together, the results in Table 2 of [19] and Table 3 of this paper indicate that the total mass balance of the ice cap is nearly equivalent to the calving losses, which means that the long-term climatic mass balance has remained close to zero since 1988.

The scarce earlier observations of climatic mass balance available for the Vavilov Ice Cap on October Revolution Island, some 120 km to the south of the Academy of Sciences Ice Cap, also indicate a near-zero average balance of −0.03 m a⁻¹ for the periods 1975–1981 and 1986–1988 [40]. Mass-balance modelling experiments by Bassford et al. [14], also for the Vavilov Ice Cap, give a similar value of −0.02 m a⁻¹ for the whole period 1974–1988. Although all of these estimates suggested a large interannual variability, such year-to-year variations have limited interest in the context of this discussion, as we only have available average mass-balance estimates over periods of several years, up to more than a decade. Therefore, we may conclude that the climatic mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap has remained close to zero on average for the last four decades.

Possible factors controlling long-term changes and trends in climatic mass balance. Thinking of possible controlling factors, summer air temperature and precipitation seem the most evident to analyse. Using NCEP-NCAR and ERA-Interim reanalysis data for Novaya Zemlya and Severnaya Zemlya from 1995–2011, Zhao et al. [22] studied the influence of summer (June–September) mean 850 hPa geopotential height temperature on snowmelt. They analysed the trends of both total melt days (TMD) and melt offset date (MOD). For Severnaya Zemlya, the temperature trends during 1995–2011 were of $0.80\text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ (NCEP-NCAR, p -value < 0.05) and $0.88\text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ (ERA-Interim, p -value = 0.065). Zhao et al. [22] found a positive correlation between mean TMD and the average June–September NCEP-NCAR air temperature at 850 hPa, with the slope of the linear regression of 10 days $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ($r = 0.843$, p -value < 0.0001). Using simple regression, they also found that the TMDs of Severnaya Zemlya are significantly anti-correlated to the Laptev Sea ($r = -0.735$, p -value < 0.001) and Kara Sea ($r = -0.678$, p -value < 0.003) September sea-ice extent. However, since sea-ice extent and glacier surface melting can co-respond to the regional temperature increase, Zhao et al. [22] used additionally partial correlation analysis to remove the large-scale influence of air temperature on both variables. Upon removal of these effects, partial correlation analysis suggested that glacier melt on Severnaya Zemlya was still statistically anti-correlated to the Laptev Sea and Kara Sea sea-ice extent. An explanation can be that reduced offshore sea-ice concentration, i.e. increased open-water fraction, can enhance onshore advection of sensible and latent heat fluxes [41]. However, even if long-term changes in summer (and annual) temperatures have been observed during our analysed period [18], and regional sea-ice concentration has also shown a clear decreasing trend [18], these changes seem to have exerted only a minor impact on the long-term climatic mass balance estimates for the Academy of Sciences Ice Cap, which remain close to zero. An explanation suggested by Zhao et al. [22] is that sea-ice reduction exposes larger areas of open water in summer to evaporation and change the large-scale atmospheric circulation, which results in increased summer precipitation over the Arctic [42, 43].

For the Academy of Sciences Ice Cap, the influence of sea-ice concentration on precipitation has been observed by Opel et al. [26], through their

analysis of the deep ice core drilled at the ice-cap summit in 1999–2001. Deuterium excess (the difference between the two stable water-isotope ratios $\delta^{18}\text{O}$ and δD) in precipitation depends mainly on the evaporation conditions in the moisture-source region, and to a lesser extent on the condensation temperatures. The main factors controlling the process are the relative air humidity and the sea-surface temperature (SST) and, to a lesser degree, the wind speed during evaporation. Based on the relationship between deuterium excess and SST, Opel et al. [26] observed that in hemispherically warmer periods the Academy of Sciences Ice Cap receives more precipitation from moisture evaporated at lower SSTs, for example due to a northward shift of the moisture source. Since most precipitation on Severnaya Zemlya is brought by air masses moving from the south and southwest, the Kara Sea is likely to be a regional moisture source and its sea-ice cover would be the main factor influencing summer and autumn evaporation. Lower sea-ice cover in the Kara Sea would allow higher evaporation rates and enhance the contribution of regional moisture to precipitation over the Academy of Sciences Ice Cap. Moholdt et al. [32] searched for some evidence of this precipitation increase for Novaya Zemlya and Severnaya Zemlya, finding a slightly higher precipitation rate in 2004–2009 with respect to the mean for 1980–2009, especially for Novaya Zemlya. For Severnaya Zemlya, its climatic mass balance close to zero suggests that the recent precipitation anomaly is also likely to be real, as it provides the most reasonable mechanism to counterbalance the observed increasing melt trend. In summary, the near-equilibrium climatic mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap (and most generally of Severnaya Zemlya) is probably the result of two opposing effects. On one hand, sea-ice cover loss would enhance precipitation by exposing larger areas of open water to evaporation. On the other, these larger areas of open water would allow onshore advection of heat fluxes from warming mixed ocean layers, accelerating surface melt on the ice cap. With the climatic mass balance remaining near zero, the role of the calving flux is critical in determining the total mass balance of the Academy of Sciences Ice Cap.

Total ablation and its partitioning between frontal ablation and surface ablation. For the projections of future contributions of glacier wastage to sea-level rise, it is of interest to know the relative contribu-

tions of surface ablation and frontal ablation to the total ablation. Frontal ablation is equivalent, in our case study, to calving flux, which has been calculated in the companion paper [19]. But we also need an estimate of surface ablation. To get it, we subtracted from our calculated climatic mass balance for 2012–2016 ($0.21 \pm 0.68 \text{ Gt a}^{-1}$; see section ‘Results’) an estimate of the total accumulation over the ice cap. This estimate of accumulation was based on the measured net accumulation at the ice-cap summit and its variation with altitude, as done by Dowdeswell et al. [23], and is described below.

At the summit of the Academy of Sciences Ice Cap, analysis of an ice core detected the layers of maximum radioactivity (in terms of Cesium¹³⁷) corresponding to the 1963 atmospheric nuclear tests and to the 1986 Chernobyl event. The resulting average net accumulation rates were $0.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ from 1963 to 1999, and $0.53 \text{ m w.e. a}^{-1}$ from 1986 to 1999 [44]. Later analyses by Fritzsche et al. [28] gave an average accumulation rate of $0.46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over 1956–1999 based on stable-isotope investigations. These values are also in agreement with the mean annual net mass balance of $0.43\text{--}0.44 \text{ w.e. a}^{-1}$ observed by Zagorodnov [45] for 1986/87 using structural-stratigraphic methods, although in disagreement with the annual-layer thickness of $0.26\text{--}0.28 \text{ m}$ suggested by Klementyev et al. [46] and used by Kotlyakov et al. [47] for dating the Academy of Sciences ice core drilled in 1986/87. On the other hand, measurements elsewhere in Severnaya Zemlya suggest that annual precipitation decreases with altitude from 0.45 at the ice-cap summit to $0.25 \text{ m w.e. a}^{-1}$ close to sea level [48]. Assuming, a value of $0.30 \text{ m w.e. a}^{-1}$ as average accumulation rate over the entire ice cap, as done by Dowdeswell et al. [23], we obtained a total accumulation of 1.67 Gt a^{-1} . If, instead, we had used as ice-cap averaged accumulation rate its upper bound, given by the net accumulation rate at the ice cap summit of $0.46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ [28], the total accumulation over the ice cap would have been of 2.56 Gt a^{-1} .

Since our estimate of climatic mass-balance is of 0.21 Gt a^{-1} , the surface ablation will thus be of -1.46 Gt a^{-1} . If we add the frontal ablation (mostly calving) of -1.72 Gt a^{-1} , we get a total ablation of -3.18 Gt a^{-1} . This implies that iceberg calving represents, on average, $\sim 54\%$ of the mass losses over 2012–2016, with the remaining 46% corresponding to surface ablation. If we had considered, instead, the upper bound for the accumulation rate of

$0.46 \text{ m w.e. a}^{-1}$ [28], frontal ablation would have represented $\sim 42\%$ of the total ablation over the period 2012–2016, with the remaining $\sim 58\%$ corresponding to surface ablation. We conclude that calving losses are a substantial component, in fact about half of the total mass loss from the Academy of Sciences Ice Cap. This value is higher than a previous estimate by Dowdeswell et al. [23] for the Academy of Sciences Ice Cap in 1995, of $\sim 40\%$. It is also higher than the available estimates for other large Arctic ice caps such as Austfonna, for which Dowdeswell et al. [49] estimated that calving accounted for $30\text{--}40\%$ of total ablation, or Svalbard as a whole, for which Błaszczyk et al. [50] gave an estimate of $17\text{--}25\%$.

Conclusions

Our analysis leads to the following main conclusions:

1. The average total geodetic mass balance of the ice cap during 2012–2016 was of $-1.72 \pm 0.27 \text{ Gt a}^{-1}$, which is equivalent to $-0.31 \pm 0.05 \text{ m w.e. a}^{-1}$ over the entire ice cap area.

2. The average climatic mass balance of the ice cap during 2012–2016 (similar to that for 2004–2016), was not significantly different from zero, at $0.21 \pm 0.68 \text{ Gt a}^{-1}$, or equivalently $0.04 \pm 0.13 \text{ m w.e. a}^{-1}$. This agrees with the scarce in-situ observations in the region during the 1970s and 1980s, and with remote-sensing estimates by other authors for 1988–2006 and 2003–2009. The average climatic mass balance has thus remained around zero during the last four decades.

3. Our estimated average total ablation (surface ablation plus frontal ablation) over the period 2012–2016 is of -3.18 Gt a^{-1} , of which frontal ablation (dominated by calving) accounts for $\sim 54\%$ and the remaining $\sim 46\%$ corresponds to surface ablation. Calving losses are, therefore, an important contributor to the mass losses from the Academy of Sciences Ice Cap.

4. Since the climatic mass balance has remained close to zero over the last four decades, in spite of regional warming, the total mass balance of the ice cap has been driven mainly by calving.

Acknowledgments. This study has received funding from the European Union’s Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No 727890 and from Agencia Estatal de Investigación under grant CTM2017-84441-R of the Spanish

Estate Plan for R & D. Support to AG by the Russian Fund for Basic Research grant 18-05-60109 is also acknowledged. DEMs were provided by the Polar Geospatial Center under NSF OPP awards 1043681, 1559691 and 1542736.

Расширенный реферат

Определены скорости изменения высоты поверхности ледникового купола Академии Наук на о. Комсомолец (архипелаг Северная Земля в Российской Арктике) за два периода: 2004–2016 и 2012/13–2016 гг. Скорости для первого периода рассчитаны на основе разности цифровых моделей высот ICESat и ArcticDEM, а для второго периода – на основе разности двух наборов цифровых моделей высот ArcticDEM. Исходя из этих скоростей изменения высоты поверхности и предполагая, что плотность льда равна 900 ± 17 кг/м³, оценён геодезический баланс массы купола, который был почти одинаков для обоих периодов и составил $-1,72 \pm 0,67$ Гт/год, что эквивалентно потерям $-0,31 \pm 0,12$ м вод. экв./год на всей площади ледникового покрова, равной

5570 км². Используя независимую оценку фронтальной абляции за 2016–2017 гг., которая равна $-1,93 \pm 0,12$ Гт/год ($-0,31 \pm 0,12$ м вод. экв./год), получаем оценку климатического баланса массы ледникового купола, существенно не отличающуюся от нуля и равную $0,21 \pm 0,68$ Гт/год ($0,04 \pm 0,13$ м вод. экв./год), что вполне согласуется с почти нулевым средним балансом, наблюдавшимся в течение последних четырёх десятилетий. Обсуждаются также возможные факторы, которые управляют долгосрочными изменениями и трендами климатического баланса массы, включая температуру, осадки, сплочённость морских льдов, относительную влажность воздуха, температуру поверхности моря и скорость ветра. Используя данные об аккумуляции, измеренной на вершине ледникового купола, и высотный градиент аккумуляции накопления, оцениваются полная аккумуляция и, следовательно, полная абляция ледникового купола как $-3,18$ Гт/год. Далее рассчитывается, в какой пропорции полная абляция распределяется между фронтальной абляцией, в которой преобладает отёл ($\approx 54\%$), и климатическим балансом массы, в основном поверхностной абляцией ($\approx 46\%$).

References

1. Pfeffer W., Anthony A., Bliss A., Bolch T., Cogley G., Gardner A., Ove Hagen J., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B., Rich J., Sharp M., The Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
2. Huss M., Farinotti D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117: 1–10. doi: 10.1029/2012jf002523.
3. Hartmann D., Klein Tank A., Rusticucci M., Alexander L., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F., Dlugokencky E., Easterling D., Kaplan A., Soden B., Thorne P., Wild M., Zhai P. Intergovernmental Panel on Climate Change 2013. Observations: Atmosphere and Surface. In: The Physical Science Basis: Working Group I. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013: 159–254. doi: 10.1017/CBO9781107415324.008.
4. Gardner A., Moholdt G., Cogley J., Wouters B., Arendt A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W., Kaser G., Ligtenberg S., Bolch T., Sharp M., Ove Hagen J., van den Broeke M., Paul F. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*. 2013, 340: 852–857. doi: 10.1126/science.1234532.
5. Radić V., Bliss A., Beedlow C., Hock R., Miles E., Cogley G. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics*. 2013, 42: 37–58. doi: 10.1007/s00382-013-1719-7.
6. Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*. 2015, 3: 1–22. doi: 10.3389/feart.2015.00054.
7. Moholdt G., Wouters B., Gardner A. Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: 1–5. doi: 10.1029/2012gl051466.
8. Jacob T., Wahr J., Pfeffer W., Swenson S. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*. 2012, 482: 514–518. doi: 10.1038/nature10847.
9. Matsuo K., Heki K. Current ice loss in small glacier systems of the Arctic islands (Iceland, Svalbard, and the Russian High Arctic) from satellite gravimetry. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2013, 24: 657–670. doi: 10.3319/tao.2013.02.22.01(tibxs).
10. Svendsen J., Gataullin V., Mangerud J., Polyak L. The glacial history of the Barents and Kara sea region. In

- Developments in Quaternary Sciences. Elsevier, 2004: 369–378. doi: 10.1016/s1571-0866(04)80086-1.
11. Carr J., Stokes C., Vieli A. Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 155–170. doi: 10.3189/2014jog13j122.
 12. Melkonian A., Willis M., Pritchard M., Stewart A. Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya. *Remote Sensing of Environment*. 2016, 174: 244–257. doi: 10.1016/j.rse.2015.11.001.
 13. Carr J., Bell H., Killick R., Holt T. Exceptional retreat of Novaya Zemlya's marine-terminating outlet glaciers between 2000 and 2013. *The Cryosphere*. 2017, 11: 2149–2174. doi: 10.5194/tc-11-2149-2017.
 14. Bassford R., Siegert M., Dowdeswell J., Oerlemans J., Glazovsky A., Macheret Y. Quantifying the mass balance of Ice Caps on Severnaya Zemlya, Russian high Arctic. I: climate and mass balance of the Vavilov Ice Cap. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006, 38: 1–12. doi: 10.1657/1523-0430(2006)038[0001:qtmboi]2.0.co;2.
 15. Bassford R., Siegert M., Dowdeswell J. Quantifying the mass balance of Ice Caps on Severnaya Zemlya, Russian high Arctic. II: modeling the flow of the Vavilov Ice Cap under the present climate. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006, 38: 13–20. doi: 10.1657/1523-0430(2006)038[0013:qtmboi]2.0.co;2.
 16. Bassford R., Siegert M., Dowdeswell J. Quantifying the mass balance of Ice Caps on Severnaya Zemlya, Russian high Arctic. III: sensitivity of Ice Caps in Severnaya Zemlya to future climate change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2006, 38: 21–33. doi: 10.1657/1523-0430(2006)038[0021:qtmboi]2.0.co;2.
 17. Zheng W., Pritchard M., Willis M., Tepes Paul., Gourmelen N., Benham T., Dowdeswell J. Accelerating glacier mass loss on Franz Josef Land, Russian Arctic. *Remote Sensing of Environment*. 2018, 211: 357–375. doi: 10.1016/j.rse.2018.04.004.
 18. Sánchez-Gómez P., Navarro F., Benham T., Glazovsky A., Bassford R., Dowdeswell J. Intra- and inter-annual variability in dynamic discharge from the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic, and its role in modulating mass balance. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (253): 780–797. doi: 10.1017/jog.2019.58.
 19. Sánchez-Gómez P., Navarro F.J., Dowdeswell J.A., De Andrés E. Surface velocities and calving flux of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (1): 19–28. doi: 10.31857/S2076673420010020
 20. Alexandrov E., Radionov V., Svyashchennikov P. Snow cover thickness and its measurement in Barents and Kara seas. In: *Research of climate change and interaction processes between ocean and atmosphere in polar regions*. Trudy of the Arctic and Antarctic Research Institute: St. Petersburg, 2003, 446: 99–118. [In Russian].
 21. Bolshiyarov D., Makeyev V. *Arkipelag Severnaya Zemlya: Oledeneniye, Istoriya Razvitiya Prirodnoy Sredy*. Severnaya Zemlya Archipelago: Glaciation and Historical Development of the Natural Environment. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1995: 216 p. [In Russian].
 22. Zhao M., Ramage J., Semmens K., Obleitner F. Recent ice cap snowmelt in Russian High Arctic and anti-correlation with late summer sea ice extent. *Environmental Research Letters*. 2014, 9: 045009. doi: 10.1088/1748-9326/9/4/045009.
 23. Dowdeswell J., Bassford R., Gorman M., Williams M., Glazovsky A., Macheret Y., Shepherd A., Vasilenko Y., Savatyugin L., Hubberten H., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Journ. of Geophys. Research*. 2002, 107: 1–16. doi: 10.1029/2000jb000129.
 24. Dowdeswell J., Ove Hagen J., Björnsson H., Glazovsky A., Harrison W., Holmlund P., Jania J., Kerner R., Lefauconnier B., Ommanney S., Thomas R. The mass balance of Circum-Arctic glaciers and recent climate change. *Quaternary Research*. 1997, 48: 1–14. doi: 10.1006/qres.1997.1900.
 25. Kalnay E. and 21 others. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996, 77(3): 437–472. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYP>2.0.CO;2.
 26. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk Ice Cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55: 21–31. doi: 10.3189/002214309788609029.
 27. Kuhn M. Severnaya automatic weather station data (Severnaya Zemlja). In: *The response of Arctic ice mass to climate change (ICEMASS). Third year report (January–December 2000)*. European Commission, Framework IV, Environment and Climate Research Programme (DG XII), contract ENV4-CT970490. Oslo, University of Oslo. 2000, 7–8–7–14.
 28. Fritzsche D., Schütt R., Meyer H., Miller H., Wilhelms F., Opel T., Savatyugin L. A 275 year ice-core record from Akademii Nauk Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 361–366. doi: 10.3189/172756405781812862.
 29. Opel T., Fritzsche D., Meyer H. Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya). *Climate of the Past*. 2013, 9: 2379–2389. doi: 10.5194/cp-9-2379-2013.
 30. Stroeve J., Serreze M., Holland M., Kay J., Malanik J., Barrett A. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*. 2011, 110: 1005–1027. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.
 31. Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*. 2010, 48: RG4004. doi: 10.1029/2010rg000345.

32. Moholdt G., Heid T., Benham T., Dowdeswell J. Dynamic instability of marine-terminating glacier basins of Academy of Sciences Ice Cap, Russian High Arctic. *Annals of Glaciology*. 2012, 53: 193–201. doi: 10.3189/2012aog60a117.
33. Zwally H.J., Schutz R., Hancock D., Dimarzio J. GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data (HDF5), Version 34. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2014. doi: 10.5067/ICESAT/GLAS/DATA211.
34. Zwally H.J., Schutz B., Abdalati W., James A., Bentley C., Bernner A., Bufton J., Dezio J., Hancock D., Harding D., Herring T., Minster B., Quinn K., Palm S., Spinhirne J., Thomas R. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journ. of Geodynamics*. 2002, 34: 405–445. doi: 10.1016/s0264-3707(02)00042-x.
35. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M., 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., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. ArcticDEM. Harvard Dataverse, V1. 2018. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH.
36. Noh M.J., Howat I. Automated stereo-photogrammetric DEM generation at high latitudes: surface extraction with TIN-based search-space minimization (SETSM) validation and demonstration over glaciated regions. *GIScience & Remote Sensing*. 2015, 52: 198–217. doi: 10.1080/15481603.2015.1008621.
37. Noh M.J., Howat I., Porter C., Willis M., Morin P. Arctic Digital Elevation Models (DEMs) generated by Surface Extraction from TIN-Based Search space Minimization (SETSM) algorithm from RPCs-based Imagery. AGU Fall Meeting Abstracts. 2016: EP24C-07.
38. Bader H. Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1954, 2: 319–323. doi: 10.3189/s0022143000025144.
39. Cogley, J., Hock R., Rasmussen L., Arendt A., Bauder A., Braithwaite R., Jansson P., Kaser G., Möller M., Nicholson L., Zemp M. Glossary of glacier mass balance and related terms. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 2011: 114 p. doi: 10.1017/S0032247411000805.
40. Barkov N.I. New data on the structure and development of the Vavilov Ice Dome, Severnaya Zemlya. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1992, 75: 35–41. [In Russian].
41. Rennermalm A., Smith L., Stroeve J., Chu V. Does sea ice influence Greenland ice sheet surface-melt? *Environmental Research Letters*. 2009, 4: 024011. doi: 10.1088/1748-9326/4/2/024011.
42. Serreze M., Barrett A., Stroeve J. Recent changes in tropospheric water vapor over the arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses. *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2012, 117: 1–21. doi: 10.1029/2011jd017421.
43. Francis J. The where and when of wetter and drier: disappearing Arctic sea ice plays a role. *Environmental Research Letters*. 2013, 8: 1002. doi: 10.1088/1748-9326/8/4/041002.
44. Fritzsche D., Wilhelms F., Savatyugin L., Pinglot J., Meyer H., Hubberten H., Miller H. A new deep ice core from Akademii Nauk Ice Cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: first results. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 25–28. doi: 10.3189/172756402781816645.
45. Zagorodnov V.S., Klementyev O.L., Nikiforov N.N., Nikolaev V.I., Savatyugin L.M., Sasunkevich V.A. Hydrothermal regime and ice formation in the central part of the Akademiya Nauk glacier, Severnaya Zemlya. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1990, 70: 36–43. [In Russian].
46. Klementyev O., Korotkov I., Nikolaev V. Glaciological studies on the ice domes of Severnaya Zemlya in 1987–1988. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1988, 63: 25–26. [In Russian].
47. Kotlyakov V., Zagorodnov V., Nikolayev V. Drilling on ice caps in the Soviet Arctic and on Svalbard and prospects of ice core treatment, in Arctic research: Advances and prospects. Proc. of the Conference of Arctic and Nordic Countries on Coordination of Research in the Arctic. Leningrad, December 1988. 1990, 2: 5–18.
48. Bryazgin N.N., Yunak R.I. Air Temperature and Precipitation on Severnaya Zemlya During Ablation and Accumulation Periods. In: *Geographical and Glaciological Studies in Polar Countries*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1988: 70–81. [In Russian].
49. Dowdeswell J., Benham T., Strozzi T., Hagen J. Iceberg calving flux and mass balance of the Austfonna Ice Cap on Nordaustlandet, Svalbard. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113 (F3). doi: 10.1029/2007jf000905.
50. Błaszczyk M., Jania J., Hagen J. Tidewater glaciers of Svalbard: recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research*. 2009, 30 (2): 85–142.

Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата© 2020 г. Г.А. Носенко^{1*}, А.Я. Муравьев¹, М.Н. Иванов²,
А.И. Синицкий³, В.О. Кобелев³, С.А. Никитин¹¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард, Россия

*nosenko@igras.ru

Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changesG.A. Nosenko^{1*}, A.Ya. Muraviev¹, M.N. Ivanov², A.I. Sinitsky³, V.O. Kobelev³, S.A. Nikitin¹¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;³Arctic Research Center of the Yamal-Nenets autonomous district, Salekhard, Russia

*nosenko@igras.ru

Received July 22, 2019 / Revised August 14, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *geodetic mass balance, glacier shrinkage, Polar Urals, satellite imagery.***Summary**

Monitoring of glacier mass balance is usually focused on analysis of middle and large glaciers, so small glaciers on the verge of extinction remain out of the attention of researchers. Studies of glaciers of the Polar Urals, begun in the mid-twentieth century, present in this respect interesting information. The series of observations of them is the longest among other glaciers of the mountainous regions of the Russian mainland in the polar latitudes. New results of quantitative assessment of changes in the size and mass balance of glaciers in this region are presented. To estimate the geodetic balance of the IGAN Glacier, data from photogeodetic surveys of 1963, data of ground-based DGPS surveys of 2008 and 2018 together with a fragment of the digital elevation model (DEM) of the ArcticDEM v3.0 of 2016 were used. Using these data, the DEM of its surface was calculated as of 1963, 2008, and 2018, and the changes in the glacier volume were estimated for the period from 1963 to 2018, during which the glacier had lost 19.7 million m³ of ice, of which 3.2 million m³ were lost in the last decade. The average decrease in the surface height was 18.94±3.22 m, and the maximum – 53.5±1.0 m. In 1963–2008, the specific massbalance was equal to –317±59 mm w.e./year, while in 2008–2018 –336±61 mm/year. Estimation of changes in the size of 30 glaciers of the Polar Urals made from images of the Sentinel-2 satellite had shown that in 2000–2018 the glaciers lost 2.02 km² (about 28%) of the area. In comparison with the period of 1953–2000, the average annual rate of reduction of their area doubled and amounted to 0.112 km²/year (1.54%/year). Magnitudes of the reduction of individual glaciers are not identical. Within the selection of 30 glaciers, they vary from 7.1% (the Terentyev Glacier) to 61.1% (the Oleniy Glacier). The analysis of changes in temperature and precipitation in 2000–2018 allows us making the conclusion that the reason for the accelerated reduction of glaciers in the Polar Urals in these years is the rise of summer air temperature since beginning of the twentieth century by 1.5 °C, to which the lowering of winter precipitation was added in the last decade.

Citation: Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 42–57. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010022.

Поступила 22 июля 2019 г. / После доработки 14 августа 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *геодезический баланс массы, космические снимки, Полярный Урал, сокращение ледников.*

По данным фотогеодезических съёмок 1963 г., наземных DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг. и космических снимков оценены изменения геодезического баланса ледника ИГАН и размеров 30 ледников Полярного Урала с 1953 по 2018 г. По сравнению с 1953 г. площадь ледников продолжает сокращаться с возрастающей скоростью; с начала XXI в. она увеличилась в 2 раза. С 1953 г. ледник ИГАН потерял 19,7 млн м³ льда, его высота в среднем понизилась на 19 м.

Введение

Сокращение ледников в последние десятилетия наблюдается в разных частях планеты и связь этого процесса с происходящим потеплением климата уже не вызывает сомнений. Более

того, появилась возможность говорить о полном исчезновении ледников в ряде районов в ближайшей перспективе. В таком состоянии находятся в настоящее время ледники в тропических широтах — в Андах, Африке и в Индонезии [1–3]. Наблюдения ледников умеренных широт — в

Пиренеях [4] и Альпах [5, 6] — также показывают их катастрофическое сокращение в последнее десятилетие. Наиболее уязвимые в этом отношении — ледники с размерами менее 0,5 км² [7, 8]. В зависимости от региональных особенностей климатических условий, рельефа, размеров и морфологии самих ледников этот процесс происходит с разной интенсивностью [9]. Для понимания механизмов влияния этих факторов на изменения ледников важную роль играет информация о динамике их состояния для достаточно большого временного интервала. Число ледников в мире, обеспеченных данными таких наблюдений, составляет менее 1% [10]. Вместе с тем ледники с размерами менее 0,5 км² составляют более 80% общего числа ледников в горных хребтах средних и низких широт [11, 12]. Хотя их общая площадь и объём невелики по сравнению с более крупными ледниками, они представляют собой важный компонент криосферы горных районов, участвуя в формировании ландшафта и местной гидрологии.

Во всём мире мониторинг ледников сосредоточен в основном на средних и крупных ледниках, поэтому понимание процессов, происходящих с ледниками на грани исчезновения, остаётся неполным. Исследования ледников Полярного Урала, начатые в середине XX в., в этом отношении — уникальное дополнение. Они имеют самый длинный ряд наблюдений среди ледников горных районов материковой части России, расположенных в полярных широтах [13]. Ежегодные наблюдения здесь были начаты в 1958 г. по программе Международного геофизического года на базе гляциологического стационара на озере Большая Хадата и продолжались до конца 1981 г. Программа включала в себя традиционные гляциологические наблюдения за балансом массы ледников ИГАН, Обручева и МГУ [14] и их фотогеодезический мониторинг [15].

После значительного перерыва наблюдения были продолжены. С появлением в 2000 г. космических снимков ASTER была выполнена оценка изменений границ ледников с момента их предыдущей каталогизации, которая позволила установить значительное сокращение их размеров [16]. Однако изменения площади и длины ледника не всегда адекватно отражают связь его состояния с климатом, поскольку в значительной мере зависят от локальных осо-

бенностей рельефа, в то время как баланс массы связан с климатом напрямую. Традиционные гляциологические измерения баланса массы, основанные на сети снегомерных реек и шурфов, широко используются с середины XX в. во всём мире. Но они не учитывают перераспределение льда, связанное с его движением, и не исключают возникновение систематической погрешности [17]. В последние годы для таких оценок всё чаще используют цифровые модели поверхности ледника, полученные по данным разновременных наземных геодезических измерений или аэрокосмических съёмок [18, 19].

В настоящей работе мы использовали архивные материалы, данные разновременных DGPS-съёмок, а также результаты обработки материалов современных космических снимков для определения тенденции в изменениях размеров ледников Полярного Урала с начала XXI в. по настоящее время и оценки баланса массы ледника ИГАН с использованием цифровых моделей поверхности.

Район исследований

К Полярному Уралу относится самая северная часть Уральского хребта (66,5–68,25° с.ш.) (рис. 1). Располагаясь ниже климатической снеговой границы, ледники существуют здесь благодаря низким температурам воздуха и высокой концентрации снега в карах и на уступах подветренных склонов в результате метелевого и лавинного переноса снега. Они образуют отдельные очаги оледенения, приуроченные к наиболее возвышенным и расчленённым участкам хребта [13]. Выделяют три основных района оледенения: горное обрамление оз. Большая Хадата (наиболее крупные ледники — ИГАН, Обручева, Чернова), район Большого и Малого Щучьих озёр (ледники МГУ, Карский, Сынок) и хр. Оче-Ныр (ледники Долгушина, Парус, Терентьева, МИИГАиК).

Современное оледенение Полярного Урала представлено снежно-левыми образованиями малых размеров, имеющими площадь менее 0,5 км². На период составления Каталога ледников СССР (1950–60-е годы) здесь находился 91 ледник общей площадью 20,8 км² (наиболее крупный ледник ИГАН имел в эти годы пло-

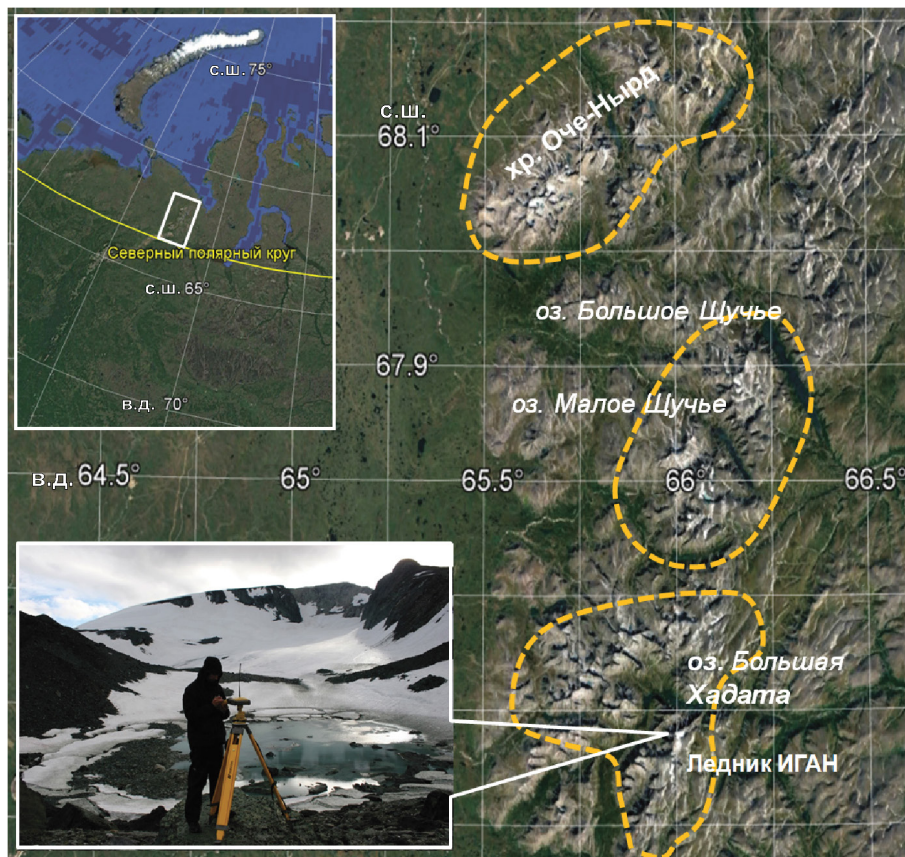


Рис. 1. Район исследований и вид ледника ИГАН в 2008 г. Жёлтыми пунктирными линиями выделены три основных ледниковых района Полярного Урала

Fig. 1. Study area and the IGAS Glacier in 2008.

Three glacial regions of the Polar Urals are outlined with yellow dotted lines

щадь 1,25 км² и относился к карово-долинному типу) [20]. Ледники располагаются в высотном диапазоне от 300 до 1400 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В настоящее время практически все они относятся к двум морфологическим типам — каровому и склоновому. Большинство ледников расположено на подветренных склонах к западу от Уральского водораздела и имеют восточную экспозицию. Высота фирновой линии по данным Каталога находилась в диапазоне от 500 до 1000 м.

В 1958–1981 гг. в период работы метеостанции (ГМС) Большая Хадата (67,618° с.ш., 66,098° в.д., 264 м) среднегодовая температура воздуха была отрицательной: –6 °С [13]. По результатам наблюдений установлена тесная связь между температурами воздуха в ледниковой зоне Полярного Урала с температурой воздуха на ГМС Салехард (коэффициент корреляции между суточными температурами составлял 0,89). Данные, полученные автоматической ГМС «Campbell», работавшей над ледником ИГАН на вершине Хау-Наурдыкеу (1240 м) в 2008–2009 гг., показали, что такая

связь сохраняется и в настоящее время [18]. С середины 1980-х годов, по данным реанализа ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), на территории Полярного Урала наблюдается постепенный рост среднегодовых температур воздуха (рис. 2) [21]. В настоящее время разница с предыдущим периодом составляет порядка 1,5 °С. При этом основной вклад в этот рост вносит увеличение весенне-летних температур, влияющих на величину абляции.

На Полярном Урале преобладает западный перенос, и депрессии, возникающие над Северной Атлантикой и Баренцевым морем, служат основным источником осадков. Среднегодовая величина осадков в период работы ГМС Большая Хадата составляла 610 мм/год. Годовой цикл характеризуется летним максимумом, но большая часть осадков выпадает в твёрдом виде с сентября по май [13]. По данным реанализа ERA-Interim [21], годовые осадки долгое время оставались практически на прежнем уровне, но в последнее десятилетие наметилось их устойчивое снижение (см. рис. 2) за счёт уменьшения

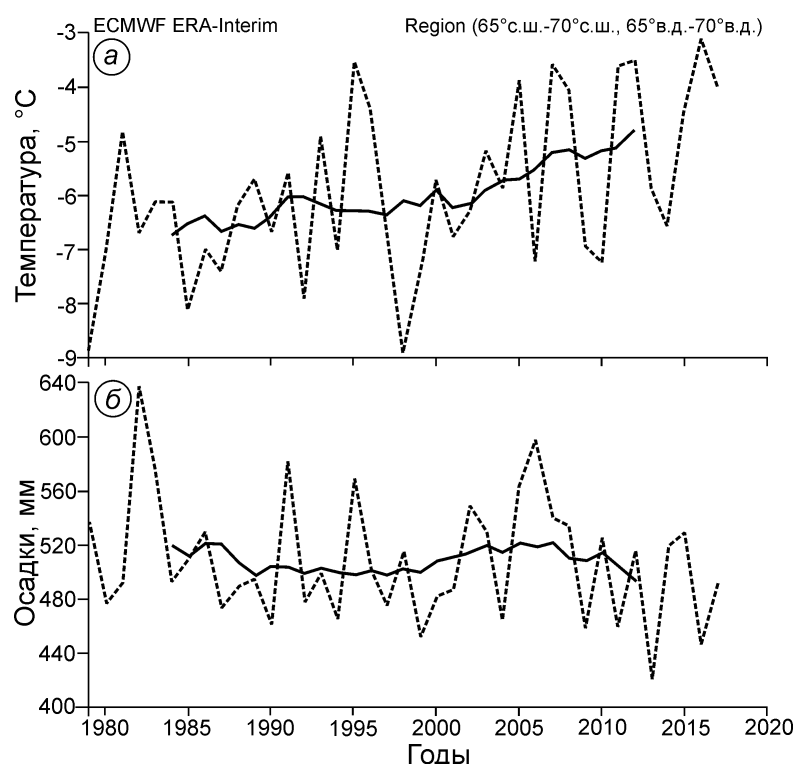


Рис. 2. Изменения средних годовых температур воздуха (а) и годовых сумм осадков (б) в районе исследований по данным реанализа ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF)

Fig. 2. Changes in mean annual air temperature (a) and annual precipitation (b) in the study area according to the ERA-Interim re-analysis data of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

доли твёрдых осадков, основная масса которых приходится на осенний период (сентябрь—ноябрь). Их количество уменьшается на протяжении последних 10 лет, а наблюдаемое некоторое увеличение весенних осадков не может компенсировать общее снижение годовой суммы [21]. Регулярные наблюдения на ледниках Полярного Урала в 1958—1981 гг. показали, что для этого региона была характерна высокая межгодовая изменчивость аккумуляции и абляции, обусловленная случайными различиями в сочетании метеорологических параметров отдельных балансовых лет [14, 15].

Данные и методы

Данные наземных геодезических измерений поверхности ледника ИГАН. В качестве наиболее ранней информации о высоте поверхности ледника ИГАН использован топографический план масштаба 1:5000, созданный на основе результатов фототеодолитной съёмки, выполненной Д.Г. Цветковым 10 августа 1963 г. [15]. Изогипсы на поверхности ледника проведены через 5 м. На нём также обозначены положения базисов фототеодолитной съёмки, которые использовались в

дальнейшем для со-регистрации результатов последующих измерений. В конце июля 2008 г. экспедицией Института географии РАН была проведена DGPS-съёмка поверхности ледника ИГАН, позволившая получить данные для продолжения мониторинга баланса массы ледника геодезическим методом [18]. Съёмкой была охвачена северная (карово-долинная) часть ледника, поскольку поверхность его южной части в тот момент представляла собой снежное «болото» на водораздельном плато, что ограничивало возможности проведения съёмки. Координаты — широта (x), долгота (y) и высота (z) — были определены в 430 точках с точностью $\pm 0,07$ м (x, y) и $\pm 0,1$ м (z).

Через 10 лет в августе 2018 г. во время совместной экспедиции Института географии РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» проведена повторная DGPS-съёмка поверхности ледника ИГАН, освободившейся ото льда поверхности ложа, конечной морены и окружающих склонов. Съёмка выполнялась в режиме RTK (Real Time Kinematic) с использованием комплекта двухчастотных GPS-приёмников Trimble. Базовая станция находилась на берегу оз. Большое Хадата в 4,5 км от ледника ИГАН, абсолютная отметка после уравнивания —

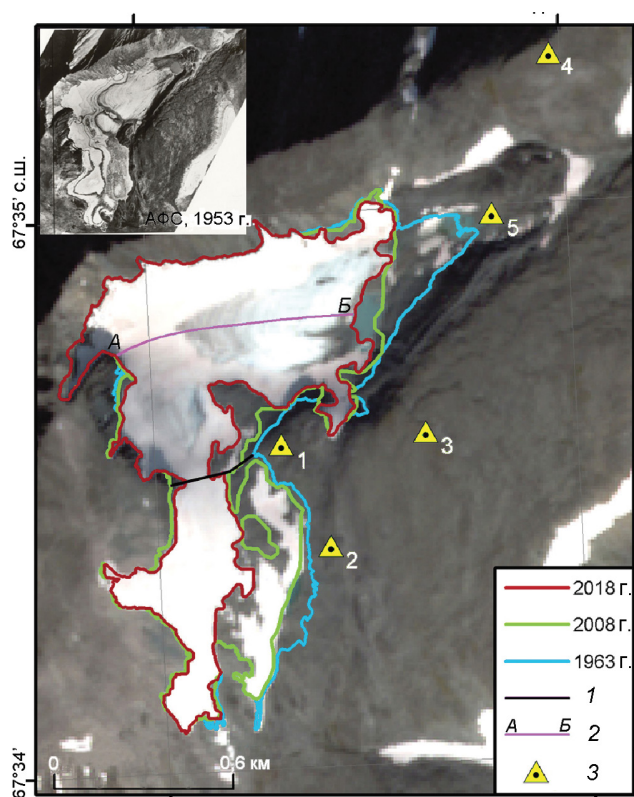


Рис. 3. Границы ледника ИГАН:

синяя линия — 1963 г.; зелёная — 2008 г.; красная — 2018 г.; 1 — граница раздела между северной и южной частями ледника ИГАН; 2 — положение продольного профиля для сравнения изменений высоты поверхности от области питания (А) до языка ледника (Б); 3 — положения геодезических базисов. В качестве подложки использован космический снимок Sentinel-2 (26.08.2018 г.)

Fig. 3. Outlines of the IGAS Glacier:

blue line — 1963; green — 2008; red — 2018; 1 — a boundary line between the northern and southern parts of the glacier; 2 — a longitudinal profile from the accumulation area (A) to the glacier tongue (B) used for comparison of surface height changes; 3 — the geodetic base sites Sentinel-2 satellite image is shown as a background (August 26, 2018)

211,74 м. Уравнивание выполнено в системе координат WGS 84, UTM зона 41N, модель геоида — EGM96. Измерения проведены в 362 точках, которые в дальнейшем использовались для построения цифровой модели поверхности ледника ИГАН, соответствующей концу периода абляции 2018 г. Точность измерений координат x и y составляет $\pm 0,05$ м, высоты z — $\pm 0,1$ м. В дальнейшем, при совместной обработке оцифрованного топоплана 1963 г. и данных DGPS-съёмок, в качестве исходных геодезических пунктов использовались точка расположения базовой станции в 2008 г. («ИГАН 2008») и четыре базиса опорной

сети 1963 г., которые были найдены во время экспедиций 2008 и 2018 гг. (рис. 3).

Данные дистанционного зондирования. Обеспеченность района исследований материалами спутниковых съёмок высокого разрешения, позволяющими исследовать состояние ледников Полярного Урала, долгие годы оставалась неудовлетворительной. Основные причины — сложные метеосостояния, высокая доля дней с облачностью, а также продолжительный период залегания сезонного снежного покрова. С запуском спутника «Терра» в 1999 г. ситуация улучшилась, и в 2000 г. были получены снимки (ASTER, 14.07.2000) с геометрическим разрешением 15 м, позволившие оценить изменения размеров ледников Полярного Урала с момента их каталогизации (АФС, 1953–1960 гг.) [16]. Для определения положений границ ледников Полярного Урала в 2018 г. применяли снимки со спутника Sentinel-2 (пространственное разрешение 10 м) [22], полученные 26 и 27 августа 2018 г. практически синхронно с наземными работами на леднике.

Дополнительной информацией о высоте поверхности ледника служила цифровая модель рельефа (ЦМР) Arctic DEM v3.0 Pan-Arctic (Release 7) с пространственным разрешением 2 м [23]. Фрагмент данной ЦМР, покрывающий ледник ИГАН, был создан с помощью съёмки со спутника WorldView-3, выполненной в конце периода абляции (21.08.2016 г.). Исходная ArcticDEM зарегистрирована в координатной системе WGS 84 с применением орбитальных параметров и данных лазерной альтиметрии IceSAT, поэтому её использование в каждом конкретном случае требует дополнительной коррекции в плане и по высоте [24]. Результаты топографических съёмок, космических снимков и ЦМР обрабатывали в программных продуктах ArcGIS и QGIS.

Оценка изменений объёма и баланса массы ледника ИГАН. Для расчёта изменения объёма ледника ИГАН за 1963–2008 и 2008–2018 гг. созданы ЦМР его поверхности на 1963, 2008 и 2018 гг. Изменение объёма льда за эти периоды вычислялось как объём, заключённый между соответствующими поверхностями.

ЦМР на 1963 г. получена путём оцифровки топоплана масштаба 1:5000 с высотой сечения рельефа 5 м. Топоплан был отсканирован с разрешением 600 dpi и оцифрован вручную. После

этого он был зарегистрирован в проекции UTM зоны 41N на эллипсоиде WGS 84 с использованием четырёх базисов 1963 г., координаты которых были определены во время полевых работ с помощью DGPS-съёмки. Точность определения высоты поверхности ледника, равная половине высоты сечения рельефа, составляет 2,5 м. Точность отображения пространственных границ ледника на плане в соответствии с исследованием [25] должна составлять 0,5 мм в масштабе карты, т.е. 2,5 м. В дальнейшем для удобства расчётов все ЦМР были представлены в растровом формате с разрешением 1×1 м на пиксель.

Построение ЦМР на 2018 г. выполняли в границах ледника, определённых по спутниковому снимку Sentinel-2 от 26.08.2018 г. Дополнительно использовались данные DGPS-съёмки на поверхности между границами ледника 2018 и 1963 г. Точность пространственной привязки снимков Sentinel-2 находится в пределах 11 м с уровнем доверия 95,5% [22]. Дешифрирование границы ледника выполнено вручную. Для северо-западной части ледника, где доминирует лавинное питание с крутых стен кара, принято допущение о неизменности её положения с 1963 г. Это допущение вполне справедливо, поскольку на этих участках у каровых ледников преобладает лавинное питание, а конфигурации лавинных лотков на склонах и положения верхних частей конусов выноса остаются практически неизменными, несмотря на колебания в снежности зим. Относительная стабильность положения верхних границ подтверждается материалами наземных исторических фотосъёмок. Кроме того, это допущение позволило исключить ошибки со-регистрации разновременных ЦМР на крутых склонах, не обеспеченных данными, которые могут быть сопоставимы с величиной изменений пространственного положения границы ледника или превышать её.

Материалы DGPS-съёмки, выполненной в августе 2018 г., покрывают около 55% площади северной (карово-долинной) части ледника. Съёмка не проводилась на крутых склонах и конусах выноса лавин, а также на юго-западной части ледника. Для обеспечения данными участков, не охваченных топографической съёмкой, использована мозаика ЦМР Arctic DEM v3.0 с пространственным разрешением 2 м. В разделе описания данных (версия от 25.09.2018 г.) на сайте

разработчика [24] отмечено также, что абсолютные горизонтальные и вертикальные характеристики точности данных ArcticDEM требуют проверки. Поэтому перед использованием фрагмент Arctic DEM v3.0, покрывающий район ледника ИГАН, был скорректирован по высоте по четырём базисам с известными координатами, расположенным на стабильных участках рельефа. Поверхность ArcticDEM была систематически повышена на 5,41 м — величину среднеквадратичного отклонения значений по высоте пикселей растра ЦМР от значений высот базисов, пространственно соответствующих этим пикселям. После вычитания из ЦМР 1963 г. скорректированной ЦМР ArcticDEM для каждой пикселя определялось среднее годовое изменение высоты поверхности за 1963–2016 гг. Эти величины использовались при создании ЦМР 2018 г. для попиксельной корректировки изменения высот не охваченных съёмкой фрагментов поверхности ледника за два года (2016–2018 гг.). Таким образом, с помощью ЦМР ArcticDEM были оценены изменения на всей площади ледника за весь период наблюдений — с 1963 по 2018 г.

Для построения ЦМР на 2008 г. использованы материалы топографической съёмки ледника, выполненной 28.07.2008 г. при помощи приёмников Topcon HiPer Pro 500 и покрывающей около 60% площади северной части ледника [18]. Для не охваченных съёмкой участков был реализован тот же подход: высота их поверхности попиксельно корректировалась с использованием величин средних годовых изменений ЦМР ArcticDEM на восемь лет назад по отношению к 2016 г. Геодезический баланс массы рассчитывался как произведение изменения объёма ΔV ледника (или его части) и средней плотности льда ρ [26]. Удельный баланс массы вычислялся путём деления значения геодезического баланса массы на среднюю за период наблюдений площадь ледника по методике, изложенной в работе [27].

Оценка сокращения размеров ледников Полярного Урала за 2000–2018 гг. Для получения представления об изменениях размеров других ледников Полярного Урала использованы снимки со спутника Sentinel-2, полученные 26 и 27 августа 2018 г. Дешифрирование границ ледников проводилось вручную по ортотрансформированным, синтезированным из трёх каналов изображениям (уровень обработки L1C [22]). Для срав-

нительной оценки произошедших изменений использовались данные, полученные по 30 ледникам Полярного Урала в 2008 г. [18].

Оценка погрешностей. Погрешности определения изменений геодезического баланса массы возникают при: 1) определении положения границ ледника и его площади; 2) построении ЦМР; 3) определении изменения высоты его поверхности и объёма; 4) определении плотности льда; 5) сезонных различиях в состоянии поверхности ледника.

Положения границ ледников определялись по ортотрансформированным снимкам Sentinel-2. Погрешность определения площади оценивалась по соотношению площади буферной зоны шириной 10 м вдоль периметра ледника к его площади внутри границы и, в зависимости от размеров ледника, находилась от 3 до 11%.

Погрешности при построении ЦМР зависят от вида исходных данных и способа их обработки. Использование топоплана 1963 г. приводит к погрешности определения высоты $\pm 2,5$ м (половина высоты сечения рельефа). Геодезическая DGPS-съёмка обеспечивает сантиметровую точность определения высоты поверхности в точках измерений. Однако в процессе построения ЦМР при интерполяции точность определения промежуточных значений ухудшается и зависит от расстояния между точками съёмки и кривизны поверхности. На леднике ИГАН доступная для съёмки поверхность ледника была относительно ровной, без резких изменений уклона. Расстояние между точками съёмки составляло около 20 м, а между профилями — 20–30 м. Максимально возможное отклонение по высоте в пределах одного шага интерполяции не превышало $\pm 1,0$ м. Для оценки погрешности нескорректированной ЦМР ArcticDEM по высоте были проанализированы материалы DGPS-съёмки относительно стабильной поверхности вне границ ледника и многолетних снежников. Из 235 точек геодезической съёмки 220 (93,6%) имели высотное отклонение $5 \pm 2,5$ м от поверхности ArcticDEM. Из этого следует, что величина вертикальной погрешности ArcticDEM v3.0 после коррекции по базисам близка к вертикальной погрешности топоплана 1963 г. ($\pm 2,5$ м). Проверка по 130 точкам DGPS-съёмки в пределах границ ледника показала, что разница между медианными среднегодовыми отклонениями изменения высоты скор-

ректированной поверхности ArcticDEM в точках DGPS-съёмки не превышает 0,03 м.

Погрешности определения изменения высоты поверхности зависят уже от комбинации используемых типов ЦМР: среднеквадратичное отклонение изменения высоты между поверхностью ЦМР 1963 г. ($\pm 2,5$ м) и скорректированной ArcticDEM 2016 г. ($\pm 2,5$ м) составляет $\pm 3,54$ м; между поверхностью ЦМР 1963 г. ($\pm 2,5$ м) и ЦМР по материалам DGPS-съёмок 2018 г. ($\pm 1,0$ м) — $\pm 2,69$ м; между поверхностями ЦМР, построенными по материалам DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг., — $\pm 1,0$ м.

Информация о *плотности льда* требуется для пересчёта изменения высоты поверхности ледника в изменение массы. В ряде существующих расчётов геодезического баланса массы используется величина 900 кг/м^3 [28, 29]. Однако в действительности лёд у поверхности ледника имеет меньшую плотность из-за более высокой пористости. Кроме того, не вся площадь ледника теряет слой одинаковой плотности — в области питания на поверхности остаётся часть снега, фирна, натёчного или инфильтрационного льда. Суммарный стаявший слой здесь имеет другую плотность. По результатам измерений, проводившихся ежегодно на ледниках ИГАН и Обручева в 1959–1963 гг., её среднее значение составляло 840 кг/м^3 [13]. Более современные данные для ледника ИГАН отсутствуют, поэтому мы использовали величину 840 кг/м^3 с допустимой погрешностью её определения $\pm 60 \text{ кг/м}^3$ [30].

Время проведения DGPS-съёмки в 2008 и 2018 гг., а также космической съёмки, использовавшейся для ArcticDEM, соответствовало завершению периода абляции до начала осенних снегопадов. Поэтому *погрешность, обусловленную сезонной изменчивостью поверхности ледника*, мы не учитывали.

Результаты и обсуждение

Изменения размеров и геодезический баланс ледника ИГАН. Результаты исследования изменений, произошедших на леднике ИГАН за 2008–2018 гг., указывают на продолжающееся сокращение его размеров. За 10 лет площадь ледника сократилась на $0,20 \pm 0,02 \text{ км}^2$ (22,2% от площади в 2008 г.) и в 2018 г. состав-

Таблица 1. Площадь S всего ледника ИГАН, его северной S_N и южной S_S частей в исследуемый период

Годы	S , км ²	S_N , км ²	S_S , км ²
1963	$1,04 \pm 0,02$	$0,69 \pm 0,01$	$0,35 \pm 0,01$
2008	$0,90 \pm 0,04$	$0,61 \pm 0,02$	$0,29 \pm 0,02$
2018	$0,70 \pm 0,08$	$0,53 \pm 0,05$	$0,17 \pm 0,03$

ляла $0,70 \pm 0,08$ км² (табл. 1). Ранее отмечалось, что северная и южная части ледника отличаются по строению и условиям питания. Северная часть относится к каровому типу со значительной долей лавинного питания. Начинается она под восточной стеной г. Хау-Наурды-кеу на высоте 1100 м, а заканчивается в настоящее время на высоте 830 м. Сток с этой части ледника происходит в бассейн Карского моря. Южная часть ледника расположена на высоте порядка 1000 м, на водораздельном плато рек Хадата и Большая Уса, и имеет сток в бассейн Баренцева моря. Она относится к ледникам склонового типа, где основную роль играет метелевый перенос. Граница раздела между частями показана на рис. 3. Реакции этих частей на происходящие изменения климата и вклад в общую картину эволюции ледника ИГАН неодинаковы и заслуживают отдельного рассмотрения. Так, площадь южной части ледника в 2008 г. была в два раза меньше северной, но сокращалась быстрее и к 2018 г. составила уже 1/3 площади северной части (см. табл. 1). В результате среднегодовая скорость сокращения площади ледника тоже возросла: если за 1963–2008 гг. она составляла $0,003$ км²/год, то за 2008–2018 гг. она увеличилась почти на порядок и была равна $0,02$ км²/год.

Если проанализировать среднее изменение высоты поверхности, то с 1963 по 2018 г. поверхность всего ледника снизилась на $18,94 \pm 3,22$ м, в то время как понижение северной части составило $23,12 \pm 3,06$ м, а южной — всего $10,66 \pm 3,54$ м. Это может быть связано с тем, что южная часть ледника за последнее десятилетие утратила почти половину своей площади, которая располагалась на ровной поверхности водораздельного плато и постепенно превращалась в снежное болото, сохранявшее остатки сезонного снега. После этого высота поверхности данного фрагмента южной части ледника практически не изменялась. Поэтому основной вклад в понижение поверхности ледника в последние годы вносит северная часть. Её максимальное понижение наблюдается в обла-

сти языка и достигает $48,1 \pm 1,0$ м за 1963–2008 гг. и $53,5 \pm 1,0$ м за 1963–2018 гг. (рис. 4, а, б).

За последние 10 лет средняя величина понижения поверхности по всему леднику составила $3,06 \pm 2,58$ м (табл. 2), а для северной и южной частей — $3,64 \pm 2,09$ и $1,93 \pm 3,54$ м соответственно. Максимальные величины, превышающие 15 м, находятся в зоне контакта северной части ледника с правой боковой мореной (см. рис. 4, в). Раньше этот участок находился в тени крутого правого борта, но в последние годы на этом месте в период таяния образуется озеро, способствующее интенсивному разрушению языка ледника.

Поверхность ледника продолжает понижаться (см. рис. 4, г). Однако, если сравнить среднегодовые скорости понижения поверхности в разные периоды (см. табл. 2), можно увидеть, что за последнее десятилетие они несколько уменьшились. Для северной части, которая обеспечена данными DGPS-съёмки на два срока, скорость уменьшилась с $0,43$ до $0,36$ м/год. Можно предположить, что причина уменьшения средней по леднику скорости снижения поверхности — сокращение размеров области абляции в процессе перехода ледника от карово-долинного к каровому типу. Реагируя на происходящие изменения климата, ледник утрачивает расходную составляющую своей площади, отступая на более высокий уровень в тыловую часть кара. В области питания, учитывая его лавинный характер и более низкие температуры, происходят менее существенные изменения. Видимо, по этой же причине среднегодовая скорость уменьшения объёма северной части ледника в последнее десятилетие сократилась почти на треть — с $-0,299$ до $-0,211 \cdot 10^6$ м³/год (табл. 3).

Объём всего ледника с 1963 по 2018 г. сократился на $19,7$ млн м³, из которых на последнее десятилетие пришлось $3,2$ млн м³ (см. табл. 3). С учётом произошедших изменений площади кумулятивный баланс массы всего ледника за 1963–2018 гг. составил $-19,06 \pm 2,67$ м в.э. Удельный баланс всего ледника в 1963–2008 гг. равнялся -317 ± 59 мм/год, а в 2008–2018 гг. -336 ± 61 мм/год. Северная часть ледника потеряла за весь этот период $22,0 \pm 2,51$ м в.э. Удельный баланс массы в 1963–2008 гг. составлял -388 ± 66 мм в.э./год, а в следующее десятилетие (2008–2018 гг.) -372 ± 63 мм в.э./год. Таким об-

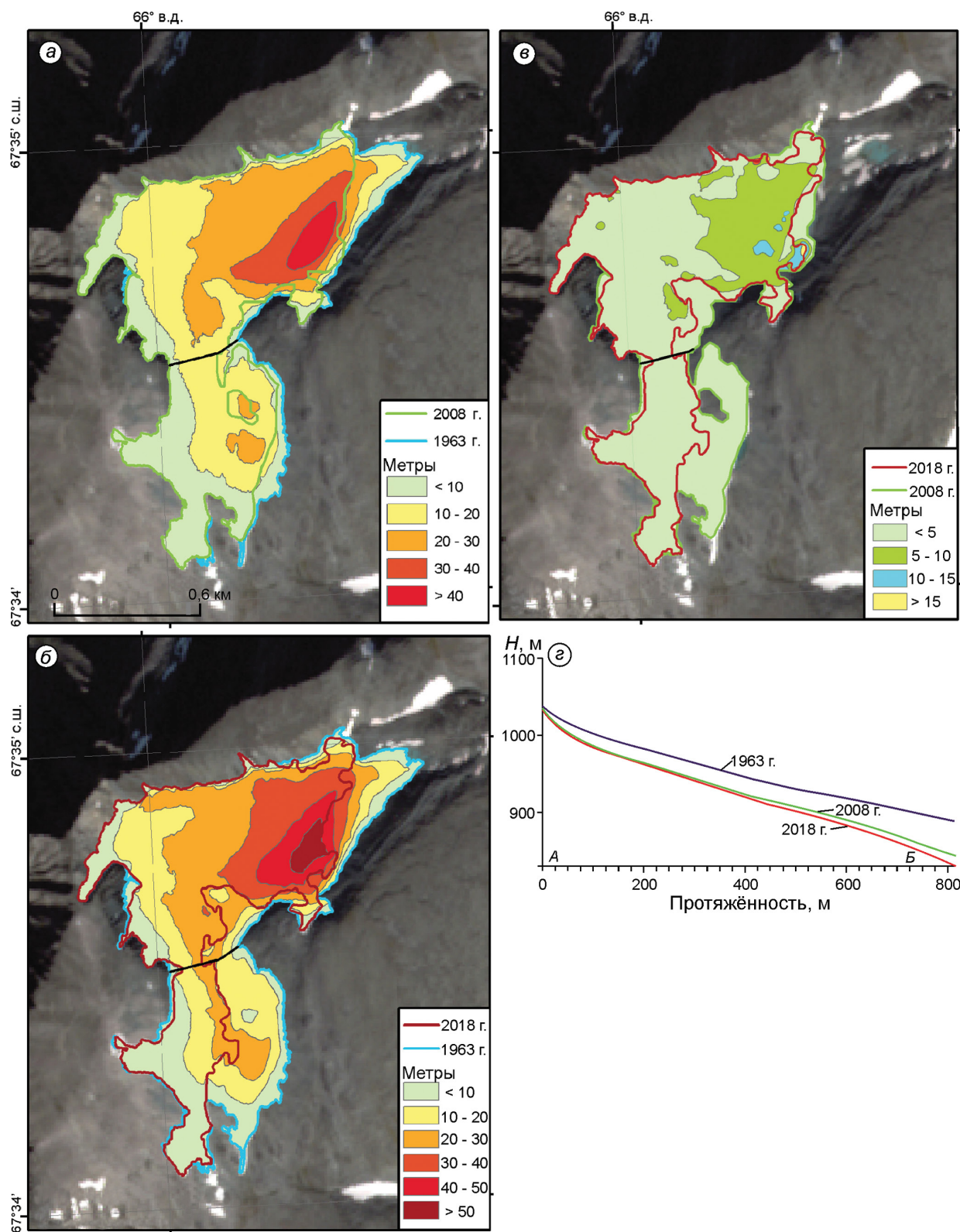


Рис. 4. Понижение поверхности ледника ИГАН:

a – в 1963–2008 гг.; *б* – в 1963–2018 гг.; *в* – в 2008–2018 гг.; *г* – продольный профиль изменения высоты поверхности ледника вдоль осевой линии тока *A–B*

Fig. 4. Changes of the IGAS Glacier surface elevation:

a – in 1963–2008; *б* – in 1963–2018; *в* – in 2008–2018; *г* – change of the glacier surface elevation along the central flow line *A–B*

Таблица 2. Изменение средней по площади высоты поверхности всего ледника ΔH_m , его северной ΔH_{mN} и южной частей ΔH_{mS} , скорости изменения средней высоты поверхности всего ледника $\partial \Delta H_m / \partial t$, его северной $\partial \Delta H_N / \partial t$ и южной $\partial \Delta H_S / \partial t$ частей в исследуемые периоды

Годы	ΔH_m , м	ΔH_{mN} , м	ΔH_{mS} , м	$\partial \Delta H_m / \partial t$, м/год	$\partial \Delta H_N / \partial t$, м/год	$\partial \Delta H_S / \partial t$, м/год
1963–2008	$-15,87 \pm 3,17$	$-19,48 \pm 2,98$	$-8,73 \pm 3,54$	-0,35	-0,43	-0,19
2008–2018	$-3,06 \pm 2,58$	$-3,64 \pm 2,09$	$-1,93 \pm 3,54$	-0,31	-0,36	
1963–2018	$-18,94 \pm 3,22$	$-23,12 \pm 3,06$	$-10,66 \pm 3,54$	-0,34	-0,42	

Таблица 3. Изменение объёмов ледника ИГАН ΔV , его северной ΔV_N и южной частей ΔV_S , а также скоростей изменения объёмов всего ледника $\partial \Delta V / \partial t$, его северной $\partial \Delta V_N / \partial t$ и южной $\partial \Delta V_S / \partial t$ частей в исследуемые периоды

Годы	ΔV , 10^6 м ³	ΔV_N , 10^6 м ³	ΔV_S , 10^6 м ³	$\partial \Delta V / \partial t$, 10^6 м ³ /год	$\partial \Delta V_N / \partial t$, 10^6 м ³ /год	$\partial \Delta V_S / \partial t$, 10^6 м ³ /год
1963–2008	$-16,520 \pm 3,29$	$-13,469 \pm 2,06$	$-3,051 \pm 1,237$	-0,308	-0,299	-0,068
2008–2018	$-3,190 \pm 2,684$	$-2,515 \pm 1,448$	$-0,675 \pm 1,237$	-0,268	-0,211	
1963–2018	$-19,709 \pm 3,35$	$-15,984 \pm 2,11$	$-3,726 \pm 1,237$	-0,301	-0,244	

разом, баланс массы ледника на протяжении последних десяти лет оставался отрицательным. Наблюдаемое различие в оценке его величины для разных частей ледника и периодов наблюдений находится в пределах погрешности измерений.

Сокращение ледников Полярного Урала. Как уже было отмечено, предыдущая оценка изменений ледников Полярного Урала выполнялась с использованием космических снимков ASTER и Landsat 7 ETM+, полученных в 2000 г., и данных Каталога ледников СССР [20]. Мы использовали новые качественные снимки Sentinel-2 этой территории с пространственным разрешением 10 м и взяли для сравнения 30 ледников из выборки 2000-го года. Это – наиболее крупные ледники из трёх основных районов оледенения Полярного Урала: район оз. Большая Хадата, район Щучьих озёр и хр. Оче-Ныр, для которых возможна корректная оценка изменений положения границ с использованием снимков с разрешением 10 м (см. рис. 1). Дешифрирование снимков выполнено вручную. Результаты оценки изменений площади ледников показаны в табл. 4. Ледники сгруппированы по районам: 1–15 – оз. Большая Хадата; 16–24 – район Щучьих озёр; 25–30 – хр. Оче-Ныр. Для сравнения приведены величины сокращения площадей ледников за период 1953 (1960) – 2000 гг., полученные во время предыдущих исследований [18]. Точность оценок в зависимости от размеров ледника находится в диапазоне от 2 до 7%.

Анализ полученных результатов показывает, что все ледники из рассмотренной выборки в 2000–2018 гг. продолжали сокращаться. Общая площадь за это время сократилась на

2,02 км² ($27,7 \pm 4,1\%$ от площади 2000 г.). По отношению к 1953–1960 гг. она уменьшилась на 4,43 км² ($45,6 \pm 5,7\%$). Если сравнить среднегодовую скорость сокращения в период с 1953–1960 по 2000 г. и в 2000–2018 гг., то получается, что она увеличилась вдвое – 0,056 и 0,112 км²/год соответственно; в процентном отношении это 0,52 и 1,54% в год соответственно (для сравнения: когда пишут о происходящем в настоящее время катастрофическом сокращении ледников Кавказа, то имеют в виду цифру 0,69% [31]).

Интенсивность сокращения площади ледников по районам убывает в направлении с юга на север. Наибольшая величина наблюдается в районе оз. Большая Хадата – 36,5%, затем идёт район Щучьих озёр – 30,1%, а наименьшая величина – 28,9% – отмечается на хр. Оче-Ныр, самом северном горном возвышении Полярного Урала. Возможно, в таком распределении интенсивности убывания площади проявляется уменьшение температуры воздуха с широтой, хотя расстояние между наиболее крупными ледниками этих районов – ИГАН (оз. Большая Хадата) и Долгушина (Оче-Ныр) – невелико (не превышает 50 км). У этих ледников одна и та же восточная экспозиция и одинаковый высотный диапазон 800–1000 м, но сокращение их площади также убывает с юга на север – $25,9 \pm 2,2\%$ (ледник ИГАН) и $18,6 \pm 3,0\%$ (ледник Долгушина). Возможно, более низкие показатели сокращения ледников северных районов обусловлены и тем, что северо-западный перенос воздушных масс в большей степени обеспечивает осадками ледники северных передовых хребтов, чем центральные районы Полярного Урала.

Таблица 4. Площади S и их изменения ΔS для 30 ледников Полярного Урала в период с 1953 по 2000–2018 гг.

Ледник	S (1953–1960 гг.), км ²	S (2000 г.), км ²	S (2018 г.), км ²	ΔS (1953–1960 гг. – 2000 г.), км ²	ΔS (2000–2018 гг.), км ²	ΔS (1953–1960 гг. – 2000 г.), %	ΔS (2000–2018 гг.), %
1. ИГАН	1,07	0,95	0,70	0,12	0,25	11,2±2,7	25,9±2,2
2. Бол. Усинский	0,70	0,67	0,34	0,03	0,33	4,3±2,6	48,9±2,1
3. Обручева	0,34	0,25	0,21	0,09	0,04	26,5±2,7	16,0±3,4
4. Чернова	0,26	0,16	0,10	0,10	0,06	38,5±3,2	37,5±3,5
5. Берга	0,26	0,23	0,18	0,03	0,05	11,5±2,7	21,0±3,5
6. Ковальского	0,20	0,13	0,08	0,07	0,05	35,0±3,4	35,2±4,6
7. Лепехина	0,10	0,08	0,05	0,02	0,03	20,0±4,0	35,4±5,6
8. Шумского	0,17	0,11	0,08	0,06	0,03	35,3±4,1	23,1±4,8
9. Авсюка	0,11	0,10	0,07	0,01	0,03	9,1±5,3	29,3±5,6
10. Калесника	0,18	0,16	0,12	0,02	0,04	11,1±3,4	24,7±4,7
11. Хабакова	0,12	0,09	0,04	0,03	0,05	25,0±5,5	55,6±5,7
12. Скрытый	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	37,5±6,7	41,5±6,8
13. Авгевича	0,09	0,07	0,04	0,02	0,03	22,2±5,4	43,6±6,5
14. Олений	0,12	0,10	0,04	0,02	0,06	16,7±5,2	61,1±6,3
15. Анучина	0,11	0,10	0,05	0,01	0,05	9,1±5,2	49,3±5,8
16. МГУ	0,98	0,53	0,26	0,45	0,27	45,9±2,7	50,8±2,8
17. Сынок	0,19	0,12	0,10	0,07	0,02	36,8±3,1	16,7±4,5
18. Карский	0,60	0,51	0,42	0,09	0,09	15,0±2,6	16,8±2,7
19. Пальгова	0,15	0,10	0,08	0,05	0,02	33,3±6,1	20,0±6,0
20. Маркова	0,19	0,16	0,14	0,03	0,02	15,8±3,4	10,4±4,9
21. Малыш	0,13	0,12	0,08	0,01	0,04	7,7±4,1	30,6±5,0
22. Федорова	0,25	0,23	0,19	0,02	0,04	8,0±2,7	17,4±2,8
23. Щучий	0,47	0,36	0,31	0,11	0,05	23,3±2,1	15,0±2,3
24. Тронова	0,22	0,20	0,18	0,02	0,02	9,1±2,8	9,6±2,9
25. Алешкова	0,31	0,26	0,22	0,05	0,04	16,1±2,3	16,4±2,4
26. Терентьева	0,30	0,14	0,13	0,16	0,01	53,3±2,4	7,1±2,4
27. МГГ	0,63	0,38	0,31	0,25	0,07	39,7±3,3	17,8±3,4
28. МИИГАиК	0,50	0,25	0,15	0,25	0,10	50,0±3,3	39,3±3,4
29. Долгушина	0,67	0,49	0,40	0,18	0,09	26,9±2,8	18,6±3,0
30. Боча	0,22	0,21	0,16	0,01	0,05	3,9±6,2	24,6±4,9
Все ледники	9,72	7,31	5,29	2,41	2,02	24,5±4,0	27,7±4,1

Помимо температуры воздуха, существенный фактор, влияющий на режим и состояние ледников Полярного Урала, — особенности рельефа, среди которых отметим наличие удобных для накопления снега форм поверхности и высоту их расположения. Ярким примером в этом отношении служит ледник МГУ. В 1950-х годах он относился, как и ледник ИГАН, к карово-долинному типу, а их площади были сопоставимы — около 1 км². На протяжении многих лет он входил в число трёх самых больших ледников Полярного Урала, но за два последних десятилетия его размеры уменьшались с катастрофиче-

ской быстротой и к 2018 г. он распался на три самостоятельные части общей площадью 0,26 км² (рис. 5). Вероятно, одна из основных причин этого — недостаточно высокий уровень днища кара, необходимый для температурного режима, обеспечивающего сохранение масс лавинного снега и льда, поступающих с крутых бортов и наклонной части вершинного плато, которое входит в область питания ледника. В отличие от ледника ИГАН, язык которого находился в 1950-х годах на высоте 800 м, пологий и длинный язык ледника МГУ располагался на 150 м ниже, в условиях более интенсивной абляции.

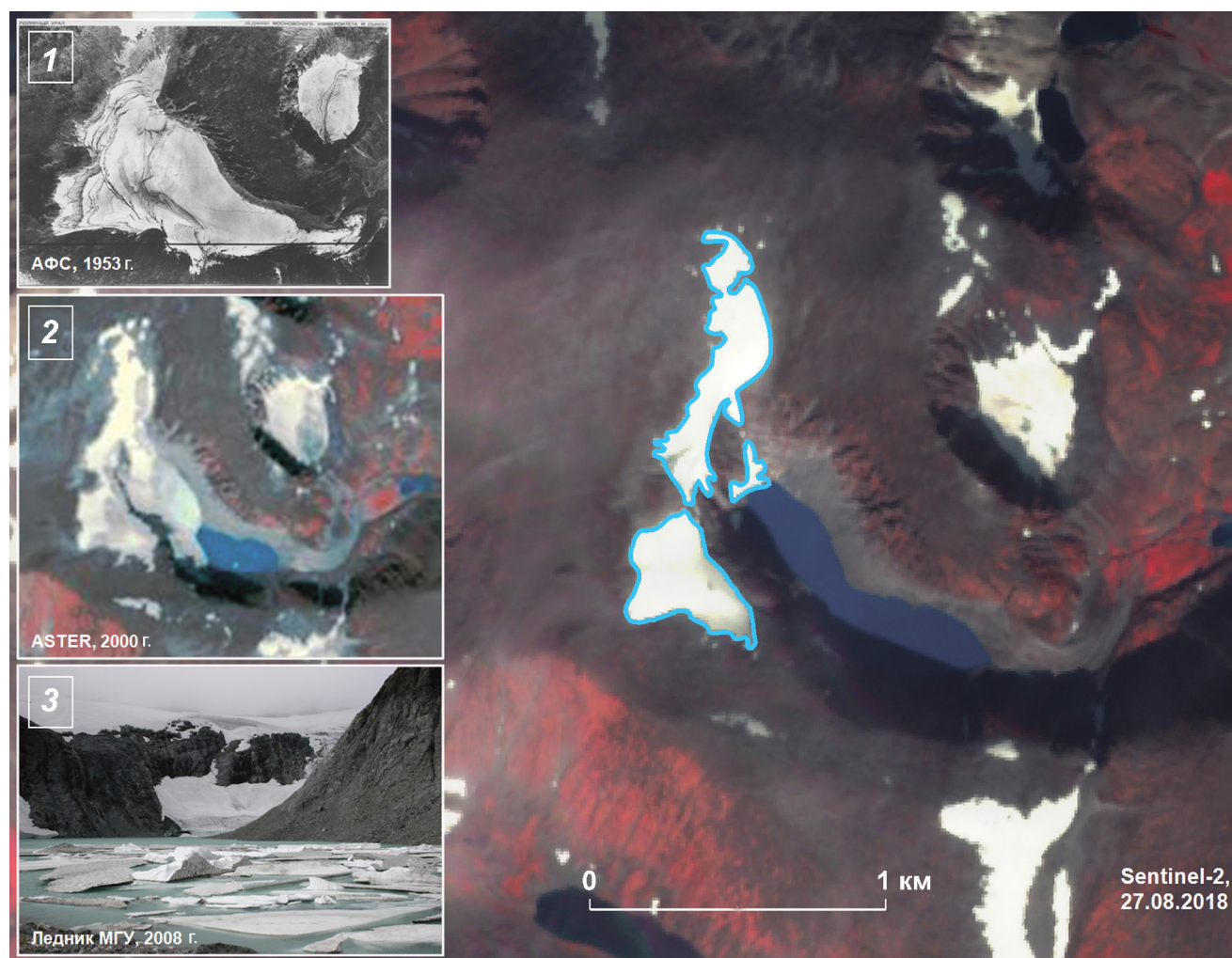


Рис. 5. Сокращение ледника МГУ.

Для сравнения показано положение его границ (синяя линия) на космическом снимке Sentinel-2 (27.08.2018 г.). На врезках – изображение ледника: 1 – на АФС 1953 г.; 2 – на фрагменте снимка ASTER 14.07.2000 г.; 3 – в 2008 г. (фото Г.А. Носенко)

Fig. 5. The reduction of the MSU Glacier.

For comparison, the position of its boundaries (blue line) on the Sentinel-2 satellite image (August 27, 2018) is shown. The inlays show the image of the glacier: 1 – on the AFS1953; 2 – on the ASTER image 07/14/2000; 3 – on the photo 2008 (photo by G.A. Nosenko)

Другие причины – образование озера на поломом днище кара и постепенно увеличивавшаяся поверхность контакта воды с линией фронта, способствовавшая быстрому разрушению языка ледника. Большая крутизна стен тыловой части кара ускорила распад области питания на фрагменты, и в ближайшее время от ледника останется озеро на дне кара и два небольших склоновых ледника на вершинном плато над ним.

Расположенный рядом ледник Карский находится в лучших условиях благодаря северной экспозиции и более высокому расположению. После утраты северной части, существовавшей в более благоприятные времена на высоте 620 м

в качестве ледника возрождённого типа, теперь он целиком располагается в каре на высотах 800–1100 м и занимает третье место по площади среди ледников Полярного Урала – 0,42 км². Ещё один пример резкого сокращения размеров – ледник Большой Усинский (0,7 км² в 1953 г.). С 1953 по 2000 г. его площадь мало изменилась, он потерял всего 4,3%. В отличие от ледника ИГАН, он относится к ледникам склонового типа и основным источником питания для него служат осадки и метелевый перенос. Однако, несмотря на большую высоту расположения (800–1050 м), за счёт которой ему удавалось раньше сохранять свои размеры, в 2000–2018 гг. ледник сократился

почти вдвое, потеряв 48,9% площади. Вероятные причины этого связаны с происходящими в последние годы увеличением температуры воздуха и уменьшением количества осадков.

Заключение

Результаты исследования ледников Полярного Урала по спутниковым данным позволяют сделать вывод, что общая тенденция сокращения их размеров, установленная во второй половине XX в., сохраняется и в настоящее время. Более того, по сравнению с 1953–2000 гг. среднегодовая скорость сокращения площади ледников увеличилась вдвое. Отдельные ледники исчезают буквально на наших глазах. С начала XXI в. ледники потеряли 27,7% площади. Результаты исследования показывают, что величина сокращения неодинакова, несмотря на сходство морфологических типов и преобладающую восточную экспозицию. Для выборки из 30 ледников она варьирует от 7,1% (ледник Терентьева) до 61,1% (ледник Олений). Малые ледники особенно чувствительны к факторам, связанным с особенностями рельефа: высотой расположения; крутизной окружающих склонов, влияющих на характер питания; условиями для образования приледникового озера. На примере ледника МГУ — одного из крупнейших ледников Полярного Урала в XX в. — видно, как комбинация этих факторов ускоряет процесс сокращения ледника. В настоящий момент этот ледник находится на грани исчезновения. В результате неблагоприятной комбинации названных факторов он потерял 0,45 км² (50%) площади за период 2000–2018 гг.

Для подтверждения связи сокращения ледников с происходящими изменениями климата выполнена оценка геодезического баланса массы ледника ИГАН. Использование данных фотогеодезических съёмок 1963 г., данных DGPS-съёмок 2008 и 2018 гг., а также ЦМР ArcticDEM позволило оценить изменения объёма ледника с 1963 по 2018 г. За весь период ледник потерял 19,7 млн м³ льда, из которых на последнее десятилетие пришлось 3,2 млн м³. Удельный баланс ледника продолжает оставаться отрицательным: в период 1963–2008 гг. он был равен -317 ± 59 мм/год, а в период 2008–

2018 гг. — -336 ± 61 мм/год. Среднее понижение высоты поверхности составило $18,94 \pm 3,22$ м, а максимальное — $53,5 \pm 1,0$ м. В настоящее время ледник ИГАН остаётся самым большим по площади на Полярном Урале, хотя за два последних десятилетия потеря площади была в 2 раза больше по сравнению с периодом 1953–2000 гг.

На основании полученных результатов и данных реанализа ERA-Interim можно сделать вывод, что главная причина наблюдаемого в настоящее время ускоренного сокращения ледников Полярного Урала — увеличение температуры воздуха на 1,5 °С, к которому в последнее десятилетие добавилось и уменьшение количества зимних осадков.

Благодарности. Исследования изменений размеров ледников по материалам спутниковых съёмок выполнялось при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067 Арктика. Оценка геодезического баланса ледника ИГАН проводилась при поддержке гранта РФФИ № 17-55-80107-БРИКС-а. Логистическое обеспечение экспедиционных работ осуществлялось при поддержке НП «Российский Центр освоения Арктики», г. Салехард. ЦМР ArcticDEM предоставлена Полярным геопространственным центром в рамках заказов NSF OPP 1043681, 1559691 и 1542736, а данные с космического аппарата Sentinel-2 были предоставлены Европейским космическим агентством. Материалы о температуре и осадках на район исследований получены с использованием Climate Reanalyzer (<http://cci-reanalyzer.org>), Институт изменения климата, Университет Мэна, США.

Acknowledgments. Studies of changes in the size of glaciers on satellite imagery were conducted with the support of the RFBR grant № 18-05-60067 Arctic. Evaluation of the geodetic balance of the Igan glacier was carried out with the support of the RFBR grant № 17-55-80107-BRICS. The logistics of the expedition was carried out with the support of the NP Russian Center for the Development of the Arctic, Salekhard. ArcticDEM was provided by the Polar Geospatial Center under NSF OPP awards 1043681, 1559691 and 1542736. The data from the Sentinel-2 were provided by the European Space Agency. Temperatures and precipitations were obtained using Climate Reanalyzer (<http://cci-reanalyzer.org>), Climate Change Institute, University of Maine, USA.

Литература

References

1. Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Hugel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarra-ga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wa-gnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change // *The Cryosphere*. 2013. № 7. P. 81–102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.
2. Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Ex-ample of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers // *Geosciences*. 2018. V. 8. Is. 5. P. 174–188. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050174>.
3. Электронный ресурс: <https://phys.org/news/2010-07-scientist-indonesia-dying-glacier.html>.
4. López-Moreno J.I., Alonso-González E., Monserrat O., Del Río L.M., Otero J., Lapazaran J., Luzi G., Demat-teis N., Serreta A., Rico I., Serrano-Cañadas E., Bar-tolomé M., Moreno A., Buisan S., Revuelto J. Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Per-dido Glacier, Spanish Pyrenees // *Journ. of Glaci-ology*. 2019. V. 65. № 249. P. 85–100. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.96>
5. Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-Budget Anomalies and Geometry Signals of Three Austrian Glaciers // *Front. Earth Sci.* 2018. V. 6. Is. 218. P. 1–17. doi: 10.3389/feart.2018.00218.
6. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeber-li W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
7. Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming // *Climate Dy-namics*. 1998. V. 14. № 4. P. 267–274.
8. Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Mona-shee Mountains, British Columbia, Canada // *Journ. of Glaciology*. V. 55. № 192. P. 691–700. doi: 10.3189/002214309789470851.
9. Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change // *Front. Earth Sci.* 2016. V. 4. Is. 34. P. 1–17. doi: 10.3389/feart.2016.00034.
10. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015) / Eds.: Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Huber J., Machguth H., Paul F., Hoelzle M. Zurich:
1. Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J. L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Hugel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarra-ga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégot M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wa-gnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*. 2013, 7: 81–102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.
2. Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Exam-ple of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers. *Geosciences*. 2018, 8 (5): 174–188. doi: 10.3390/geosciences8050174.
3. Phys.org 2003–2019 powered by Science X Network. <https://phys.org/news/2010-07-scientist-indonesia-dying-glacier.html>.
4. López-Moreno J.I., Alonso-González E., Monserrat O., Del Río L.M., Otero J., Lapazaran J., Luzi G., Demat-teis N., Serreta A., Rico I., Serrano-Cañadas E., Bar-tolomé M., Moreno A., Buisan S., Revuelto J. Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Per-dido Glacier, Spanish Pyrenees. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (249): 85–100. doi: <https://doi.org/10.1017/jog.2018.96>.
5. Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-Budget Anomalies and Geometry Signals of Three Austrian Glaciers. *Front. Earth Sci.* 2018, 6 (218): 1–17. doi: 10.3389/feart.2018.00218.
6. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeber-li W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Research Letters*. 2004, 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
7. Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stro-even A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Mod-elling the response of glaciers to climate warming. *Cli-mate Dynamics*. 1998, 14 (4): 267–274. <https://doi.org/10.1007/s003820050222>.
8. Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influenc-es on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (192): 691–700. doi: 10.3189/002214309789470851.
9. Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Front. Earth Sci.* 2016, 4 (34): 1–17. doi: 10.3389/feart.2016.00034.
10. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015). Eds.: Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Huber J., Machguth H., Paul F., Hoelzle M. Zurich:

- World Glacier Monitoring Service, 2017. 244 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
11. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2014. V. 60. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
12. Fischer M., Huss M., Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps // *The Cryosphere*. 2016. Is. 10. P. 1279–1295. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016>.
13. Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
14. Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 44–51.
15. Цветков Д.Г. 10 лет фотогеодезических работ на ледниках Полярного Урала (Опыт наземной съёмки и составления планов малых ледников с приложением топокарт ледников ИГАН и Обручева в масштабе 1:5000) // МГИ. 1970. Вып. 16. С. 245–257.
16. Nosenko G., Tsvetkov D. Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery // *Glaciological Data*. In: NSIDC. 2003. Report GD-32. P. 80–82.
17. Zemp M., Frey H., Gärtnerroer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger, Ahlström A.P., Anderson B. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century // *Journ. of Glaciology*. 2015. V. 61. Is. 228. P. 745–762. doi: 10.3189/2015JoG15J017.
18. Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008 // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. № 211. P. 953–964. doi: 10.3189/2012JoG11J233.
19. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017 // *Front. Earth Sci*. 2019. V. 7. Is. 153. P. 1–16. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
20. Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3 Урал. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 52 с.
21. Электронный ресурс: http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/
22. Электронный ресурс: SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 41.03/07/2019 https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
23. 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., World Glacier Monitoring Service, 2017: 244 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
11. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S. and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
12. Fischer M, Huss M, Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1279–1295. doi: 10.5194/tc-10-1279-2016.
13. Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I. Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. *Oledenenie Urala*. The glaciation of the Urals. Moscow: Science, 1966: 355 p. [In Russian].
14. Voloshina A.P. Some results of mass balance studies of the Polar Urals glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 44–51. [In Russian].
15. Tsvetkov D.G. 10 years of photogeodetic works on the glaciers of the Polar Urals (Experience of land surveying and mapping of small glaciers with the application of topographs of the Igan and Obruchev glaciers at a scale of 1:5000). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1970, 16: 245–257. [In Russian].
16. Nosenko G., Tsvetkov D. Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery. *Glaciological Data*. In: NSIDC. 2003, Report GD-32: 80–82.
17. Zemp M., Frey H., Gärtnerroer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger, Ahlström A.P., Anderson B. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61 (228): 745–762. doi: 10.3189/2015JoG15J017.
18. Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58 (211): 953–964. doi: 10.3189/2012JoG11J233.
19. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017. *Front. Earth Sci*. 2019, 7 (153): 1–16. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
20. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Part 3 Ural. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 52 p. [In Russian].
21. http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/.
22. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 41.03/07/2019: https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
23. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J.,

- Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM», 2018. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Dataverse, V1.
24. Электронный ресурс: <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description/>.
 25. Инструкция по фотограмметрическим работам при создании топографических карт и планов. М.: Недра, 1974. 23 с.
 26. Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. № 1. P. 107–124. doi: 10.5194/tc-5-107-2011.
 27. Thibert E., Blanc R., Vincent C., Eckert N. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54 (186). P. 522–532. doi: 10.3189/002214308785837093.
 28. Arendt A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level // *Science*. 2002. V. 297. P. 382–386. doi: 10.1126/science.1072497.
 29. Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50 (50). P. 96–100. doi: 10.3189/172756409787769744.
 30. Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gartner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciaären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. № 3. P. 345–357. doi: 10.5194/tc-4-345-2010.
 31. Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 81–94. doi: [org/10.5194/tc-12-81-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018).
 - 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., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM». 2018. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>.
 24. <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description/>.
 25. *Instruktsiya po fotogrammetricheskim rabotam pri sozdanii topograficheskikh kart i planov*. Instructions for photogrammetric work when creating topographic maps and plans. Moscow: Nedra, 1974: 23 p. [In Russian].
 26. Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*. 2011, 5 (1): 107–124. doi: 10.5194/tc-5-107-2011.
 27. Thibert E., Blanc R., Vincent C., Eckert N. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54 (186): 522–532. doi: 10.3189/002214308785837093.
 28. Arendt A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*. 2002, 297: 382–386. doi: 10.1126/science.1072497.
 29. Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (50): 96–100. doi: 10.3189/172756409787769744.
 30. Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gartner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciaären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances. *The Cryosphere*. 2010, 4 (3): 345–357. doi: 10.5194/tc-4-345-2010.
 31. Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory. *The Cryosphere*. 2018, 12: 81–94. doi: [org/10.5194/tc-12-81-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018).

Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса© 2020 г. П.А. Торопов^{1,2*}, А.А. Шестакова³, А.А. Полюхов¹,
А.А. Семенова¹, В.Н. Михаленко²¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;²Институт географии РАН, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*tormet@inbox.ru

Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus)P.A. Toropov^{1,2*}, A.A. Shestakova³, A.A. Poliukhov¹, A.A. Semenova¹, V.N. Mikhlenko²¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;³Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*tormet@inbox.ru

Received April 19, 2019 / Revised October 1, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *accumulation area, glacial climatology, heat balance of glaciers, mountain meteorology.***Summary**

The results of meteorological observations, carried out in the framework of the international project Ice Memory on the Western plateau of the Elbrus Mountain during the Second drilling expedition (24.06–17.07.2018), are analyzed. The analysis of the field data made together with the assessment of the large-scale meteorological fields from the NCEP/NCAR reanalysis did show that, on the whole, the observed meteorological conditions corresponded to the background state of the atmosphere in the Greater Caucasus in the summer season (with the exception of the anomalous high moisture content). The Western plateau is characterized by a high frequency of storm winds (> 20 m/s) with low drifting snow and intensive snowfalls: the precipitation sum for the expedition period is approximately estimated as 150 mm. Spectral analysis of time series allowed establishing the significant role of the mountain and valley circulation in the formation of the meteorological regime. It is shown that the melting of snow in high-mountain conditions is determined by the incoming short-wave radiation, while turbulent flows of heat and moisture mainly transport energy from the surface. For 20 days of the observations, approximately 49 mm of snow (in the water equivalent) melted, and about 25% of this volume evaporated. The rest of the moisture diffused into the snow cover, and thus, remained in the accumulation layer. During the expedition, deviations of meteorological values from the norm were relatively small, so it can be assumed that the obtained value of the evaporated liquid on the Western plateau during the ablation period was close to the climatic mean.

Citation: Toropov P.A., Shestakova A.A., Poliukhov A.A., Semenova A.A., Mikhlenko V.N. Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 58–76. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010023.

Поступила 19 апреля 2019 г. / После доработки 1 октября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *гляциоклиматология, горная метеорология, область аккумуляции, тепловой баланс ледников.*

На основе результатов метеорологических измерений на Западном плато Эльбруса и с использованием глобального реанализа NCEP/NCAR дана количественная оценка типичных и экстремальных значений метеорологических величин, включая данные об осадках и таянии. Оценены компоненты радиационного баланса, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение, диффузия тепла в толщу снега, и на этой основе рассчитаны возможные потери снега в области аккумуляции.

Введение

Одна из основных целей высокогорных метеорологических наблюдений — количественная оценка процессов и факторов, определяющих баланс массы горных ледников в области аккумуляции. Это необходимо для построения адекватной модели таяния, основанной не на простых регрессионных связях между слоем абляции и температурой [1, 2], а на полном уравнении теп-

лового баланса [3, 4]. Метеорологические наблюдения, предусматривающие измерения компонент радиационного баланса, температуры, влажности и скорости ветра на разных уровнях в сочетании с использованием акустических анемометров, позволяют выбрать оптимальный метод расчёта турбулентных потоков тепла и влаги, а также откалибровать коэффициенты в аэродинамических формулах [5, 6]. Кроме того, фрагментарные натурные данные можно исполь-

зовать для оценки результатов численного моделирования атмосферы, в том числе реанализа, как это было сделано при исследовании метеорологического и климатического режима вулкана Сахама в Андах [7], в районе Тибета [8] и на Эльбрусе [9]. Надёжная статистическая связь между натурными и модельными данными в рамках хотя бы одного сезона позволяет использовать результаты реанализа для восстановления метеорологического режима высокогорных областей уже за достаточно продолжительный промежуток времени (40–50 лет).

Ещё одно важное применение высокогорных метеорологических данных — физически обоснованная оценка осадков. Данные ледовых кернов, полученные в области аккумуляции ледника, позволяют более или менее надёжно оценить лишь слой годовой аккумуляции [7, 10]. Чтобы извлечь информацию о годовых суммах осадков, необходим хотя бы оценочный учёт таких факторов, как таяние снега и испарение жидкой фазы, метелевый перенос и возгонка водяного пара со снежных кристаллов во время низовых метелей. По отдельности эти факторы неоднократно рассматривались разными исследователями. Так, в работах [11, 12] на основе рассчитанных потоков импульса оценивалась масса переносимого снега; в статье [13] анализируются аспекты применения теории Монина—Обухова для снеговоздушного потока во время метелей; в работе [14] прорабатывается методика оценки сублимации водяного пара с поверхности ледяных кристаллов в условиях Альп. Однако одновременный учёт всех этих факторов с целью хотя бы приближённой оценки слоя осадков по данным ледового керна, по всей видимости, не проводился. Между тем, такая оценка весьма полезна.

В настоящей работе сделана попытка физически обоснованного учёта одного из весомых факторов формирования слоя аккумуляции на Западном плато Эльбруса — таяния снега и испарения жидкой фазы. Эти оценки сделаны на основе данных актинометрических и метеорологических измерений, которые проводились с 22 июня по 17 июля 2018 г. в ходе второй буровой экспедиции в рамках Международного проекта «Ice Memory». В статье анализируются результаты этих измерений. Даны также простые оценки компонент теплового баланса в высокогорных областях Эльбруса и возможных за-

трат тепла на потери снега в этих условиях. Полученные результаты позволяют сформировать представление о типичных особенностях метеорологического режима и теплового баланса в высокогорных областях области аккумуляции Большого Кавказа на примере Эльбруса.

История метеорологических измерений на Эльбрусе в XX–XXI вв. от экспедиций РАН в 1930-е годы и МГУ имени М.В. Ломоносова в 1960-е годы [15, 16] до современных исследований Института географии РАН и МГУ изложена в работе [9]. Измерения проводились в основном на склонах южной экспозиции (ледники Гарабаши и Терскот), а также на седловине. На Западном плато первая серия автоматизированных метеорологических наблюдений выполнена в августе—сентябре 2007 г., короткий период измерений был в 2013 г. [9]. Характерная черта метеорологических измерений во второй буровой экспедиции на Эльбрусе — автоматизированные измерения всех радиационных потоков, а также градиентные измерения температуры, влажности и скорости ветра, что позволило достаточно строго оценить основные компоненты теплового баланса.

Данные и методы

Методы метеорологических и актинометрических измерений. Комплекс метеорологических и актинометрических измерений на Западном плато Эльбруса проводился с 24 июня по 17 июля 2018 г. Метеорологическая площадка представляла собой субгоризонтальную снежную поверхность на высоте 5140 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря) (рис. 1). С точки зрения метеорологических и актинометрических измерений площадка практически идеальна: угол закрытости горизонта достигает 30° только на севере и северо-востоке из-за массива Западной вершины (см. рис. 1), которая также создаёт тень для ветровых потоков северных румбов.

Метеорологические измерения на Западном плато Эльбруса предусматривали следующее: 1) автоматические измерения температуры воздуха, относительной влажности, температуры точки росы, скорости и направления ветра (0,25 м и 1,8 м над поверхностью); 2) автоматические актинометрические измерения приходящей и от-

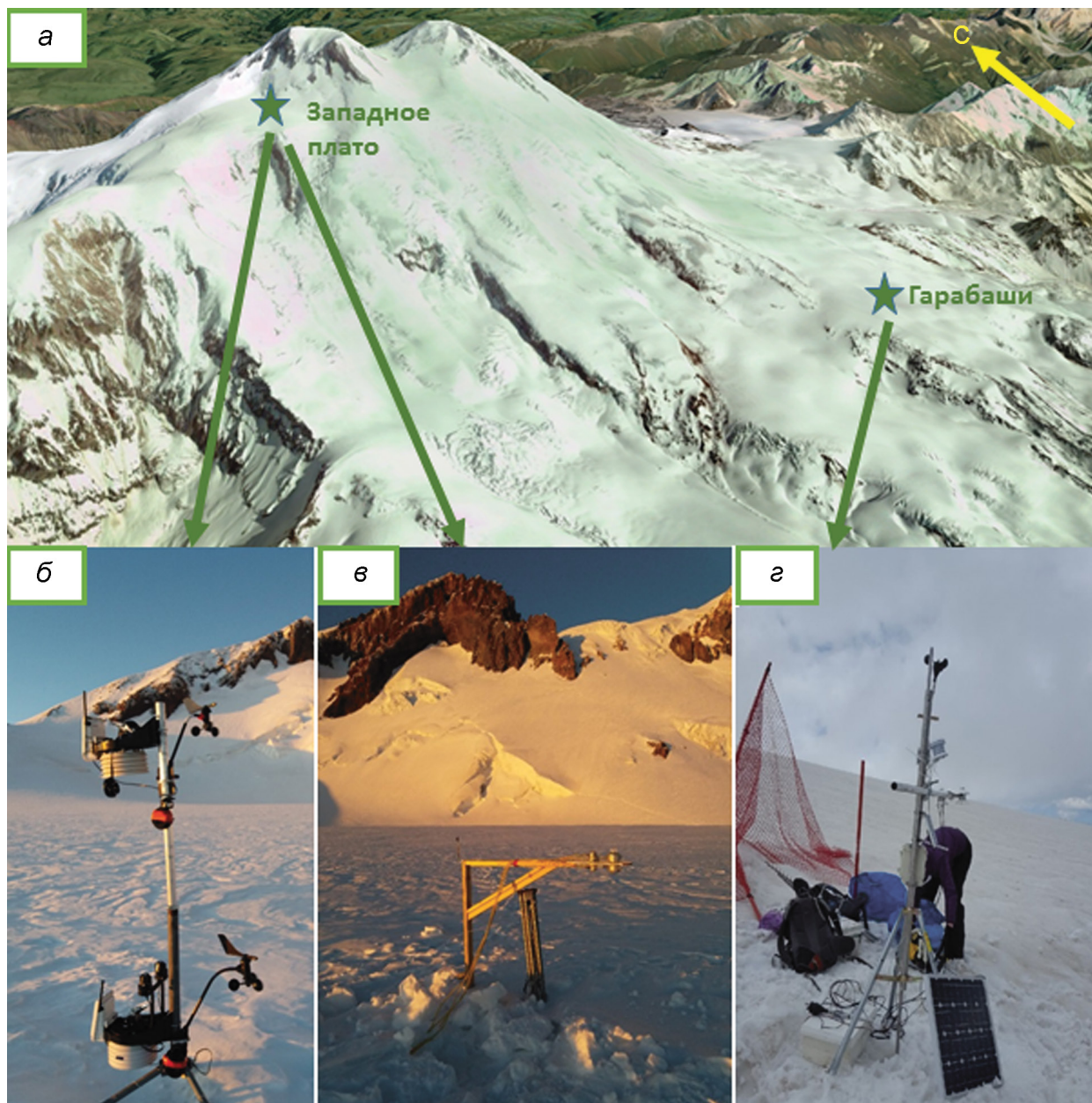


Рис. 1. Комплекс метеорологических измерений на Эльбрусе с 24 июня по 17 июля 2018 г.:

a – панорама района исследований, звёздочками показаны точки метеорологических измерений на леднике Гарабаши (3850 м) и на Западном плато (5100 м) (сделано с помощью программного продукта Google Earth); *б* – градиентная мачта с анемометрами и температурно-влажностными датчиками DAVIS VANTAGE PRO 2; *в* – актинометрическая стрела с радиометрами KIPP&ZONEN; *г* – метеорологическая станция HOBO и радиометры HUKSEFLUX на леднике Гарабаши

Fig. 1. A complex of meteorological measurements on the Elbrus June 24–July 17, 2018:

a – panorama of the research area, asterisks indicate the points of meteorological measurements on the Garabashi Glacier (3850 m) and on the Western plateau (5100 m) (made by Google Earth software); *б* – a gradient mast with anemometers and DAVIS VANTAGE PRO 2 temperature and humidity sensors; *в* – an actinometric station with KIPP&ZONEN radiometers on the Western Plateau; *г* – HOBO weather station and HUKSEFLUX radiometers on the Garabashi Glacier

ражённой коротковолновой радиации, а также теплового излучения атмосферы и снежной поверхности на уровне 1 м над поверхностью; 3) автоматические измерения температуры на по-

верхности снежного покрова и на глубине 0,15 м; 4) ежесуточные отсчёты по трём снегомерным рейкам, расположенным на расстоянии 25 м в разных условиях аккумуляции снега, и сопутству-

Таблица 1. Измеряемые метеорологические характеристики, их точность, временная дискретность измерений и оборудование, используемое на Западном плато и на леднике Гарабаши

Характеристики	Точность измерений	Временная дискретность измерений	Оборудование
Температура воздуха и точки росы, °C	±0,3	1 мин	Автоматические метеостанции (АМС): DAVIS VANTAGE PRO 2 (США) на Западном плато; НОВО (Канада) на леднике Гарабаши
Относительная влажность, %	±10		
Атмосферное давление, гПа	±0,2		
Скорость ветра*, м/с	±0,5–2		
Температура снега, °C	±0,05	15 мин	Температурные датчики TINNYTAG (Великобритания) на Западном плато
Прирост снежного покрова, м	±0,005	12 часов (в 8:00 и 20:00)	Снегомерные рейки на Западном плато
Балл и тип облачности, состояние Солнца	±0,5	1 час (с 8:00 до 20:00)	Визуально, на Западном плато
Компоненты коротковолнового баланса, Вт/м ²	±15	1 мин	Радиометры: KIPP&ZONEN4 (Нидерланды) на Западном плато; HUKSEFLUX (Нидерланды) на леднике Гарабаши
Компоненты длинноволнового баланса, Вт/м ²	±20		
Атмосферные явления	—	1 час (с 8:00 до 20:00)	Визуально, на Западном плато

*Ошибки измерения скорости ветра зависят от самого значения скорости: в диапазоне 0–20 м/с они составляют ±0,5–1 м/с, а при измеренных значениях 20–45 м/с достигают ±1–2 м/с. При скоростях ветра, превышающих 45 м/с, измерения с помощью анемометра Davis Vantage Pro 2 следует считать нерепрезентативными.

ющие им измерения плотности снежного покрова методом взвешивания образцов на электронных весах с точностью 0,5 г; 5) ежечасные визуальные наблюдения за облачностью, состоянием диска Солнца и погодными явлениями согласно рекомендациям Росгидромета [17] в период с 7:00 до 19:00. Отметим, что синхронные измерения компонентов радиационного баланса с такой же временной дискретностью проводились с 27 июня по 22 июля 2018 г на леднике Гарабаши на высоте 3850 м (см. рис. 1) с помощью радиометров HUKS FLUX. Более подробно характеристики метеорологических и актинометрических измерений и их точность приведены в табл. 1.

Методы анализа метеорологических данных и расчёта компонент теплового баланса. На первом этапе был выполнен элементарный статистический анализ метеорологических данных: осреднение по часам и суткам, оценка минимальных и максимальных значений, а также стандартного отклонения величин (табл. 2). Межсуточная изменчивость метеорологических величин сопоставлялась с результатами синоптического анализа, выполненного на основе данных реанализа NCEP/NCAR [https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/]. Высокая временная дискретность данных АМС позволила провести спектральный анализ рядов температуры, влажности и скорости ветра для выяв-

ления статистически значимых колебаний этих величин в высокогорных условиях и последующей интерпретации их механизмов.

Актинометрические наблюдения, а также градиентные измерения температуры, влажности и скорости ветра позволили оценить компоненты теплового баланса на Западном плато в период экспедиции. Полное уравнение теплового баланса для слоя снежного покрова в высокогорной области записывается следующим образом:

$$c_i \rho_i h (\partial T_h / \partial t) + L_i \rho_i (\partial h / \partial t) = (SW^- - SW^+) - (LW^+ - LW^-) + H + Q_w - Q_D + P_{liq} + F_{liq}, \quad (1)$$

где c_i — теплоёмкость льда, Дж/кг·К; ρ_i — плотность льда, кг/м³; T_h — температура ледяного слоя толщиной h (м), °C; L_i — удельная теплота плавления—замерзания, Дж/кг; компоненты радиационного баланса, Вт/м²: SW^- — приходящая коротковолновая (солнечная) радиация, SW^+ — отражённая коротковолновая радиация, LW^- — нисходящий поток длинноволновой радиации (от атмосферы), LW^+ — восходящий поток длинноволновой радиации (от поверхности ледника); турбулентные потоки тепла $H = c_p \rho k (\partial T / \partial z)$ (Вт/м²) и водяного пара $Q_w = L \rho k (\partial q / \partial z)$ (Вт/м²) (здесь T — температура, °C; q — массовая доля водяного пара, измеренная на уровнях $z = 0,25$ и 1,8 м; k — коэффициент турбулентного обмена, м²/с; c_p — теплоёмкость воздуха, Дж/кг·К; ρ — плотность воздуха, кг/м³; L — удель-

Таблица 2. Простейшие статистические характеристики основных метеорологических элементов и явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 25.06 – 17.07.2018 г.

Характеристики	Среднее	Max	Min	СКО*	Суточная амплитуда
Температура, °C	–5,3	4,2	–12,9	2,0	1,5
Относительная влажность, %	78	100	16	15	15
Скорость ветра, м/с	6,9	35,3	0,0	4,4	1,3
Атмосферное давление, гПа	546,5	552	542	2,4	0,5
Суточный прирост снежного покрова, мм в.э.	3,7	21,0	–4,0	–	
Балл облачности:					
нижней	6	–		3,5	1,5
общей	7	–		3,0	1,2

*Стандартное отклонение метеорологических величин, рассчитанное по всему ряду с временной дискретностью 1 мин.

ная теплота испарения–конденсации, Дж/кг); $Q_D = (\partial/\partial\xi)\lambda_i(\partial T_i/\partial z)$ – поток тепла за счёт молекулярной диффузии в толще снега (здесь T_i – температура снега на различных глубинах ξ (м), °C; λ_i – коэффициент теплопроводности льда, Вт/м·K); P_{liq} – поток тепла, приносимого жидкими осадками, Вт/м²; F_{liq} – тепло, приносимое водотоками, формирующимися на поверхности ледника, Вт/м².

В условиях Западного плато жидкие осадки не выпадают и временные водотоки не формируются даже в случае положительных аномалий температуры. Поэтому двумя последними членами в уравнении (1) можно пренебречь. В области аккумуляции на высоте 5150 м градиент температуры в толще снега отличен от нуля. Это означает, что диффузия тепла может быть существенной, поэтому величина Q_D в уравнении (1) должна оставаться. Если величину $L_i\rho_i(\partial h/\partial t)$ обозначить как Q_{melt} (затраты тепла на таяние льда), а выражение $(SW^- - SW^+) - (LW^+ - LW^-)$ – как R (радиационный баланс), то уравнение (1) для условий Западного плато можно записать в более общей форме:

$$Q_{melt} = R + H + LE + Q_D. \quad (2)$$

Компоненты уравнения (2) оценивались во многих работах для различных горных ледников Земли, в частности, для ледяной шапки Килиманджаро в Африке [3], вулкана Сахама в Андах [18], ледника Кука на о. Кергелен [19] и др. В большинстве случаев наибольший вклад вносит радиационный баланс R (50–85%), на втором месте – турбулентный теплообмен H (10–50%). Поток тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника, как правило, наименее значим, однако и его вклад ощутим (до 10%). Такие же оценки выполнены и для кавказских ледников на примере ледников Джанкуат [20] и

Гарабаши [4, 16]. Вклад радиационной компоненты в таяние в области абляции составляет 70–80%, турбулентного потока тепла – 20–30%, а вот величина LE может быть как положительной, так и отрицательной [16, 20]. Отметим, что компоненты теплового баланса существенно меняются с высотой, что, естественно, сказывается на слое абляции [21]. Поэтому в идеальном случае метеорологические наблюдения на одном и том же леднике должны проводиться в разных высотных зонах.

Расчёты потоков явного и скрытого тепла надо в льдом сводятся к четырём методам: 1) методу теплового баланса (с использованием отношения Боуэна); 2) методу аэродинамических формул; 3) методу Мони́на–Обухова; 4) «прямому методу» (eddy covariance), основанному на прямых измерениях турбулентных пульсаций с помощью высокочастотных акустических анемометров. Последний часто используется как эталон для калибровки параметров аэродинамических формул или расчётных схем метода Мони́на–Обухова (как это сделано, например, в [6]). Такой же подход применён и в исследовании [20]: все четыре метода апробировались на леднике Джанкуат. Показано, что лучше всего турбулентный теплообмен оценивать с помощью «прямого метода», наихудшие результаты даёт расчётная схема на основе метода Мони́на–Обухова в формулировке [22]. Нереалистичные значения потоков тепла получились и по результатам расчётов в рамках данной работы.

Проблемы с применимостью метода Мони́на–Обухова, скорее всего, связаны с некорректным и не вполне строгим использованием параметра шероховатости ледяной поверхности, который берётся равным 10^{-3} м (согласно результатам многочисленных измерений, обобщённых в [22]). Использовать это среднее значение, строго гово-

ря, нельзя из-за значительной неоднородности ледовой поверхности в зоне абляции. Кроме того, для расчёта турбулентного потока тепла следует вводить параметр термической шероховатости, который может существенно отличаться от динамической в разных ландшафтных условиях [23]. В случае Западного плато Эльбруса дополнительная проблема — высокая повторяемость низовых метелей, что требует существенной корректировки расчётных схем с учётом теории двухфазного потока (смесь воздух—ледяные кристаллы) [13]. Метод Кузьмина [24] на леднике Джанкуат также рекомендовал себя не слишком хорошо [20], хотя данный подход достаточно успешно применяется для оценок ледниковой составляющей стока [25].

В итоге мы выбрали метод аэродинамических формул, который чаще всего используется для оценок турбулентных потоков над ледниками [3–6]. В общем виде потоки явного и скрытого тепла, согласно этому методу, выражаются следующим образом:

$$H = C_p K \rho (T_2 - T_1); LE = L K \rho (q_2 - q_1).$$

Здесь единственно неизвестный член — коэффициент обмена K :

$$K = \kappa^2 u (\ln(z_2/z_0))^{-2} f(Ri_b),$$

где z_0 — параметр шероховатости, который на разных ледниках колеблется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-3}$ м; в нашем случае взята величина, характерная для однородного свежего снега $z_0 = 10^{-3}$ [22]; $f(Ri_b)$ — функция объёмного числа Ричардсона.

В случае стратификации, отличающейся от безразличной, функцию объёмного числа Ричардсона над поверхностью горных ледников можно задавать в соответствии с работой [26]:

$$f(Ri_b) = \begin{cases} (1 - 5 Ri_b)^2, & Ri > 0 \\ (1 - 16 Ri_b)^{0.75}, & Ri < 0 \end{cases}, \text{ где } Ri_b = \frac{g}{T} \frac{dT/dz}{(du/dz)^2}.$$

Данное приложение аэродинамических формул было апробировано на достаточно объёмной выборке по леднику Джанкуат за периоды наблюдений в сезоны абляции с 2007 по 2015 г. и показало неплохое соответствие прямому методу измерения (eddy covariance) — коэффициент детерминации составил 0,5 [20]. Недостаток метода аэродинамических формул — предположение о логарифмичности профиля ветра в приземном слое.

Вместе с тем анализ достаточно продолжительного периода наблюдений на леднике Джанкуат показал, что профиль скорости ветра в среднем неплохо аппроксимируется логарифмическим законом.

Анализ метеорологического режима Западного плато

Общая характеристика метеорологического режима. На рис. 2, а и в табл. 2 приведены основные характеристики метеорологического режима на Западном плато Эльбруса в период экспедиции. Простейший статистический анализ временных рядов данных показал, что на пике сезона абляции диапазон естественной изменчивости (соответствующий стандартному отклонению) для температуры воздуха составляет $-3 \div -7$ °С, относительной влажности — 63–93%, скорости ветра — 3–11 м/с, атмосферного давления — 540–545 гПа. При этом экстремальные значения величин в период измерений существенно превышают удвоенное значение стандартного отклонения — особенно это касается скорости ветра и суточного прироста снежного покрова (см. табл. 2). Суммарный прирост снежного покрова за 23 дня составил 52,5 см. При средней измеренной плотности верхнего слоя снега $0,17 \text{ кг/м}^3$ это отвечает примерно 89 мм водного эквивалента (в.э.). Чтобы приближённо оценить сумму осадков, нужно рассчитать слой испарившегося снега и учесть вклад метелевого переноса. Измеренные значения толщины снежного покрова представляют собой результат осреднения данных по четырём снегомерным рейкам, расположенным в 30 м друг от друга в разных условиях ветрового снегонакопления, поэтому в какой-то степени роль метелевого переноса можно считать минимизированной. Снежная масса могла теряться также за счёт возгонки ледяных кристаллов во время метелей, а также в результате испарения жидкой фазы.

Мы оценили возможное таяние снега в условиях Западного плато Эльбруса. Рассматривая метеорологический режим этого плато, отметим существенно меньшую по сравнению со среднегорьем суточную амплитуду основных метеорологических величин (прежде всего, температуры) и при этом ярко выраженную синоптическую изменчивость. Этот эффект связан с доминирующим влиянием свободной атмосферы на метеорологический режим плато. Весьма высока

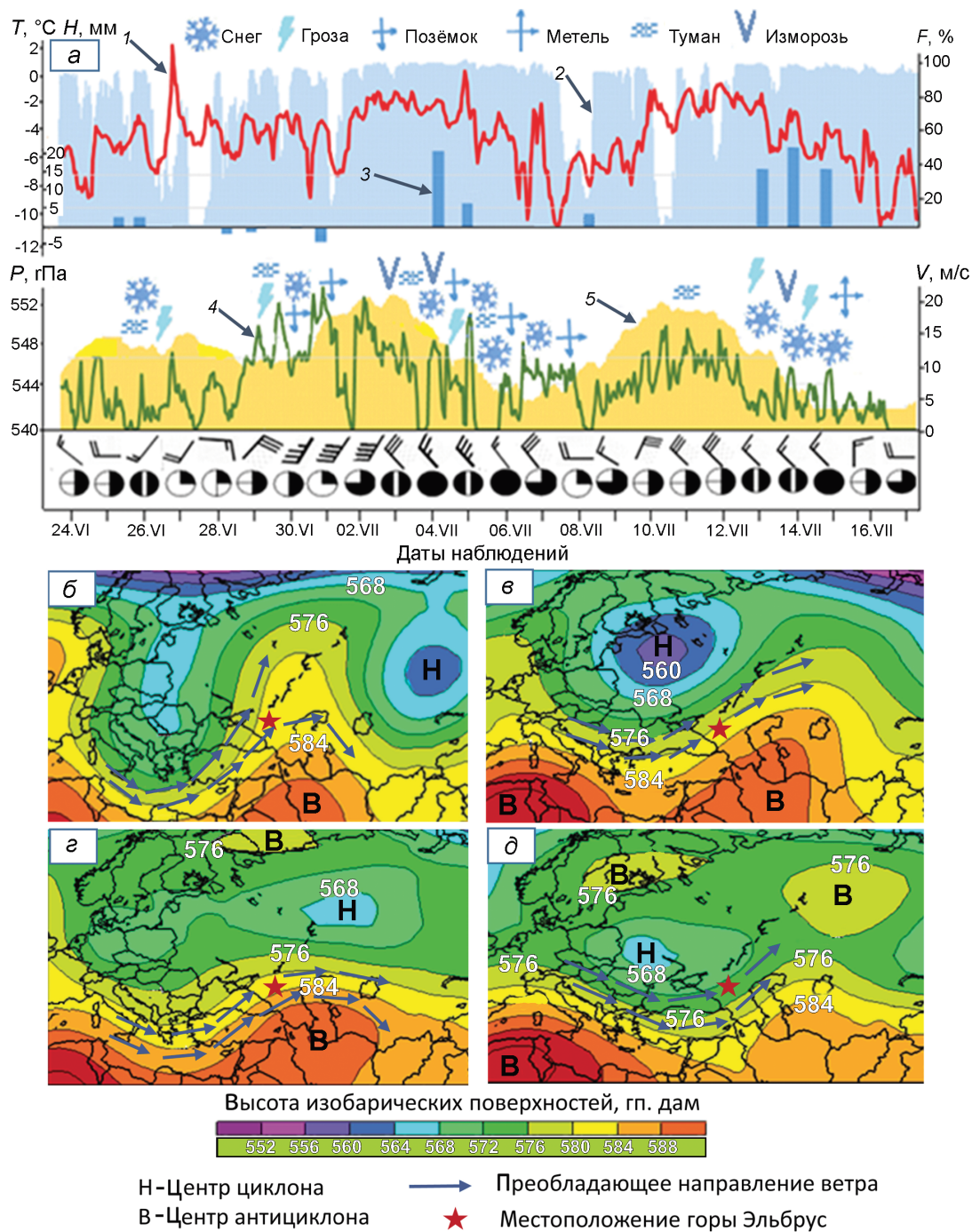


Рис. 2. Метеорологический режим на Западном плато Эльбруса с 24 июня по 17 июля 2018 г.:

a – метеограмма по данным AMC DAVIS VANTAGE PRO 2 с трёхчасовым разрешением и по результатам визуальных наблюдений (*1* – температура воздуха T ; *2* – относительная влажность H ; *3* – суточный прирост снежного покрова в водном эквиваленте F ; *4* – средняя скорость ветра V ; *5* – атмосферное давление P); в нижней части метеограммы показаны среднее суточное направление ветра, балл облачности согласно [17], даты наблюдений; *б–д* – карты абсолютной топографии изобарической поверхности 500 гПа (АТ 500 гПа), осреднённые по выделенным синоптическим периодам (цветное поле и изолинии – высота изобарической поверхности 500 гПа в геопотенциальных декаметрах, гп.дам)

Fig. 2. Meteorological regime on the Western Plateau June 24–July 17, 2018:

a – a meteogram according to Davis AWS data with a 3-hour resolution and according to the results of visual observations (*1* – air temperature T ; *2* – relative humidity H ; *3* – daily increase of snow height in water equivalent F ; *4* – average wind speed V ; *5* – atmospheric pressure P); at the bottom of the meteogram, the average daily wind direction is shown, as well as the cloud rate according to [17], and the dates of observations; *б–д* – AT500 maps averaged over the selected synoptic periods (color field and isolines – isobaric surface height 500 hPa)

Таблица 3. Некоторые характеристики основных явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 24.06 – 17.07.2018 г.

Явления погоды	Средняя продолжительность	Максимальная продолжительность	Число случаев, %
Гроза	1 час	3 часа	1,5
Общая метель*	—	—	2,5
Позёмок и низовая метель	8 часов	20 часов	20,0
Туман	6 часов	18 часов	12,0
Осадки (снег, крупа)	6 часов	36 часов	23,0

*Средняя и максимальная продолжительность общей метели (при выпадающем снеге) не оценивалась, поскольку явление наблюдалось один раз, продолжительность составила 6 часов.

Таблица 4. Повторяемость облачности различных типов и состояния диска Солнца

Тип облаков и состояние солнечного диска*	Ci	Cs	As	Ac	Sc	Cu _{hum}	Cu _{med}	Cu _{cong}	Fr	Cu	Cb	Ns	☉ ²	☉ ¹	☉ ⁰	П
Частота, %	6	8	4	17	15	12	34	30	35	10	12	27	18	22	33	

*Состояние солнечного диска описывается следующей номинальной шкалой: ☉² («ясно», солнечный диск полностью открыт); ☉¹ («тонкая облачность» — солнечный диск просвечивает сквозь дымку или тонкую облачность); ☉⁰ («облачно» — солнечный диск виден, однако предметы не отбрасывают тень, т.е. прямая солнечная радиация отсутствует); П (пасмурно, солнечного диска не видно); латинские сокращения облаков даны в соответствии с Международной классификацией ВМО.

повторяемость позёмка и низовых метелей, которые наблюдались в 20% сроков наблюдений (табл. 3). Метелевый перенос — один из важнейших механизмов перераспределения снега в областях аккумуляции, что отмечалось ещё в работе [15] (правда, для условий снежных полей, расположенных на 500–700 м ниже Западного плато). Это связано с ветровым режимом высокогорной части Эльбруса: повторяемость штормовых и ураганных ветров здесь чрезвычайно высока. Так, за три недели измерений штормовые порывы ветра (более 20 м/с) отмечались в 2% случаев, при этом трижды были зафиксированы порывы ветра ураганной силы (более 33 м/с). Вторая важнейшая особенность — высокая повторяемость и интенсивность снегопадов. Средний суточный прирост снежного покрова на Западном плато за 22 дня наблюдений составил 2,5 см (3,7 мм в.э.), а максимальный — 14 см (21 мм в.э.). Типична также достаточно высокая повторяемость открытого диска Солнца — даже на фоне циклонического характера погоды. Это связано с преобладанием в высокогорной зоне Кавказа облачности кучевых форм (табл. 4).

Синоптические процессы и аномалии полей метеорологических величин. Фрагментарные измерения метеорологических параметров не позволяют сделать выводы о типичности метеорологического режима Западного плато. Единственный подход, способствующий выполнению такой оценки хотя бы приближённо, — анализ синоптических процессов за период экспедиции и их сопостав-

ление с фоновым состоянием средней тропосферы для летнего периода, которое можно получить из данных реанализов. Анализ данных глобальной атмосферной модели NCEP за период метеорологических наблюдений на Западном плато Эльбруса позволил установить *четыре синоптических периода*, последовательно сменивших друг друга. Они достаточно хорошо прослеживаются в поле геопотенциала и ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа (АТ 500 гПа) (см. рис. 2, б–д).

Первый период продолжался с 24 июня по 1 июля и характеризовался блокированием западного переноса мощным высотным гребнем, ось которого проходила через Каспийское море и Урал (см. рис. 2, б). При этом над акваторией Средиземного моря сформировался мощный высотный циклон, центр которого постепенно смещался на север Украины. Район Эльбруса оказался в передней части этого циклона, в юго-западных ветровых потоках в средней тропосфере. При этом в нижней тропосфере отмечалась адвекция морского умеренного воздуха с северо-запада, т.е. над Кавказом наблюдался ярко выраженный термический поворот ветра, типичный для активной фронтальной зоны. Поэтому период характеризовался неустойчивой погодой: кратковременными, но достаточно интенсивными осадками, грозами и резкими колебаниями температуры. Например, 27 июня в тёплом секторе циклона воздух на Западном плато прогрелся до 2–4 °С, но уже через сутки даже в послеполуденные часы температура не превышала –4 °С (см. рис. 2, а).

Таблица 5. Средние и экстремальные характеристики теплового баланса на Западном плато Эльбруса за период 24.06 – 17.07.2018 г.

Оценка	Компоненты теплового баланса*							
	SW^+	SW^-	LW^+	LW^-	H	LE	G	TB
Максимальное значение, Вт/м ²	1315	1105	282	289	116	31	35	700
Минимальное значение, Вт/м ²	0	0	149	229	–105	–139	–22	–178
Максимальная суточная сумма, МДж/м ²	35,9	25,6	18,0	23,7	1,7	–0,3	0,5	7,5
Минимальная суточная сумма, МДж/м ²	9,5	6,7	17,2	21,1	–1,5	–2,9	–0,2	–4,5
Средняя суточная сумма, МДж/м ²	27,2	19,2	17,6	22,8	–0,2	–1,5	0,1	1,2

* SW^+ – приходящая коротковолновая радиация; SW^- – отражённая коротковолновая радиация; LW^+ – приходящая длинноволновая радиация (тепловое излучение атмосферы); LW^- – уходящая длинноволновая радиация (тепловое излучение снежной поверхности); H – турбулентный поток явного тепла; LE – турбулентный поток скрытого тепла; G – диффузия тепла в толщу снега; TB – тепловой баланс (результатирующая всех потоков).

Второй период (2–8 июля) характеризовался стационарованием над Европейской территорией России высотного циклона (см. рис. 2, в), целиком заполнившегося морским умеренным воздухом. На южной периферии этого относительно холодного вихря произошла активизация средиземноморской ветви полярного фронта от Эгейского моря до Каспийского. В зоне фронта морской умеренный воздух взаимодействовал с морским тропическим (средиземноморским). Поэтому интегральное влагосодержание атмосферы в районе Эльбруса достигало, по данным реанализа NCEP/NCAR, 50 кг/м³, что соответствует тропическому воздуху. Волновые возмущения фронтальной зоны одно за другим пересекали Кавказ, поэтому данный период отличался интенсивными осадками (за процесс их выпало около 27 мм) и наиболее высокими скоростями ветра (в порывах до 35 м/с). В завершение этого синоптического периода Кавказ оказался с холодной стороны фронтальной зоны – температура существенно понизилась, в ночь на 9 июля было отмечено её минимальное значение (–12,9 °C).

В *третий синоптический период* (9–13 июля) регион оказался под влиянием высотного субтропического гребня (см. рис. 2, г). Ветровые потоки в средней тропосфере вновь изменили направление на юго-западное, давление росло. Период отличался относительным спокойствием: осадков было немного, ветер – от слабого до умеренного, а его отдельные штормовые порывы определялись мезомасштабными эффектами (фёновым, кататическим, эффектом бокового обтекания).

Четвёртый синоптический процесс сопровождался формированием мощного высотного антициклона над северной половиной Европы и

активизацией циклонической деятельности над южными районами (см. рис. 2, д), которая проявилась в серии активных холодных фронтов. Период характеризуется второй волной интенсивных осадков и штормовых ветров, а также значительным понижением температуры.

Рассмотрим поля отклонений метеорологических величин в средней тропосфере (АТ 500 гПа) за период экспедиции по данным реанализа от средних многолетних значений (взяты как среднее для периода экспедиции за 1961–1990 гг.) (рис. 3, а). Обращает на себя внимание крупная аномалия геопотенциала над Скандинавией и восточной половиной ЕТР, связанная с преобладанием в этих районах антициклональной циркуляции. Одновременно над восточным Средиземноморьем и зарубежной частью Восточной Европы господствовала циклоническая деятельность, которая выражалась в небольшой отрицательной аномалии геопотенциала. Формирование диполя в поле циркуляции спровоцировало возникновение положительной аномалии скорости ветра (см. рис. 3, б) над большей частью Европы и, прежде всего, на периферии скандинавского антициклона. В районе Эльбруса аномалии высоты изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере, осреднённые за период экспедиции, составили четыре геопотенциальных декаметра (гп.дам), т.е. высота изобарической поверхности 500 гПа была в среднем на 40 м выше среднего климатического значения, соответствующего середине лета. Такая величина аномалии не выходит за пределы естественной синоптической изменчивости. Аномалия скорости ветра равна 4 м/с, что также можно отнести к «норме на положительном фоне». Более значительной оказалась средняя аномалия темпера-

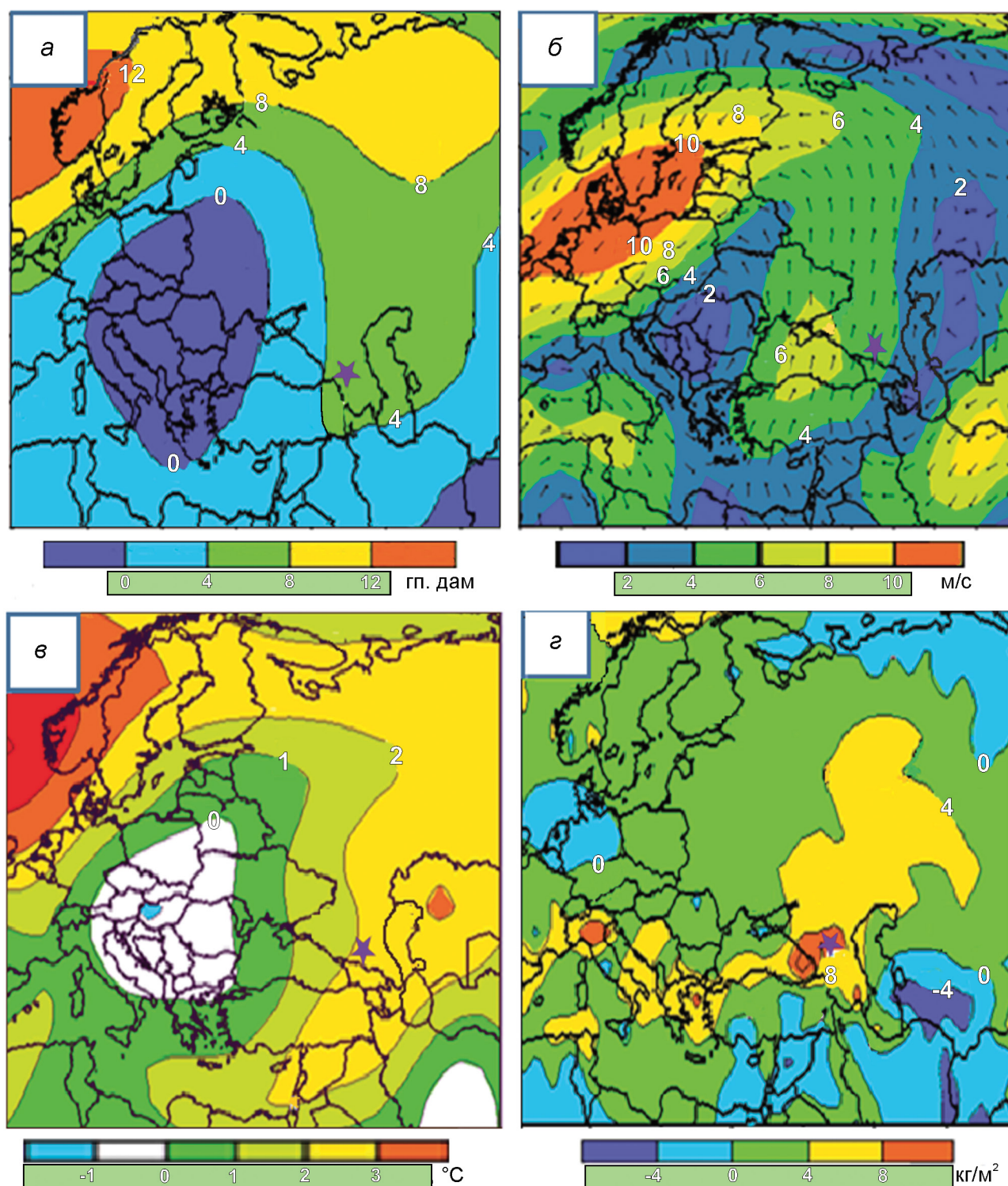


Рис. 3. Аномалии основных метеорологических величин на изобарической поверхности 500 гПа за период 24 июня по 17 июля 2018 г.:

а – высоты изобарической поверхности Н500 (в геопотенциальных декаметрах); б – скорости ветра, м/с (стрелочками показано среднее направление); в – температуры воздуха, °С; г – интегрального влагосодержания столба атмосферы, кг/м²; сиреневой звездочкой показано местоположение г. Эльбрус

Fig. 3. Anomalies of basic meteorological parameters on an isobaric surface of 500 hPa for a period June 24 – July 17, 2018: а – the height of the isobaric surface Н500 (in geopotential decameters); б – wind speed in m/s (arrows indicate the average direction); в – air temperature, °С; г – integral moisture content of the atmospheric column, kg/m²; the lilac asterisk show Elbrus location

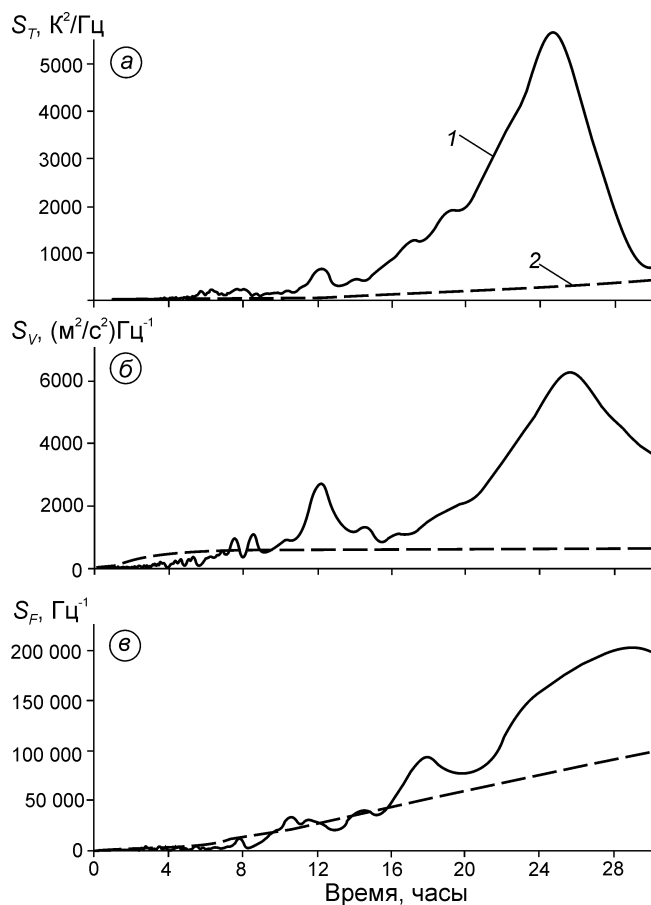


Рис. 4. Значения функций спектральной плотности (дисперсия анализируемой метеорологической величины, делённая на частоту её колебаний, выраженную в минутах), рассчитанные по данным измерений на Западном плато (1), по сравнению со спектральной функцией «красного шума» (2), характеризующей случайный процесс:

а — для температуры воздуха; *б* — для скорости ветра; *в* — для относительной влажности

Fig. 4. Spectral density functions (dispersion of the analyzed meteorological value divided by the frequency of its oscillations in minutes) calculated from measurements on the Western plateau (1), compared with the spectral function of «red noise» (2), which characterizes a random process for:

a — air temperature; *b* — wind speed; *v* — relative humidity

туры, которая превысила пределы «шума» ($\pm 1^\circ\text{C}$) и достигла 2°C (см. рис. 3, *в*). Аномалия статистически значима, но всё же далека от уровня рекордных (1% обеспеченности). Более существенной оказалась положительная аномалия влагосодержания над районом Эльбруса, которая наблюдалась в течение всей экспедиции и достигала 8 кг/м^2 (см. рис. 3, *г*). По всей видимости, она связана с конвергенцией влаги во фронтальной зоне. Очаг

максимальных значений аномалий, достигающих 12 кг/м^2 , практически всё время располагается над восточной частью Чёрного моря. Скорее всего, это эффект локального притока влаги над тёплой морской поверхностью. В исследовании [27] показано, что тренд такой поверхности летом в восточной части акватории Чёрного моря достигает $0,7^\circ\text{C}/10\text{ лет}$. Аномалия влагосодержания хорошо согласуется с интенсивными осадками в период экспедиции (см. рис. 2, *а*).

Локальные особенности временной изменчивости метеорологических рядов. Помимо общей характеристики метеорологического режима Западного плато, выполнен спектральный анализ рядов температуры, относительной влажности и скорости ветра с целью выявления особенностей их временной изменчивости. На рис. 4 представлены результаты поведения функции спектральной плотности анализируемых метеорологических величин в сравнении со спектром броуновского движения, т.е. стохастического процесса (так называемого «красного шума») [28].

На Западном плато наблюдаемая спектральная плотность температуры, скорости ветра и относительной влажности, как правило, выше уровня «красного шума» по всему диапазону частот, т.е. процесс этот не случайный, а значит должен описываться конкретными физическими механизмами. Большая часть изменчивости величин приходится на суточный ход. В случае температуры это объясняется соответствующей изменчивостью радиационного баланса, а в случае ветра — суточным ходом коэффициента турбулентного обмена и интенсивности свободной конвекции. Второй по значимости пик спектральной плотности приходится на процессы, частота которых близка 12 часам, причём отмечается он в температуре, скорости ветра и относительной влажности. Скорее всего, это — проявление горно-долинной циркуляции: после полудня наблюдается максимальная скорость подъёма воздуха вверх по долинам и склонам Эльбруса. В ночные часы действует кататический ветер: холодный воздух стекает по склонам Эльбруса в долины.

В периоды прохождения через район Эльбруса атмосферных фронтов и волн горно-долинная циркуляция подавляется течениями синоптического масштаба. Однако во всех остальных случаях она наблюдается с той или иной интенсивностью, поэтому и проявляется на рис. 4. На

третий пик спектральной плотности (период 6–8 часов) приходится не более 5% изменчивости метеорологических величин; по всей видимости, он связан с пространственно-временной структурой облачных систем атмосферных фронтов. Такое предположение делается на том основании, что в спектре коротковолновой солнечной радиации присутствует пик спектральной плотности со схожими частотными характеристиками. Интересно, что функции спектральной плотности температуры и скорости ветра очень схожи (см. рис. 4, а, б), в то время как спектр относительной влажности существенно отличается (см. рис. 4, в). Так, суточный пик относительной влажности размыт и приходится на 28 часов. Возможно, это связано с тем, что на данных высотах суточная изменчивость относительной влажности накладывается на колебания оптической толщины и балла облачности, определяемые процессами субсиноптического и синоптического масштабов. Выявляются также колебания с частотами 18 часов, природу которых объяснить сложно. Пик спектральной плотности 10–12 часов хорошо согласуется с соответствующими максимумами для температуры и скорости ветра, поэтому, скорее всего, он также связан с проявлением горно-долинной циркуляции. Остальные колебания не выходят за уровень «красного шума» или близки к нему.

Анализ компонент теплового баланса

Особенности радиационного режима. На рис. 5 представлена временная изменчивость составляющих радиационного баланса на Западном плато Эльбруса в сравнении с ледником Гарабаши. Приведены также расчётные значения приходящей коротковолновой радиации при ясном небе с помощью модели CLIRAD(FC05)-SW [29], которая предварительно сравнивалась с высокоточными измерениями приходящей радиации [30]. В среднем рассчитанный поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе на Западном плато больше, чем на леднике Гарабаши, на 15 Вт/м², т.е. примерно на 1% (по причине уменьшения аэрозольно-оптической толщины атмосферы и её влагосодержания по мере роста высоты над уровнем моря). Измеренные значения приходящей коротковол-

новой радиации различаются намного больше. Так, если осреднённая за период экспедиции суточная сумма приходящей радиации на Гарабаши составляет 25,4 мДж/м², то на Западном плато она равна 27,20 мДж/м².

Причина этих различий хорошо прослеживается на рис. 5, в и связана с режимом облачности. На леднике Гарабаши осреднённый суточный ход балла облачности типичен для летнего сезона: его максимум смещён на более ранние часы из-за развития свободной конвекции после полудня. На Западном плато этот эффект выражен меньше: до высоты 5100 м развиваются только мощные кучевые или кучево-дождевые облака, что происходит ближе к вечеру и не ежедневно. Существенно различаются потоки уходящего коротковолнового излучения, которое зависит от альбедо поверхности (его среднее значение на Западном плато составляет 0,75, а на леднике Гарабаши – 0,54). Различия альбедо проявляются в изменчивости его среднесуточных значений. На Западном плато она невелика, поскольку состояние поверхности почти всё время эквивалентно свежеснеговому снегу, в то время как на леднике Гарабаши она значительна и существенно зависит от погодных условий. Наиболее ярко альбедный эффект проявился 14 июля: значение альбедо скачкообразно уменьшилось вдвое (с 0,4 до 0,2) из-за интенсивного таяния и обнажения слоя пыли, выпавшей в марте 2018 г. Однако уже 16 июля вторжение морского умеренного воздуха, сопровождаемое снегопадами, способствовало формированию временного снежного покрова. Альбедо деятельной поверхности резко увеличилось, и суточная сумма радиационного баланса достигла аномально низких значений – 2 мДж/м² (в 4,2 раза меньше средних значений).

Эффект летних снегопадов, существенно тормозящих абляцию на Кавказе, Памире и в других горно-ледниковых районах, описан, например, в работе [4]. В целом, значения радиационного баланса на Западном плато меньше, чем на леднике Гарабаши, почти в 3 раза. Прежде всего это происходит за счёт альбедного эффекта, уже описанного нами. Известную роль также играют различия в длинноволновом балансе: потеря энергии за счёт теплового излучения на Западном плато в среднем в 1,5 раза выше, чем на леднике Гарабаши, из-за меньшего влагосодержания атмосферы и влажности об-

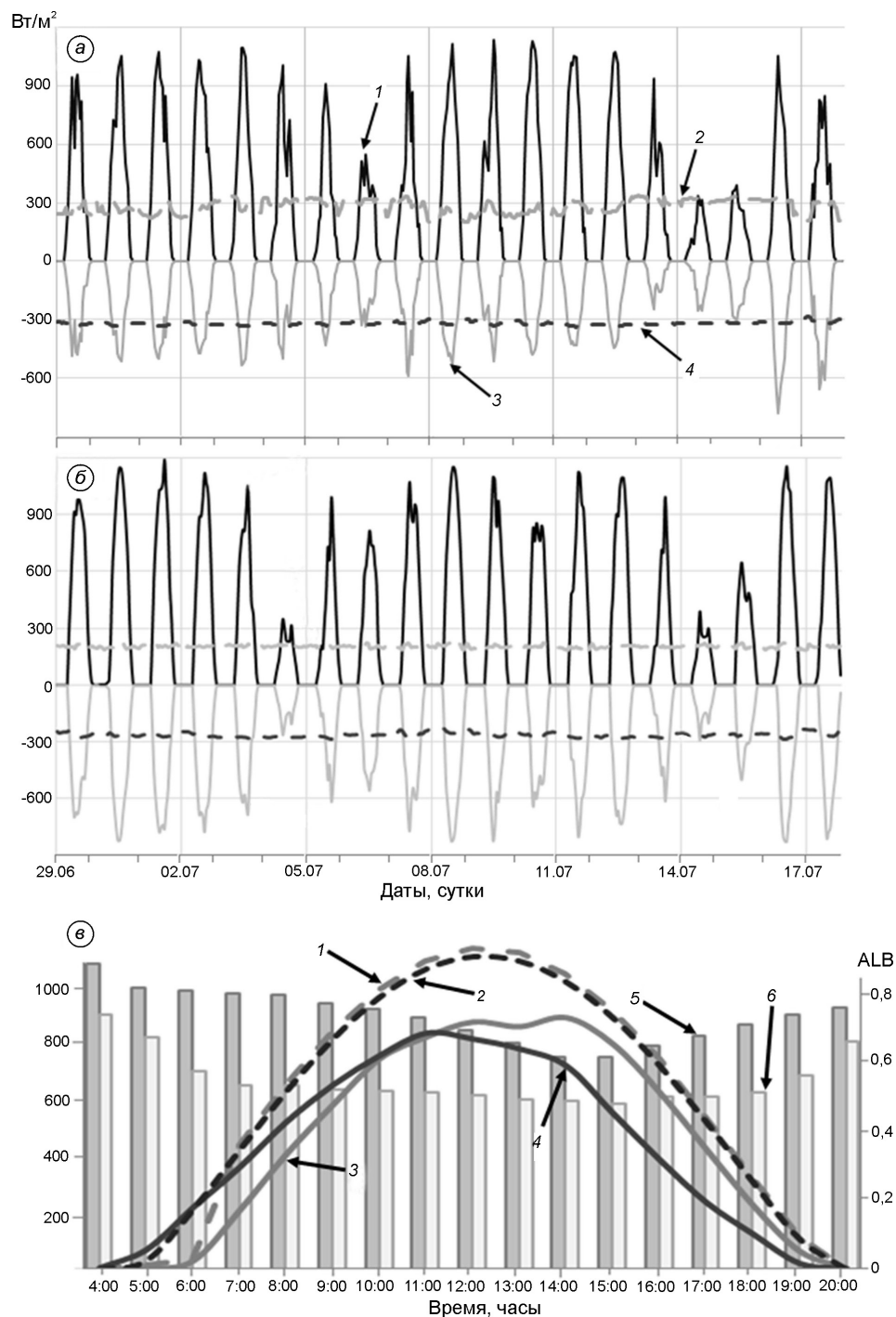


Рис. 5. Компоненты радиационного баланса:

a – на Западном плато (5150 м); *б* – на леднике Гарабаша (3850 м) (1 – суммарная солнечная радиация, 2 – тепловое излучение атмосферы, 3 – отражённая солнечная радиация, 4 – тепловое излучение поверхности); *в* – осреднённый за 20 сут. экспедиции суточный ход компонентов коротковолнового баланса (суммарная радиация при ясном небе на Западном плато (1) и на Гарабаша (2); наблюденная суммарная солнечная радиация на Западном плато (3) и на Гарабаша (4); альbedo на Западном плато (5) и на Гарабаша (6))

Fig. 5 Components of radiation balance:

a – on the Western Plateau (5150 m); *b* – on the Garabashi Glacier (3850 m) (1 – total solar radiation, 2 – thermal radiation of the atmosphere, 3 – reflected solar radiation, 4 – thermal radiation of the surface); *c* – 20-day mean daily course of the components of the short-wave balance (total clear sky radiation at the Western Plateau (1) and at Garabashi (2); observed total solar radiation at the Western plateau (3) and at Garabashi (4); albedo at the Western plateau (5) and at Garabashi (6))

лаков. Важная особенность высокогорной зоны Эльбруса — достаточно высокая повторяемость отрицательных значений суточной суммы радиационного баланса летом. Например, в ходе второй буровой экспедиции такая ситуация отмечалась дважды в условиях облачной погоды на фоне интенсивных осадков (рис. 6, а).

Оценки потоков тепла, влаги и таяния. На рис. 6 представлена межсуточная изменчивость (б) компонент теплового баланса и их суточный ход (в). Хорошо видно, что в условиях Западного плато главный фактор, определяющий тепловой режим снежной поверхности, — радиационный баланс. Интересно, что если в области абляции горных ледников умеренных и субтропических широт (в том числе Кавказа) вклад потока явного тепла в таяние может достигать 20–30% [4, 20], то в высокогорных областях Эльбруса турбулентный теплообмен чаще способствует выхолаживанию поверхности, отводя от неё в среднем около 15% энергии радиационного баланса. Так происходит потому, что летом на Западном плато повторяемость неустойчивой стратификации в приземном слое, судя по выполненным измерениям, примерно на 20–25% выше, чем повторяемость безразличной и устойчивой стратификации. Поверхность достаточно часто прогревается до точки таяния ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$), в то время как температура воздуха даже на высоте 0,25 м остаётся отрицательной. За счёт этого турбулентный поток явного тепла чаще направлен от поверхности в атмосферу. Ещё больше энергии затрачивается на испарение с поверхности снега, поскольку воздух на уровне шероховатости над снежной поверхностью (порядка 0,01 м) всегда близок к состоянию насыщения, т.е. поток влаги направлен от снежной поверхности к атмосфере. Величина затрат тепла на испарение LE в условиях Западного плато составляет примерно половину от радиационного баланса. Величина потока явного тепла колеблется в пределах $\pm 100\text{ Вт/м}^2$, скрытого тепла — от -100 до 30 Вт/м^2 . Диффузия тепла в снежном покрове невелика (суточная сумма в среднем составляет $0,1\text{ МДж/м}^2$, мгновенные значения потоков не превышают 30 Вт/м^2) и в дневные часы направлена от поверхности в толщу снега, а в ночные, наоборот, к поверхности (в силу законов Фурье).

Дополнительный источник тепла в толще снега в ночные часы — процесс замерзания жид-

кой фазы. Несмотря на явное преобладание радиационного баланса, роль явного потока тепла и затрат на испарение в определённых условиях может быть значительной, как усиливая, так и ослабляя радиационный эффект (см. рис. 6, б). Например, в условиях ветреной и облачной погоды с осадками 4–6 июля и 14–16 июля (см. рис. 1) достаточно интенсивный турбулентный тепло- и влагообмен увеличили теплопотерю поверхности снега в 1,8 раз (см. рис. 6, б). 9 июля, в условиях штилевой и солнечной погоды, суточная сумма турбулентного потока тепла достигла $1,7\text{ МДж/м}^2$, несколько увеличив затраты тепла на таяние снега.

Важные результаты измерений и расчётов составляющих теплового баланса ледников в области аккумуляции — оценки возможных потерь снега. Эти оценки были проведены как результирующая величина между радиационным балансом, потоками явного и скрытого тепла и диффузией тепла в толщу снега. На рис. 6, б видно, что в отдельные дни (прежде всего при облачной погоде с интенсивными осадками) тепловой баланс поверхности снежного покрова был отрицательным, т.е. тепло практически не тратилось на таяние (3–5 июля, 13–15 июля). Вместе с тем в некоторые дни отмечались очень высокие значения теплового баланса — суточные суммы превышали 3 МДж/м^2 . Максимальная суточная сумма теплового баланса за период экспедиции составила $7,5\text{ МДж/м}^2$, что эквивалентно таянию $0,11\text{ м}$ снежного покрова (или примерно 20 мм в.э. при средней измеренной плотности снега порядка $0,15\text{ кг/м}^3$). За период экспедиции слой стаивания снежной толщи составил 49 см (или 74 мм в.э.). При этом средний суммарный прирост снежного покрова, зафиксированный по четырём снегомерным рейкам, равен 52 см . Естественно, эта величина — результирующая всех процессов, определяющих аккумуляцию: осадки, метелевый перенос, испарение жидкой фазы, возгонка, гравитационное уплотнение и т.д.

Таким образом, если в качестве основных процессов принять таяние, испарение и осадки (предполагая, что метелевый перенос нивелируется за счёт различного местоположения снегомерных реек), то окажется, что за три недели экспедиции на Западном плато выпало около 1 м снега (или порядка 152 мм осадков). Эта

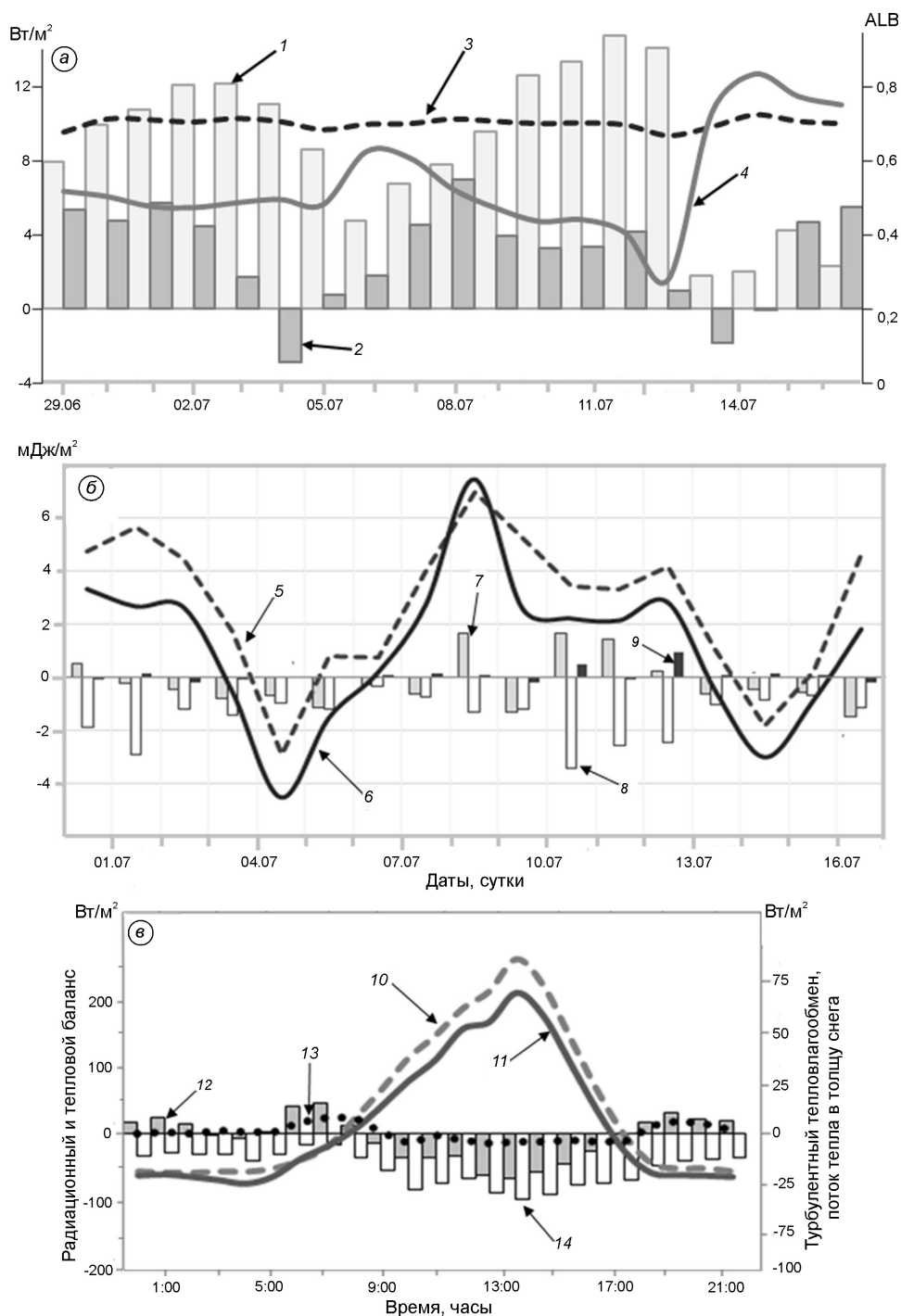


Рис. 6. Структура теплового баланса:

a – радиационный баланс (1) и альbedo поверхности (3) на Западном плато по сравнению с теми же величинами на Гарабаша (2, 4); *б* – суточные суммы компонентов теплового баланса на Западном плато: 5 – радиационный баланс; 6 – тепловой баланс; 7 – поток явного тепла; 8 – поток скрытого тепла; 9 – диффузия тепла в толщу снега; *в* – осреднённый за 20 сут. экспедиции суточный ход компонентов теплового баланса: 10 – радиационный баланс; 11 – тепловой баланс; 12 – поток явного тепла; 13 – диффузия тепла в толщу снега; 14 – поток скрытого тепла

Fig. 6. The structure of the heat balance:

a – radiation balance (1) and surface albedo (3) on the Western Plateau in comparison with the same values on Garabashi Glacier (2 and 4); *б* – daily sums of the components of the heat balance in the Western Plateau: 5 – radiation balance; 6 – heat balance; 7 – sensible heat flux; 8 – latent heat flux; 9 – heat diffusion into the snow; *в* – 20-day mean daily course of heat balance components: 10 – radiation balance; 11 – heat balance; 12 – sensible heat flux; 13 – heat diffusion into the snow; 14 – latent heat flux

оценка приближительна в силу погрешностей оценки плотности, формального исключения метелевого переноса на основании измерений по четырём вешкам, а также отсутствия оценок возгонки водяного пара во время метелей. Тем не менее, оценки весьма разумные. За этот же период в долине Баксана выпали обильные осадки: по данным метеостанции Терскол, их сумма за тот же промежуток времени достигла 100 мм.

За период с 4 июня по 17 июля растаяло 74 мм в.э. (или 49 см снежной толщи), однако из образовавшейся влаги испарилось лишь 12 мм. Оставшиеся 62 мм, по всей видимости, диффундировали в толщу снега, где снова замерзали, о чём, в частности, свидетельствует выделение тепла в приповерхностном слое снега в ночные часы (см. рис. 6, б). Таким образом, потери снега прежде всего связаны с испарением жидкой фазы, величина которого составила 12 мм за 20 сут. (или 0,6 мм/сут.).

Обсуждение результатов и заключение

Анализ крупномасштабных полей метеорологических величин показал, что вторая буровая экспедиция проходила на фоне состояния средней тропосферы, соответствующего норме (за исключением влагосодержания, которое существенно превышало средние многолетние значения). Это означает, что средние значения метеорологических величин, измеренных на Западном плато, характеризуют типичные гляциометеорологические условия высокогорных районов Кавказа на высоте около 5 000 м над ур. моря. Им соответствуют средние значения температуры в диапазоне $-3 \div -6$ °C, скорости ветра $6-11$ м/с, относительной влажности $60-90\%$. По итогам экспедиции сложно судить о типичности условий увлажнения: на фоне аномально высокого влагосодержания столба атмосферы отмечались обильные снегопады. Однако говорить об их экстремальности невозможно из-за отсутствия корректных данных по осадкам в архивах реанализа. Можно лишь утверждать, что в условиях достаточно интенсивной циклонической деятельности на Западном плато Эльбруса летом в течение трёх недель может выпадать порядка 150 мм осадков. Учитывая, что годовая аккумуляция на плато по керновым данным со-

ставляет около 1500 мм в.э., а также тот факт, что максимум осадков в регионе приходится на лето, эта оценка представляется правдоподобной и не выглядит как значительная аномалия. Метеорологические условия характеризуются очень высокой повторяемостью штормовых и ураганных ветров, которая достигает 2%, а также низовых метелей, которые представляют собой важный фактор перераспределения снега и влияния на величину потоков тепла и влаги. Вклад суточной изменчивости метеорологических величин в дисперсию примерно в 1,5 раза меньше, чем на уровне моря. Существенную роль в изменчивости метеорологического режима играют горно-долинная циркуляция (несмотря на большую высоту над уровнем моря) и мезомасштабная структура атмосферных фронтов.

В структуре теплового баланса снежной поверхности на Западном плато энергия таяния снега определяется исключительно радиационным балансом, средняя суточная сумма которого составляет в среднем $2,8$ МДж/м², что примерно в 3 раза меньше, чем на леднике Гарабаши на высоте 3800 м. Турбулентные потоки тепла и влаги в основном способствуют отводу тепла от поверхности, уменьшая энергию радиационного баланса почти вдвое. Прежде всего это касается потока скрытого тепла, суточная сумма которого составляет $-1,5$ МДж/м². Отметим, что похожая структура теплового баланса отмечена в области аккумуляции вулкана Килиманджаро, расположенного в совершенно иных климатических условиях [5]: по данным наблюдений, там над ледниковой поверхностью также преобладают отрицательные значения турбулентных потоков тепла и влаги (правда, их значения существенно выше: -75 Вт/м² для потока явного тепла и -40 Вт/м² для затрат тепла на испарение). В более поздней работе [6] компоненты теплового баланса оценивались на основе метода турбулентных пульсаций. Оказалось, что поток явного тепла в среднем составил -10 Вт/м², скрытого — порядка -35 Вт/м², потока тепла в толщу снега -20 Вт/м². Эти оценки близки к нашим оценкам по данным второй буровой экспедиции.

Важный результат — физически обоснованная оценка таяния снега: порядка 49 мм в.э. за весь период экспедиции. Большая часть талой воды диффундировала в толщу снега и повторно замёрзла, о чём свидетельствует выделение тепла

в слое снежного покрова до глубины 10 см, т.е. в случае Западного плато процесс таяния нельзя рассматривать как потерю массы в области аккумуляции. Незначительное убывание накопленного снега происходит за счёт испарения жидкой воды, которое составило за период экспедиции 12 мм в.э. (или примерно 0,6 мм/сут.). Интересно, что, согласно результатам, полученным в работе [6], величина среднего суточного испарения жидкой фазы на Килиманджаро – 0,7 мм/сут. Схожая структура теплового баланса позволяет предположить сходство метеорологических условий высокогорных зон, по крайней мере, от субтропических до субэкваториальных широт.

Учитывая, что устойчивый период положительного радиационного баланса на Кавказе на высоте 5 000 м продолжается в среднем 90 дней, можно предположить, что величина испарения жидкой фазы в среднем за год равна, как минимум, 45 мм, или 3% годовой аккумуляции, что в целом существенно. К данному значению можно относиться только как к предварительной информации. Строго оценить его точность пока невоз-

можно из-за отсутствия данных пульсационных измерений влажности и потока импульса. Дополнительный вклад, безусловно, вносит возгонка водяного пара во время сильных низовых метелей, которая наблюдается весь год и даёт больший вклад, чем испарение жидкой фазы. В будущем планируется оценить роль этого процесса.

Благодарности. Анализ результатов измерений и расчётов компонент теплового баланса на Западном плато Эльбруса выполнен в рамках Госзадания (тема № 0148-2019-0004), синоптический анализ и оценка типичности метеорологических условий – в рамках Госзадания AAAA-A16-116032810086-4.

Acknowledgments. Analysis of the measurements and calculations of the heat budget's components on the West Plateau of Elbrus was carried out as part of the State assignment (topic № 0148-2019-0004), a synoptic analysis and assessment of the typical weather conditions within the framework of the State assignment AAAA-A16-116032810086-4.

Литература

1. Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas // *Journ. of Hydrology*. 2003. V. 282, P. 104–115.
2. Wheler B.A., MacDougall A.H., Flowers G.E., Petersen E.I., Whitfield P.H., Kohfeld K.E. Effects of temperature forcing provenance and extrapolation on the performance of an empirical glacier-melt model // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014. V. 46. № 2. P. 379–393.
3. Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *Intern. Journ. of Climatology*. 2008. V. 28. P. 881–892.
4. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
5. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research*. 2004. V. 109. P. 1–13.
6. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.L., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 227–233.
7. Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. V. 108. № D22. P. 1–10.
8. You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.A., Yan Y., Behrawan H., Huang J. Relationship between temperature

References

1. Hock, R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*. 2003, 282: 104–115.
2. Wheler B.A., MacDougall A.H., Flowers G.E., Petersen E.I., Whitfield P.H., Kohfeld K.E. Effects of Temperature Forcing Provenance and Extrapolation on the Performance of an Empirical Glacier-Melt Model. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014, 46 (2): 379–393.
3. Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. *Intern. Journ. of Climatology*. 2008, 28: 881–892.
4. Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138 [In Russian].
5. Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journ. of Geophys. Research*. 2004, 109: 1–13.
6. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.L., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 227–233.
7. Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D22): 1–10.
8. You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.A., Yan Y., Behrawan H., Huang J. Relationship between temperature

- trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data // *Glob. Planet. Change*. 2010. V. 71. P. 124–133.
9. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.
 10. Mikhalevko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *Cryosphere*. 2015. V. 9. № 6. P. 2253–2270.
 11. Takeuchi M. Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport // *Journ. of Glaciology*. 1980. V. 26. P. 481–492.
 12. Sugiura K., Nishimura K., Maeno N., Kimura T. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow // *Cold Regions Science and Technology*. 1988. V. 27. P. 83–89.
 13. Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow // *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995. V. 68. № 1. P. 85–94.
 14. Bartelt P., Buser O., Sokratov S. A nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snowcovers // *Cold Regions Science and Technology*. 2004. V. 39. P. 219–242.
 15. Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // *Тр. Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг.* М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 350 с.
 16. Волошина А.П. Радиационные условия в период абляции // *Оледенение Эльбруса*. М.: изд. МГУ, 1968. С. 127–139.
 17. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Обнинск: ИГ-СОЦИН. 2009. 62 с.
 18. Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D6 4177), 4177. doi: 10.1029/2002JD002088.
 19. Poggi A. Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands) // *Journ. of Applied Meteorology*. 1977. V. 16. P. 48–55.
 20. Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54.
 - trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data. *Glob. Planet. Change*. 2010, 71: 124–133.
 9. Toropov P.A., Mihalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation conditions of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 65 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19 [In Russian].
 10. Mikhalevko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *Cryosphere*. 2015, 9 (6): 2253–2270.
 11. Takeuchi, M. Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport. *Journ. of Glaciology*. 1980, 26: 481–492.
 12. Sugiura K., Nishimura K., Maeno N., Kimura T. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow. *Cold Regions Science and Technology*. 1988, 27: 83–89.
 13. Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow. *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995, 68 (1): 85–94.
 14. Bartelt P., Buser O., Sokratov S.A. Nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snow covers. *Cold Regions Science and Technology*. 2004, 39: 219–242.
 15. Baranov S., Pokrovskaya T. The work of the EKNE meteorological group in 1935. *Trudy El'brusskoy ekspeditsii 1934 i 1935 gg.* The proceedings of the Elbrus expedition of 1934 and 1935. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936: 350 p. [In Russian].
 16. Voloshina A.P. Radiation conditions during ablation. *Oledenenie El'brusa*. Glaciation of Elbrus. М.: MGU, 1968: 127–139. [In Russian].
 17. *Nastavlenie po kratkosrochnym prognozam pogody obshchego naznacheniya. Federal'naya sluzhba po gidrometeorologii i monitoringa okruzhayushchey sredy (Rosgidromet)*. Manual on general short-term weather forecasts. Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Roshydromet). Obninsk: IG-SOCIN, 2009: 62 p. [In Russian].
 18. Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D6 4177), 4177. doi: 10.1029/2002JD002088.
 19. Poggi A. Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands). *Journ. of Applied Meteorology*. 1977, 16: 48–55.
 20. Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Evaluation of the components of the heat balance of the Djankuat glacier (Central Caucasus) during the period of ablation in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2018, 22 (4): 42–54. [In Russian].
 21. Oerlemans J. The Microclimate of Valley Glaciers. Utrecht University Press, Hetherlads. 2009: 138 p.

21. *Oerlemans J.* The Microclimate of Valley Glaciers. Utrecht University Press, Hetherlads, 2009. 138 p.
22. *Зилитинкевич С.С.* Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 290 с.
23. *Alekseychik P.K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.-S.* Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 3. P. 5836–5843. doi 10.1002/2017GL073884.
24. *Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 346 с.
25. *Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.* Моделирование таяния поверхности горного ледника // *Лёд и Снег*. 2011. Т. 116. № 4. С. 24–31.
26. *Takeuchi Y., Naruse R., Satow K., Ishikawa N.* Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere // *Global and Planetary Change*. 1999. V. 22. P. 201–208.
27. *Алешина М.А., Торопов П.А., Семенов В.А.* Изменение температурно-влажностного режима Черноморского побережья Кавказа в период 1982–2014 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 4. С. 41–53.
28. *Демченко П.Ф., Кислов А.В.* Стохастическая динамика природных объектов: броуновское движение и геофизические приложения. М.: ГЕОС, 2010. 190 с.
29. *Tarasova T.A., Fomin B.A.* The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models // *Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2007. V. 24. № 6. P. 1157–1162.
30. *Полюхов А.А., Чубарова Н.Е., Ривин Г.С.* Оценка качества расчета солнечной радиации в COSMO-RU по данным точных радиационных расчетов и измерений в Москве в безоблачных условиях // *Тр. Гидрометцентра*. 2017. № 364. С. 38–52.
22. *Zilitinkevich S.S.* *Dinamika pogranichnogo sloya atmosfery.* Dynamics of boundary layer of the atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 290 p. [In Russian].
23. *Alekseychik P.K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.-S.* Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex. *Geophys. Research Letters*. 2017, 3: 5836–5843. doi: 10.1002/2017GL073884.
24. *Kuz'min P.P.* *Protsess tayaniya snezhnogo pokrova.* Process of snow cover melting. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].
25. *Rec E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V.* Modelling of mountain glacier surface melting. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 116 (4): 24–31. [In Russian].
26. *Takeuchi Y., Naruse R., Satow K., Ishikawa N.* Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere. *Global and Planetary Change*. 1999, 22: 201–208.
27. *Aleshina M.A., Toropov P.A., Semenov V.A.* Temperature and humidity regime changes on the Black Sea Coast in 1982–2014. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018, 43 (4): 235–244.
28. *Demchenko P.F., Kislov A.V.* *Stokhasticheskaya dinamika prirodnikh ob'ektov: brounovskoe dvizhenie i geofizicheskie prilozheniya.* Stochastic dynamics of natural objects: Brownian motion and geophysical applications. M.: GEOS, 2010: 190 p. [In Russian].
29. *Tarasova T.A., Fomin B.A.* The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models. *Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2007, 24 (6): 1157–1162.
30. *Polyuhov A.A., Chubarova N. E., Rivin G.S.* Evaluation of the quality of calculation of solar radiation at COSMO-RU according to accurate radiation calculations and measurements in Moscow under cloudless conditions. *Trudy Gidromettsentra*. Proc. of the Hydrometeorological Center. 2017, 364: 38–52. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 504.06(571.56)

doi: 10.31857/S2076673420010024

Геохимия снежного покрова в зоне влияния запуска ракеты-носителя (Якутия)

© 2020 г. В.Н. Макаров^{1*}, Л.С. Волкова²¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия;²Республиканский информационно-аналитический центр экологического мониторинга, Якутск, Россия

*vnmakarov@mpi.ysn.ru

Geochemical properties of snow on the areas influenced by falling parts of the rocket carriers (Yakutia)

V.N. Makarov^{1*}, L.S. Volkova²¹Institute of Permafrost Studies, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia;²Republican Information and Analytical Center for Environmental Monitoring, Yakutsk, Russia

*vnmakarov@mpi.ysn.ru

Received September 23, 2018 / Revised February 26, 2019 / Accepted March 22, 2019

Keywords: areas of falling of rockets separated parts, ecologists, geochemistry, snow cover.

Summary

Results of ecological and geochemical study of snow cover on the areas of the fall of the separating parts of the launch vehicles Soyuz-2 are discussed. The territories are the Aldan and Vilyuysky districts of Yakutia. The state of the environment was investigated at the sites in both situations, i.e. before the launch and after the fall of the separating parts of the rocket carriers. The background chemical composition of the snow cover in these regions is hydrocarbonate and ultra-fresh with low concentrations of trace elements. After the launch and fall of the rocket stages, the total chemical composition of snow remained bicarbonate, but the content of the elements P, Fe, Sr, Pb and phenols increased on the territory of the Aldan district, while in the Vilyuysky districts increasing elements were Fe, Sr, Pb, Li, Al, Mn and phenols. Pollution of the snow cover with metals and organic compounds was revealed directly under the fragments of the rocket stages, however occurrence of this contamination was limited to the radius of influence no longer 100 m. The larger low-contrast technogenic anomalies were related to Pb and phenols. The qualitative and quantitative characteristics of technogenic anomalies did rapidly reduce with distance from fragments of the rocket carriers. When snow melts, the main part of the pollutants flows down over the frozen ground to the water streams and bodies, and that is why no contrasting technogenic lithochemical anomalies were found in the soils under the fragments. Thus, our results demonstrate that the negative environmental impact on the environment in the areas of falling fragments of the Soyuz-2 carrier is limited to boundaries of the local territory and does not present any significant hazard to the environment and the health of population.

Citation: Makarov V.N., Volkova L.S. Geochemical properties of snow on the areas influenced by falling parts of the rocket carriers (Yakutiya). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 77–84. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010024.

Поступила 23 сентября 2018 г. / После доработки 26 февраля 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: геохимия, районы падения отделяющихся частей ракет, снежный покров, экология.

В районах падения отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз-2» на территории Якутии исследован снежный покров на мониторинговых площадках до запуска и после падения отделяющихся частей ракеты-носителя, когда в снежном покрове формируются аномалии металлов и органических соединений. Негативное экологическое воздействие на природную среду в районах падения остатков ракеты ограничено локальными территориями.

Введение

Один из приоритетов современного общества — обеспечение экологической безопасности человека. Проблемам обеспечения экологиче-

ской безопасности ракетно-космической деятельности посвящён ряд исследований последних лет [1–3]. При запусках ракет происходит негативное воздействие на окружающую среду в основном в местах падения отделяющихся ча-



Рис. 1. Районы падения фрагментов ракеты-носителя на территории Якутии:

1 – граница Республики Саха (Якутия); 2 – районы падения фрагментов ракет: а – Алданский (район падения 983); б – Вилюйский (район падения 985)

Fig. 1. The areas of the fall of rocket fragments on the territory of Yakutia:

1 – the border of the Republic (Sakha) of Yakutia; 2 – areas of falling of rocket fragments: а – Aldan (district of falling 983); б – Vilyuysky (district of falling 985)

стей ракет. Районы падения отделяющихся частей ракеты-носителя (ОЧРН) расположены в таёжной местности, далеко от населённых пунктов. Для таких районов характерны: засорение территории фрагментами отделяющихся частей ракеты; локальная техногенная трансформация ландшафтов; загрязнение атмосферы, водных объектов и почвы компонентами ракетного топлива и продуктами его сгорания [3]. Трасса для выведения космических аппаратов на солнечно-синхронную орбиту с углом наклона 98° при запусках с космодрома «Восточный» проходит над Амурской областью и Республикой Саха (Якутия). На территории Якутии эпизодически используют три района падения ОЧРН «Союз-2»: 983 – для приёма головного обтекателя в Алданском районе и 985 – для приёма центрального блока и хвостового отсека третьей ступени ракеты-носителя на территории Вилюйского и Кобяйского районов. Падение отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз-2» с космодрома «Восточный» на территории Якутии вызывает закономерную тревогу общественности.

В статье рассматриваются последствия падения ОЧРН на химический состав снежного покро-

ва в Алданском и Вилюйском районах до запуска и после падения отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз-2» (рис. 1). Район падения 983 представляет собой эллипс с размерами большой оси 45 км и малой 25 км; район падения 985 имеет размеры соответственно 75 и 50 км. В 2018 г. Республиканским информационно-аналитическим центром экологического мониторинга Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия) совместно с научными учреждениями республики, Институтом водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул), представителями муниципальных образований и Общественного экологического комитета «Вилюй» проведено пред- и после-пусковое экологическое обследование в районах падения ОЧРН ракеты-носителя «Союз-2».

Материалы и методы исследования

Экологическая ситуация в районах падения ОЧРН исследовалась на основе сравнения геохимических данных, полученных до и после падения отделяющихся частей ракеты-носителя. Эколого-геохимическое обследование снежного покрова в районах падения выполнено на территории мониторинговых площадей, охватывающих полностью районы падения 983 (площадь около 880 км^2) и 985 (площадь около 2900 км^2), а также непосредственно на участке обнаружения фрагмента третьей ступени ракеты-носителя на территории района падения 985. До запуска ракеты-носителя «Союз-2» было отобрано девять проб снега в районе 983 (26.01.18 г.) и восемь проб в районе 985 (29.01.18 г.). После падения ОЧРН в тех же районах отобрано соответственно 22 и 11 проб снега (1–6.02.18 г.).

Объединённую пробу получали смешиванием пяти образцов керна снега. В пунктах наблюдений измерены толщина и плотность снега, определён водный эквивалент снежного покрова. Толщина снежного покрова ввиду антициклонального режима погоды сравнительно невелика – 20–25 см. Плавление снега проведено в лаборатории при комнатной температуре непосредственно перед анализом. Аналитические исследования выполнены в аккредитованных лабораториях Республиканского информационно-аналитического центра экологического мониторинга и Института мерзлотоведения СО РАН.

Пробы талой снеговой воды исследовались на содержание: макрокомпонентов, биогенных элементов (фосфаты, аммоний, нитрит- и нитрат-ионы), общего железа, рН, Eh; органических загрязнителей – нефтепродукты (НП), фенолы (Ф), бенз(а)пирен (БП); микроэлементов – Sr, Li, F, Cu, Zn, Mn, Al, Cd, Ni, Pb. Определение контролируемых геохимических показателей выполнено современными методами (потенциометрический, капиллярный электрофорез, фотометрический, флуориметрический, атомно-абсорбционный и жидкостной метод хроматографии), внесёнными в Государственный реестр методик, допущенных для государственного и производственного экологического контроля. Экологическая оценка содержания компонентов в снежном покрове проведена по санитарным нормам для природных вод: рыбохозяйственных – ПДК_{рх} и санитарно-гигиенических – ПДК_{гг}.

Результаты и обсуждение

Для снежного покрова всех типов среднетаёжных мерзлотных ландшафтов Якутии, распространённых в районах исследований, характерно идентичное соотношение главных ионов: $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$; $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+$ [4]. Падение отделяющихся частей ракеты-носителя на территории Вилюйского и Алданского районов Якутии не привело к трансформации макрокомпонентного состава снежного покрова. Минерализация талых снеговых вод очень низкая – 4–9 мг/л. Величина рН колеблется в диапазоне 5,35–7,01 и соответствует значениям незагрязнённых атмосферных осадков [5–9]. По соотношению главных ионов снеговые воды относятся к гидрокарбонатно-магниевым-кальциевым. В то же время наблюдаются существенные изменения в химическом составе снежного покрова, связанные с повышением концентрации органических соединений (нефтепродуктов, фенолов) и комплекса микроэлементов (табл. 1).

Состав геохимических аномалий, образовавшихся в снежном покрове районов мониторинга после падения ОЧРН, и степень их контрастности обнаруживают как сходство, так и различия, что определяется различным составом фрагментов: район падения 983 – головной обтекатель, а район падения 985 – центральный блок и хвостовой отсек.

Общее для районов мониторинга – повышение содержания в снежном покрове после падения ОЧРН таких компонентов, как фенолы, Fe, Sr и Pb. Индивидуальные черты загрязнения отмечаются в возникновении аномалий фосфатов в Алданском районе (район падения 983) и широкой гаммы компонентов Li, Al, Mn и, возможно, Cd в Вилюйском районе (район падения 985). Присутствие слабоаномальных концентраций Li, Mn и Cd в снежном покрове отмечалось и ранее при выполнении экологического мониторинга района 985 в 2016 г. [1].

Для оценки влияния падения ОЧРН на химический состав снежного покрова в Вилюйском районе отобраны пробы снега непосредственно под обломками третьей ступени ракеты-носителя и на удалении 10 и 100 м от фрагмента (табл. 2). Непосредственно под фрагментами ОЧРН в снежном покрове наблюдаются аномальные концентрации 11 компонентов: Sr, K, Cu, Zn, Al, Cd, Ni, Pb, БП, Ф, НП, причём дальнейшего рассеяния не наблюдается у таких металлов, как Sr, Zn, Ni. На удалении 10 м установлены аномальные концентрации восьми компонентов: F, K, Cu, Mn, Al, Pb, Ф, НП, а на расстоянии 100 м – только четырёх: Pb, БП, Ф, НП. Максимальное рассеяние характерно для органических соединений (Ф, НП) и свинца.

Концентрация фенолов в снежном покрове у фрагментов ОЧРН составляет 0,0031 мг/л, что в 10 раз выше фоновых значений (0,0013 мг/л), и остаётся относительно постоянной на расстоянии 10 м – 0,0036 и 100 м – 0,0028 мг/л. Если предположить, что содержание фенолов будет и дальше равномерно снижаться по мере удаления от места падения фрагментов, то уровень значений санитарных норм (ПДК_{рх} = 3 мг/л) будет достигнут на расстоянии 300–350 м (рис. 2), а площадь загрязнения составит 0,283 км². Концентрация нефтепродуктов в снежном покрове резко понижается с удалением от фрагментов ОЧРН: у обломков – 0,064, на расстоянии 10 м – 0,047, 100 м – 0,028 мг/л. Однако и на расстоянии 100 м концентрация нефтепродуктов остаётся ещё высокой и может достигать фоновых значений – 0,023 мг/л на удалении около 220 м от фрагментов ОЧРН, а площадь загрязнения можно оценить в 0,152 км² (рис. 3). Непосредственно у фрагментов концентрация нефтепродуктов превышает рыбохозяйственные санитарные нормы, но уже на расстоянии 10 м становится ниже ПДК_{рх}.

Таблица 1. Среднее содержание компонентов в снежном покрове на территории мониторинговых площадей, мг/л

Компоненты*	Алданский район (район падения 983)		Вилуйский район (район падения 985)	
	до запуска ракеты-носителя «Союз-2»	после падения ОЧРН	до запуска ракеты-носителя «Союз-2»	после падения ОЧРН
	26.01.2018 г.	01.02.2018 г.	29–30.01.2018 г.	01–06.02.2018 г.
pH	5,86	5,78	6,01	6,00
Eh	571	558	572	572
M	6,21	6,34	7,69	7,20
Sr	0,002	0,008	0,008	0,013
Li	0,0012	0,0016	0,0010	0,0010
F	0,018	0,020	0,036	0,016
P	0,004	0,079	0,158	0,072
Ca	0,85	0,79	1,09	0,98
Mg	0,57	0,53	0,71	0,68
Na	0,30	0,32	0,37	0,32
K	0,13	0,08	0,14	0,13
NH ₄	0,11	0,04	0,09	0,08
HCO ₃	5,42	5,61	7,23	6,93
SO ₄	0,36	0,25	0,36	0,32
Cl	0,39	0,29	0,47	0,30
NO ₂	0,02	0,01	0,02	0,02
NO ₃	0,62	0,44	0,59	0,61
Fe	<0,050	0,055	<0,050	0,054
Cu	0,0012	0,0015	0,0013	0,0016
Zn	0,0045	0,0031	0,0057	0,0037
Mn	0,0066	0,0048	0,004	0,0117
Al	0,011	0,0126	<0,010	0,0166
Cd	0,00007	0,00005	<0,0001	<0,0001
Ni	0,00141	0,0016	0,0014	0,0016
Pb	0,00088	0,0021	0,0022	0,0027
Ф	0,0009	0,0018	0,0013	0,0025
НП	0,026	0,036	0,023	0,029
БП	Не опр.	0,00104	Не опр.	0,0004

*В табл. 1–4: Ф – фенолы; НП – нефтепродукты; БП – бенз(а)пирен.

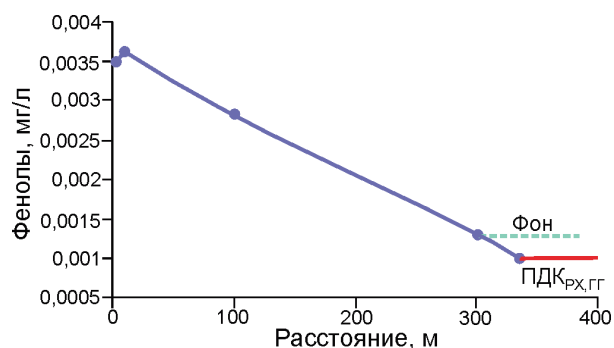


Рис. 2. Изменение концентрации фенолов в снежном покрове на удалении от фрагментов отделяющихся частей ракеты-носителя (район падения 985, на рис. 1, б): Предельно-допустимая концентрация для природных вод: ПДК_{ГГ} – гигиеническая; ПДК_{РХ} – рыбохозяйственная

Fig. 2. Changes in the concentration of phenols in the snow cover at a distance from fragments of the separating parts of the launch vehicles fall region (district of falling 985, in Fig. 1, б).

Maximum permissible concentration for natural waters: ПДК_{ГГ} – hygienic; ПДК_{РХ} – fishery

Максимальные значения концентрации свинца (0,059 мг/л) в снежном покрове наблюдаются непосредственно у фрагментов ОЧРН, где они в 2–6 раз превышают как гигиенические (ПДК_{ГГ}), так и рыбохозяйственные (ПДК_{РХ}) нормы для природных вод и в 27 раз выше фоновых значений (см. табл. 2). В 10 м от обломков содержание Рb снижается почти на порядок (до 0,0052 мг/л), выходит за пределы санитарных норм и остаётся практически на этом уровне, слабо понижаясь до 0,0049 мг/л в 100 м от обломков ракеты. По расчётам, концентрация Рb может снизиться до уровня санитарных норм примерно в 900 м от фрагмента ОЧРН (рис. 4). Экологически значимый уровень загрязнения снежного покрова нефтепродуктами и свинцом, превышающий санитарные нормы, установлен непосредственно у фрагмента ОЧРН и ограничивается площадью около 300 м².

Ряды контрастности, превышения максимального содержания в снежном покрове вбли-

Таблица 2. Содержание компонентов в снежном покрове на участке падения фрагмента отделяющихся частей ракеты-носителя (район падения 985), мг/л

Компоненты	Под фрагментом отделяющихся частей ракеты-носителя	В 10 м к северу от района падения	В 100 м к северу от района падения	Фон
Минерализация	8,46	7,31	11,77	7,69
Sr	0,40	0,001	0,001	0,008
F	0,002	0,035	0,016	0,036
K	0,20	0,20	0,10	0,14
Cu	0,0021	0,0015	< 0,0010	0,0013
Zn	0,0450	< 0,0050	< 0,0050	< 0,005
Mn	0,0077	0,0118	0,00279	0,0031
Al	0,0282	0,0154	< 0,010	< 0,010
Cd	0,0010	0,0001	< 0,0001	< 0,0001
Ni	0,0025	0,0011	0,0014	0,0014
Pb	0,0590	0,0052	0,0049	0,0022
Ф	0,0031	0,0036	0,0028	0,0013
НП	0,0640	0,0470	0,0282	0,0230
БП	0,0009	< 0,0005	0,0009	< 0,0005

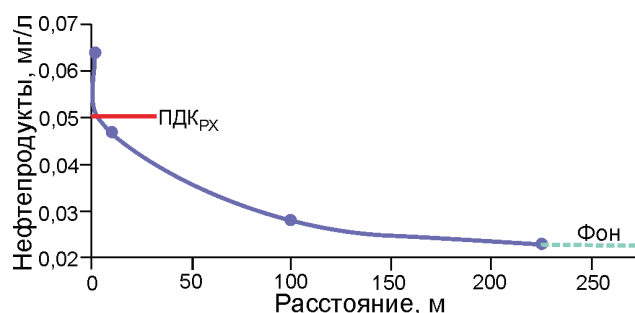


Рис. 3. Изменение концентрации нефтепродуктов в снежном покрове на удалении от фрагментов отделяющихся частей ракеты-носителя (район падения 985, на рис. 1, б)

Fig. 3. Changes in the concentration of oil in the snow cover at a distance from fragments of separating parts of launch vehicles (district of falling 985, in Fig. 1, б)

зи фрагментов ОЧРН, по сравнению с фоновыми показателями и санитарными нормами (ПДК) приведены в табл. 3. Непосредственно у фрагментов загрязнение снега очень высокое и достигает трёх–четырёх порядков над фоновыми показателями для нефтепродуктов и Cd и в 2–6 раз выше санитарных норм для фенолов, Pb, Zn и Cu, однако уже на удалении 10 м концентрация этих компонентов снижется до фоновой. На расстоянии 100 м от фрагмента превышение санитарных норм в 2,8 раза свойственно только фенолам. Присутствие фенолов в снежном покрове, вероятно, вызвано не только техногенными, но и природными процессами. К естественным источникам относится поступление фенола

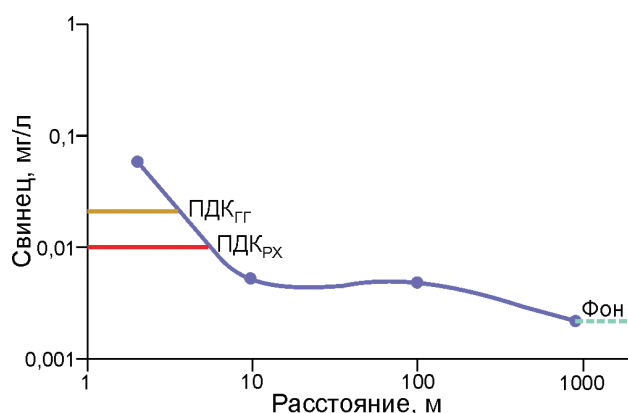


Рис. 4. Изменение концентрации Pb в снежном покрове на удалении от фрагментов отделяющихся частей ракеты-носителя (район падения 985, на рис. 1, б)

Fig. 4. Changes in Pb concentration in snow cover at a distance from fragments of separating parts of launch vehicles (district of falling 985, in Fig. 1, б)

с частицами пыли и с выделениями в атмосферу растительностью вместе с другими органическими соединениями [10]. Значительно загрязняется атмосфера фенолами и при лесных пожарах.

Экологически значимое загрязнение снежного покрова (атмосферы) на участках падения фрагментов ракет в основном ограничивается радиусом влияния около 100 м (~0,03 км²). Более обширные малоконтрастные техногенные аномалии, обусловленные выпадением свинца, фенолов и возможно бенз(а)пирена, распространяются на площади до 5 км². Для оценки количества загрязнителей в снежном покрове у

Таблица 3. Ряды контрастности геохимических аномалий в снежном покрове по сравнению с фоном и санитарными нормами (район падения 985)*

Ряды контрастности ($C_{\max}/\text{Фон}$)	
НП, Cd(5000) > K(30) > Mn(20) > Ca(17) > Mg(13) > Sr, Cl(10) > Ba, N(8) > Al, Pb, S(0,9)	
Ряды контрастности ($C_{\max}/\text{ПДК}$)	
ПДК _{ГГ}	БП(174) > Ф(3,1) > Pb(2) > Cd(0,96) > Al, Sr, Zn, Ni, НП(0,0n) > Mn, Cu(0,00n)
ПДК _{РХ}	Pb(5,9) > Zn(4,5) > Ф(3,1) > Cu(2,1) > НП(1,3) > Mn(0,8) > Ni(0,25) > K(0,004)

* $C_{\max}$ — максимальное содержание; в скобках — контрастность аномалий.

фрагмента ОЧРН и за их пределами была рассчитана плотность накопления химических компонентов Q по формуле

$$Q = 10^{-2} c P, \text{ мг/м}^2,$$

где c — концентрация компонента, мг/л; P — влагозапас, мм.

Плотность накопления химических компонентов в снежном покрове оценена на участке падения ОЧРН непосредственно под фрагментом (обломки центрального блока и хвостового отсека третьей ступени ракеты-носителя) и на удалении в 10 и 100 м (средняя плотность — 0,134 г/см³, влагозапас — 40 мм), а также по фоновым пробам, отобранным в пределах мониторинговой площадки (табл. 4). Наиболее обширный комплекс аномальных компонентов и максимальная их контрастность свойственны снежному покрову непосредственно у фрагмента ОЧРН. На расстоянии 100 м от обломков по максимальной контрастности плотности накопления в снежном покрове химические компоненты образуют следующую группу (в скобках дана контрастность аномалий относительно фона): БП (9,5) > Ф, Pb (2,2) > НП (1,3) > Zn, Mn, Al, Cd, Ni (1). По расчётам, общий объём компонентов, концентрация которых в снежном покрове превышает санитарные нормы и для которых определён радиус влияния (фенолы, нефтепродукты и свинец), в контуре ореолов загрязнения непосредственно у фрагмента ОЧРН составляет: фенолы — 31, нефтепродукты — 2,4, свинец — 0,06 г. Экологически значимые концентрации этих загрязнителей будут рассеяны на площади от 300 м² до 0,28 км².

На территории района падения 985 обнаружено восемь обломков ОЧРН, и если допустить, что концентрация компонентов в снежном покрове и площадь их воздействия примерно такие, как и на изученном фрагменте, то суммарный

объём выпавших загрязнителей составит: фенолы — 248, свинец — 0,5, нефтепродукты — 27 г. При этом максимальная площадь загрязнения у свинца будет 2,24 км², примерно 0,08% территории района падения 985 (2900 км²). Такое количество загрязнителей существенно не повлияет на экологическое состояние почв и природных вод. Основная масса растворимых форм химических элементов в снежном покрове при его таянии не попадает в почвы, а стекает по ещё мёрзлому почвенному покрову [7] в водоёмы и водотоки. При таянии снега непосредственно перед разрушением снежного покрова вымываются 30–70% ионов [8], поэтому в почвах под фрагментами отделяющихся частей ракет не образуется контрастных, многокомпонентных и обширных техногенных литохимических аномалий. По данным авторов настоящей статьи, уже на расстоянии 10–50 м от обломков ступеней ракет концентрация загрязнителей в почвах не превышает санитарных норм. Тем не менее, участки локальных литохимических аномалий должны быть ликвидированы (санитированы) в летнее время одновременно с удалением фрагментов ОЧРН.

В водотоках и водоёмах, особенно в небольших озёрах, возможно формирование малоконтрастных и малопротяжённых гидрогеохимических аномалий, не угрожающих существенно окружающей среде [1]. Основные объёмы загрязнителей, накопившихся в снежном покрове (менее 1 кг), будут стекать в р. Тюнг, дренирующую район падения ОЧРН, и будут разбавлены до исчезающе малых величин при среднесуточном расходе реки в весеннее половодье 1090 м³/с [11]. Таким образом, негативные последствия на природную среду отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз-2» (районы падения 983 и 985) на территориях Алданского и Вилуйского районов незначительны и не представляют опасности для окружающей среды и

Таблица 4. Плотность накопления компонентов в снежном покрове на участке падения отделяющихся частей ракеты-носителя (район падения 985), мг/м²

Компоненты	Под фрагментом отделяющихся частей ракеты-носителя	В 10 м к северу от района падения	В 100 м к северу от района падения	Фон
Минерализация	34 010	29 390	47 320	30 918
Sr	1610	4	4	32
F	8	141	64	144
K	800	800	400	560
Cu	8	6	4	5
Zn	181	4	4	4
Mn	31	47	11	12
Al	113	62	20	20
Cd	3,9	0,4	0,2	0,2
Ni	10	4,5	5,5	5,5
Pb	237	21	20	9
Ф	12,5	14	11	5
НП	257	189	113	90
БП	3,5	0,4	3,8	0,4

здоровья населения. Этот вывод совпадает с данными долгосрочного (2006–2014 гг.) экологического мониторинга падения отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз» на территории Северного Урала [9].

Выводы

По химическому составу снежный покров Алданского и Вилюйского районов Республики Саха (Якутия) за пределами падения отделяющихся частей ракеты-носителей – гидрокарбонатный, с очень низкой минерализацией (4–9 мг/л). После падения ступеней ракет макрокомпонентный химический состав снежного покрова в этих районах остался прежним, но изменился микрокомпонентный состав. На территории Алданского района установлено превышение фоновых показателей в снежном покрове по Fe, Pb и фенолам, а на территории Вилюйского – по Li, Fe, Al, Mn и фенолам. Эти отличия связаны с различным составом отделяющихся частей ракеты-носителя в районах 983 и 985.

Снег непосредственно под фрагментом отделяющихся частей (район 985) обогащён комплексом металлов и органическими соединениями. Непосредственно у фрагмента в снежном покрове наблюдаются аномальные концентрации 11 компонентов. Их качественные и количественные характеристики быстро снижаются с удалением от фрагментов отделяющихся частей.

Непосредственно под фрагментами (район 985) в снежном покрове наблюдаются превышения гигиенических ПДК_{гг} природных вод по бенз(а)пирену (в 174 раза), фенолам и свинцу (в 2–3 раза), а рыбохозяйственных ПДК_{рх} – по Pb, Zn, Cu и фенолам (в 2–6 раз).

Загрязнение атмосферы на участках падения ступеней ракет (районы 983 и 985) в основном ограничивается радиусом до 100 м. Более обширные малококонтрастные техногенные аномалии связаны с выпадением свинца, фенолов и, возможно, бенз(а)пирена. Основная масса запаса растворимых форм химических элементов при таянии снега стекает по мёрзлому почвенному покрову в водоёмы и водотоки, поэтому в почвах под фрагментами отделяющихся частей ракеты образуются локальные слабококонтрастные техногенные литохимические аномалии, которые подлежат ликвидации. Несмотря на относительно высокое содержание органических соединений и ряда токсичных элементов около фрагментов ракеты, незначительное их количество в контуре аномалий не представляет собой существенной угрозы водным системам. В водоёмах и водотоках возможно формирование малококонтрастных и малопротяжённых техногенных гидрогеохимических аномалий. В целом негативные последствия на природную среду отделяющихся частей ракеты-носителя «Союз-2» (районы 983 и 985) в районах падения на территории Алданского и Вилюйского районов Республики Саха (Якутия) не опасны для окружающей среды и здоровья жителей.

Литература

References

1. Балькин С.Н. Эколого-геохимическая оценка РП 985 до и после пуска РН «Союз-2.1а» с космодрома «Восточный» // Приоритетные задачи обеспечения безопасности и экологического сопровождения пусков РН типа «Союз», направления их реализации. Барнаул: Ин-т водных и экологич. проблем СО РАН, 2017. С. 99–108.
2. Кожевников А.Ю., Боголицын К.Г., Косяков Д.С., Ульяновский Н.В., Кошелева А.Е. Экологический мониторинг районов падения отделяющихся частей ракет в Арктических и Субарктических территориях // Вестн. Северного (Арктического) федерального ун-та. Сер. Естественные науки. Науки о Земле. 2013. № 3. С. 24–32.
3. Касимов Н.С., Кондратьев А.Д., Королева Т.В., Кречетов П.П., Неронов В.В., Попик М.В., Смоленков А.Д., Фадеев А.С., Черницова О.В., Шпигун О.А. Экологический мониторинг ракетно-космической деятельности. Принципы и методы. М.: РЕСТАРТ, 2011. 469 с.
4. Макаров В.Н. Геохимия снежного покрова таёжных и горных мерзлотных ландшафтов Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 73–80.
5. Макаров В.Н., Федосеев Н.Ф., Федосеева В.И. Геохимия снежного покрова Якутии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1990. 152 с.
6. Контроль качества воды. М.: Стандартиформ, 2010. 944 с.
7. Нормативно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 24. Якутская АССР. Кн. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 607 с.
8. Маркова С.А., Макаров В.Н. Трансформация химического состава снежного покрова в зимний период // Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: технология, климат и экология. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. С. 46–50.
9. Большаков В.Н., Кузнецова И.А. Экологический мониторинг в районе падения отделяющихся частей ракет-носителей «Союз» на территории Северного Урала // Биосфера. 2015. Т. 7. № 2. С. 169–180.
10. Макаров В.Н. Ионы органических карбоновых кислот (формиат, ацетат и оксалат) в снежном покрове мерзлотных ландшафтов бореальной зоны Восточной Сибири // Геохимия. 2018. № 6. С. 594–602.
11. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. РСФСР. Вып. 16. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 595 с.
1. Balykin S.N. Ecological and geochemical assessment of FR 985 before and after the launch of the Soyuz-2.1a rocket launcher from the Vostochny cosmodrome. *Prioritetnye zadachi obespecheniya bezopasnosti i ekologicheskogo soprovozhdeniya puskov RN tipa «Soyuz», napravleniya ikh realizatsii*. Priority tasks of safety and environmental support of launches of the Soyuz type LV, directions for their implementation. Barnaul: IWEP SB RAS, 2017: 99–108. [In Russian].
2. Kozhevnikov A.Yu., Bogolitsyn K.G., Kosyakov D.S., Ulyanovskiy N.V., Kosheleva A.E. Ecological monitoring of areas of falling of detachable parts of missiles in the Arctic and Subarctic territories. *Vestnik Severnogo (Arkticheskogo) federalnogo universiteta. Ser: Estestvennye nauki. Nauki o Zemle*. Bulletin of the Northern (Arctic) Federal University. Series: Natural Sciences. Earth Sciences. 2013, 3: 24–32. [In Russian].
3. Kasimov N.S., Kondratiev A.D., Koroleva TV, Krechetov P.P., Neronov V.V., Popik M.V., Smolenkov A.D., Fadeev A.S., Chernitsova O.V., Shpigun O.A. *Ekologicheskiy monitoring raketno-kosmicheskoy deyatel'nosti. Printsipy i metody*. Environmental monitoring of rocket and space activities. Principles and methods. Moscow: RESTART. 2011: 469 p. [In Russian].
4. Makarov V.N. Geochemistry of snow cover in taiga and mountainous frozen landscapes of Yakutia. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2014. № 1 (125): 73–80. [In Russian].
5. Makarov V.N., Fedoseev N.F., Fedoseeva V.I. *Geokhimiya snezhnogo pokrova Yakutii*. Geochemistry of Yakutia snow cover. Yakutsk: Institute of Permafrost, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1990: 152 p. [In Russian].
6. *Kontrol' kathestva vody*. Water quality control. Moscow: Standartinform, 2010: 944 p. [In Russian].
7. *Normativno-prikladnoy spravochnik po klimatu SSSR. Serya 3. Mnogoletnie dannye, chasty 1–6. Vypusk 24. Yakutskaya ASSR. Kniga 1*. Normative-applied reference book on climate of the USSR. Series 3. Perennial data, parts 1–6. Release 24. Yakut ASSR. Book 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989: 607 p. [In Russian].
8. Markova S.A., Makarov V.N. Transformation of the chemical composition of snow cover in the winter. *Snezheniy pokrov, atmosferynye osadki, aerizoli: tekhnologiya, klimat i ekoogiya*. Snow cover, precipitation, aerosols: technology, climate and ecology. Irkutsk: Publishing house INRTU, 2018: 46–50. [In Russian].
9. Bolshakov V.N., Kuznetsova I.A. Environmental monitoring in the area of the fall of separating parts of the Soyuz launch vehicles on the territory of the Northern Urals. *Biosfera*. Biosphere. 2015, 7 (2): 169–180. [In Russian].
10. Makarov V.N. Formate-, acetate- and oxalate ions organic carboxylic acid in the snow cover permafrost landscapes boreal Eastern Siberia. *Geochemistry International*. 2018, 56 (6): 608–615.
11. *Gosudarstvennyi vodnyi kadastr. Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi*. Government water cadastre. Long-term data on regime and resources of surface land water. V. 1. RSFSR. Is. 16. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 595 p.

Химический состав приземного атмосферного аэрозоля в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген) по результатам многолетних исследований

© 2020 г. Л.П. Голобокова^{1*}, Т.В. Ходжер¹, Д.Г. Чернов², О.Р. Сидорова³,
О.И. Хуриганова¹, Н.А. Онищук¹, Н.А. Жученко¹, И.И. Маринайте¹

¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия; ²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия;

³Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*lg@lin.irk.ru

Chemical composition of the near-surface atmospheric aerosol in Barentsburg (Svalbard) based on the long-term observations

L.P. Golobokova^{1*}, T.V. Khodzher¹, D.G. Chernov², O.R. Sidorova³, O.I. Khuriganova¹,
N.A. Onischuk¹, N.A. Zhuchenko¹, I.I. Marinaite¹

¹Limnology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; ²Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia; ³Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*lg@lin.irk.ru

Received February 13, 2019 / Revised May 7, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Arctic, atmospheric aerosol, Barentsburg, chemical elements, gaseous impurities, ions.*

Summary

The chemical composition (ions, elements, polycyclic aromatic hydrocarbons) of aerosol and gaseous impurities (SO₂, HNO₃, HCl, NH₃) in the surface layer of the atmosphere in Barentsburg, located on the Western Svalbard island (Svalbard archipelago), is analyzed. Atmospheric aerosol and gaseous impurities brought to the Arctic from middle latitudes and deposited on snow and ice not only interact with various natural objects, but also spread to long distances with melting dirty snow and ice. Air sampling was carried out following to methodology adopted by the international networks of the atmospheric monitoring programs in South-East Asia (EANET) and Europe (EMEP). In 2011–2015, the observations of the chemical composition of the atmospheric ground layer were performed daily during the light season (April–September), and monthly from April 2016 to 2018. The largest total ion concentrations were observed in 2011–2012. Seasonal variability of ion concentrations in the aerosol was characterized by high values in the cold period (October–February) and low values in the warm one (May–June). High values of the coefficient of correlation between ions Na⁺ and Cl[−] ($r = 0,93$) as well as between Mg²⁺ and Cl[−] ($r = 0,81$) throughout the year show that the main source of the aerosol is the sea surface. The significant correlation between ions K⁺, NO₃[−], NH₄⁺, SO₄^{2−}, K⁺, SO₄^{2−} in the polar night point to the influence of local sources: coal mining at the mine and its combustion at thermal power plants. Emission of polycyclic aromatic hydrocarbons and the gaseous impurities (SO₂, HNO₃) into the atmosphere, especially during the polar night, is also influenced by local sources. Among the elements the maximum enrichment of the aerosol was revealed for As, Cr, Zn, Mo, Cd, Sn, Sb, W, and Pb with a low content of Cd, Sn, Sb, W, and Pb in the coal, sludge and on the underlying surface. On the basis of the elemental composition of the aerosol and the back-trajectory analysis, it was shown that the air masses enriched in heavy metals come to the area of the Barentsburg settlement from middle latitudes.

Citation: Golobokova L.P., Khodzher T.V., Chernov D.G., Sidorova O.R., Khuriganova O.I., Onischuk N.A., Zhuchenko N.A., Marinaite I.I. Chemical composition of the near-surface atmospheric aerosol in Barentsburg (Svalbard) based on the long-term observations. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 85–97. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010025.

Поступила 13 февраля 2019 г. / После доработки 7 мая 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *Арктика, атмосферный аэрозоль, Баренцбург, газообразные примеси, ионы, ПАУ, химические элементы.*

Прослежена межгодовая (2011–2017 гг.) и сезонная (2016–2018 гг.) изменчивость компонентов химического состава (ионы, элементы, полициклические ароматические углеводороды) атмосферного аэрозоля и газообразных примесей (SO₂, HNO₃, HCl, NH₃) в приземной атмосфере западной части Российской Арктики (пос. Баренцбург на Шпицбергене).

Введение

Наиболее динамичная компонента в цепи глобального переноса веществ через атмосферу — аэрозоль. Ледяной покров Арктики слу-

жит своеобразным аккумулятором аэрозольного вещества. Вещества, поступающие с аэрозолем на подстилающую поверхность, могут сохраняться в снежном и ледниковом покровах долгие годы и предоставлять уникальную ин-

формацию о палеоклиматической периодизации, катастрофических событиях Земли и антропогенном воздействии как в прошлом, так и в настоящем. Так, исследование ледяных кернов Гренландии позволило обнаружить не только следы извержений вулканов Лаки (1783 г., Исландия) и Тамбора (1815 г., Индонезия), но и радиоактивные отходы термоядерных испытаний (1952–1954 гг., США; 1961–1962 гг., Россия) [1]. Важное звено в изучении процессов в полярных регионах, влияющих на климатические и экологические изменения, — мониторинговые исследования, позволяющие количественно оценить не только фоновое состояние окружающей среды, в том числе и атмосферы, но и её состояние в результате антропогенного воздействия. Такое сочетание чистых территорий, не тронутых окружающей средой, и промышленных районов характерно для архипелага Шпицберген.

Наши исследования проводились в пос. Баренцбург, расположенном на западном побережье залива Грэнфьорд о. Западный Шпицберген (78°04' с.ш., 13°14' в.д.). В зал. Грэнфьорд большую часть года преобладают юго-восточные и южные ветры, а в июле и августе — северные и северо-западные. Часто, особенно в январе–феврале и мае–июне, на архипелаге бывают штили, способствующие накоплению примесей в атмосфере. В течение всего года наблюдается высокая относительная влажность (83% зимой и 87% летом) [2]. Первые представления о химическом составе атмосферного аэрозоля на Шпицбергене, полученные на территории Норвежского научно-исследовательского центра в Нью-Олесунне, датируются концом 1970-х годов [3]. В составе аэрозоля определены концентрации главных ионов (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , NH_4^+) и некоторых элементов (Ti, Cr, Mn, Ca, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni). В последующие годы список измеряемых параметров расширился и начались регулярные многолетние мониторинговые наблюдения на стационарных станциях [4].

Несмотря на свою удалённость от промышленных районов Европы и Америки, архипелаг Шпицберген подвержен антропогенному влиянию. Одна из основных нагрузок, влияющих на природу архипелага, — добыча угля. Районы с отвалами горной породы угледобывающей промышленности, расположенные в окрестностях

посёлка, способствуют деградации растительного покрова и выветриванию горных пород, что вызывает эрозию поверхности [5]. Источником пылевых и сажевых частиц при соответствующем направлении и скорости ветра становятся участки складирования добытого угля и не покрытая снегом подстилающая поверхность. На юго-западной окраине посёлка находится теплоэлектростанция (ТЭС).

В последнее время нагрузка на экосистему острова возросла за счёт туристической индустрии, развивается и морской порт. Значимую роль в загрязнении атмосферы архипелага оказывают круизные суда. Как показано в [6], в атмосфере Нью-Олесунна во время присутствия судов концентрации Ca^{2+} в аэрозоле увеличивались в среднем в 10 раз, K^+ — в 5 раз, SO_4^{2-} — в 3 раза. В 2002–2010 гг. Северо-Западный филиал Научного производственного объединения «Тайфун» проводил исследования состава атмосферы в районе пос. Баренцбург и прилегающей акватории зал. Грэнфьорд. Получены представительные материалы, отражающие многолетнюю и сезонную изменчивость диоксида серы, азота, оксида углерода, сероводорода, около 80 органических загрязнителей и тяжёлых металлов в составе аэрозоля. Показано соответствие качества атмосферного воздуха в пос. Баренцбург действующим российским гигиеническим нормативам и стандартам загрязнения согласно директиве Совета Европейского союза для воздуха населённых мест. Результаты мониторинга показали, что содержание основных групп загрязняющих веществ в различных природных средах в пос. Баренцбург характерны для районов с угледобывающей промышленностью и носят локальный характер. За пределами посёлка уровни загрязнения природных сред находились на уровне, характерном для района арктических тундр [2].

Наши наблюдения на территории Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ) в пос. Баренцбург, начатые в 2011 г., продолжают до настоящего времени. Основная цель исследования — изучить изменчивость химического состава аэрозоля и концентраций газообразных примесей для оценки состояния атмосферы в удалённом арктическом районе, подверженном влиянию промышленной деятельности.

Материалы и методы исследования

Станция отбора проб воздуха располагалась на окраине юго-западной части пос. Баренцбург. С восточной стороны станция ограничена возвышенностью высотой около 250 м, с западной стороны находится зал. Грёнфьорд. Пробы аэрозоля и газообразных примесей отбирали на четыре фильтра, последовательно закреплённых в фильтродержателе. Аэрозольное вещество собиралось на внешнем (первом) тефлоновом фильтре PTFE с диаметром пор 0,8 мкм. Последующие фильтры ULTIPOR (второй фильтр — полиамидный, диаметр пор 0,45 мкм) и два импрегнированных фильтра «Whatman» с щелочной (третий) и кислой (четвёртый) основой улавливали газообразные примеси. $\frac{3}{4}$ части первого фильтра экстрагировали деионизированной водой в ультразвуковой бане в течение 30 мин. Растворы фильтровали через ацетат-целлюлозные фильтры с диаметром пор 0,2 мкм. В фильтрате проводили измерение концентраций катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , анионов Cl^- , NO_3^- , Br^- , SO_4^{2-} и микроэлементов Li, Be, B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Th, U, Ag, Tl, Na, Mg, K, Ca. В оставшейся части фильтра определяли микроэлементы в твёрдой фракции аэрозоля.

Газообразные примеси HCl, NH_3 , HNO_3 и SO_2 рассчитывали из соответствующих ионов, определённых в экстрактах проб на втором, третьем и четвёртом фильтрах. Ионы анализировали на ионной системе ICS-3000 (Dionex Corporation, США). Внедрение метода определения ионов позволило получить результаты измерений ($P = 0,95$) с точностью до 2–8%. Микроэлементы определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре «Agilent 7500 се» (США). Пробы аэрозоля для определения полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) собирали на стекловолоконные фильтры фирмы «Sartorius». Концентрации ПАУ в аэрозоле измеряли по ГОСТ ИСО 12884–2007 методом внутренних стандартов с использованием растворов фенатрена-d10, хризена-d12 и перилена-d12, которые добавляли к пробе перед экстракцией.

Подготовленные образцы анализировали на хромато-масс-спектрометре «Agilent, GC System 7890B, 7000 CGC/MSTripleQuad». Для выяс-

Таблица 1. Период отбора и число отобранных проб

Период отбора	Число отобранных проб
2011 г., 20 апреля–29 августа	37
2012 г.: 26 апреля–5 июня	27
21 июля–25 августа	10
2013 г.: 16–27 апреля	6
20 августа–8 сентября	20
22–30 октября	9
2014 г., 23 апреля–21 июня	59
2015 г., 30 апреля–26 сентября	54
2016 г., 16 апреля–30 декабря	54
2017 г., 3 января–27 декабря	56
2018 г., 2 января–18 апреля	16
<i>Всего</i>	<i>348</i>

нения влияния местных источников на поступление примесей в атмосферу были отобраны пробы угля, отходов угледобывающей промышленности, подстилающей поверхности в районе посёлка и дорожной пыли, в которых определялось содержание микроэлементов. Качество выполняемых анализов неоднократно подтверждалось участием в межлабораторных интеркалибровках по международным программам под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО) и ЕАНЕТ, которые вошли в их ежегодные отчёты Глобальной службы атмосферы ВМО (<http://qasac-america.org>) и ЕАНЕТ (<http://www.eanet.asia>). Анализировались обратные трёхсуточные траектории переноса воздушных масс. В качестве исходной информации использованы данные баз Национального управления океанических и атмосферных исследований США на основе модели HYSPLIT с сервера <https://www.ready.noaa.gov/index.php>.

Результаты исследования и обсуждение

Ионный состав приземного атмосферного аэрозоля. Отбор проб приземного атмосферного аэрозоля в пос. Баренцбург в 2011–2015 гг. выполнялся в светлый период года (табл. 1). С апреля 2016 г. наблюдения проводили круглогодично как в светлый период года, так и в период полярной ночи. Полярная ночь в Баренцбурге длится с 26 октября по 15 февраля, полярный

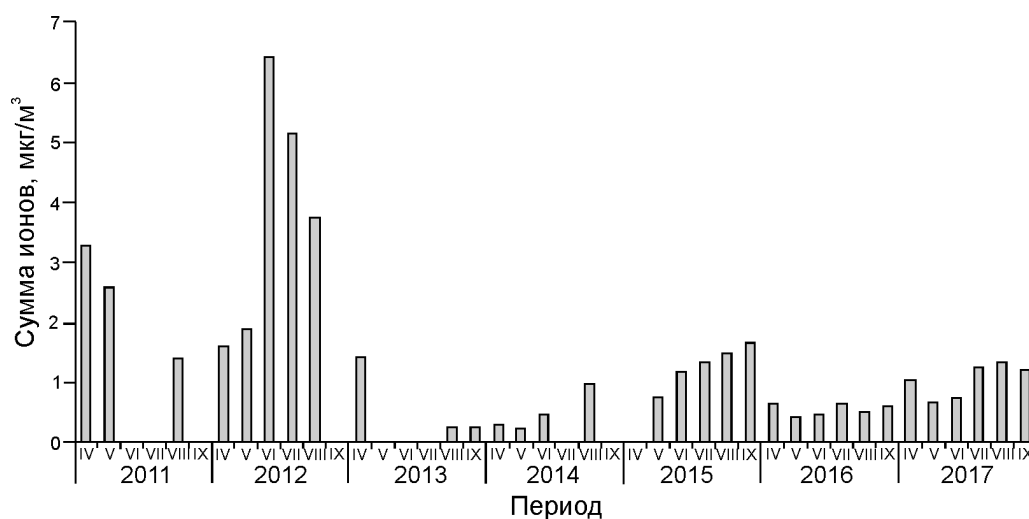


Рис. 1. Изменение суммарного содержания ионов в составе аэрозоля (апрель–сентябрь, 2011–2017 гг.)

Fig. 1. Change of sum of ions in aerosol composition (April–September, 2011–2017)

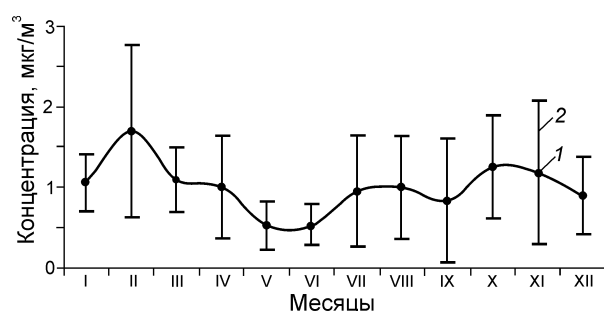


Рис. 2. Сезонная изменчивость суммы ионов (1) и среднеквадратичные отклонения суммы ионов (2) в составе аэрозоля на станции Баренцбург в 2016–2018 гг., мкг/м³

Fig. 2. Seasonal variability of the sum of ions (1) in $\mu\text{g m}^{-3}$ and standard deviation (2) in the aerosol composition at Barentsburg site in 2016–2018

день – с 20 апреля по 23 августа. В светлое время года наиболее высокие суммарные концентрации ионов наблюдались в 2011–2012 гг. (рис. 1). Высокое содержание примесей в атмосфере на территории посёлка в эти годы обусловлено интенсивным строительством и капитальным ремонтом жилья и инфраструктуры. Значительное загрязнение поступало в атмосферу от выбросов угольной ТЭС, состав которых не соответствовал нормативам, введённым с 1 января 2011 г. Норвежской государственной службой по вопросам климата и загрязнения окружающей среды. В 2012 г. на ТЭС были проведены модернизация системы очистки дымовых газов, замена системы удаления золы и пыли, закончены работы по капитальному ремонту и строительству. Как следствие – в 2013–2014 гг. и 2016–

2017 гг. суммарное содержание ионов в составе аэрозоля в светлый период года снизилось в 2–7 раз (см. рис. 1). Рост концентраций ионов в 2015 г. совпал с периодом повышенного общего замутнения атмосферы в этом районе и был связан с выносами воздушных масс с территории Евразии и дыма лесных пожаров на Аляске [7].

В период круглогодичных наблюдений в 2016–2018 гг. среднее месячное суммарное содержание ионов в составе растворимой фракции аэрозоля изменялось в широком диапазоне: от 0,52 до 1,69 мкг/м³. В межгодовой динамике суммарных концентраций ионов отмечаются три периода снижения и возрастания их концентраций (рис. 2). Максимальные суммарные концентрации ионов наблюдались в феврале, в период полярной ночи, с последующим их уменьшением до минимальных значений в мае–июне. При исследовании повторяемости направлений приземного ветра в период полярной ночи установлена наибольшая частота ветров, дующих с северных, восточных и юго-восточных направлений, а в полярный день ветры чаще всего дули с северных, южных и северо-западных направлений (рис. 3). Основным источником аэрозольных частиц при северном и северо-восточном направлениях ветра были угольные склады, при южном, юго-восточном и юго-западном – шламоотвалы и выбросы ТЭС. Относительный максимум в июле–августе может быть связан с дополнительным влиянием местных источников. Осенний максимум в октябре, вероятно, обусловлен переносом пыли от шламоотвалов. Преобладающими в этот период были ветры юго-восточных

Таблица 2. Средние месячные концентрации и среднеквадратичные отклонения концентраций ионов в составе аэрозоля в пос. Баренцбург в 2016–2018 гг., мкг/м³

Месяц	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Январь	0,18±0,05	0,07±0,07	0,01±0,02	0,02±0,01	0,06±0,03	0,33±0,08	0,03±0,02	0,35±0,28
Февраль	0,35±0,29	0,08±0,05	0,03±0,03	0,06±0,05	0,07±0,05	0,58±0,46	0,06±0,05	0,46±0,29
Март	0,15±0,08	0,12±0,11	0,01±0,01	0,02±0,01	0,09±0,04	0,2±0,14	0,04±0,02	0,46±0,25
Апрель	0,13±0,11	0,10±0,12	0,03±0,03	0,02±0,01	0,05±0,03	0,22±0,21	0,02±0,01	0,43±0,28
Май	0,06±0,05	0,05±0,03	0,01±0,01	0,01±0,01	0,03±0,02	0,12±0,12	0,02±0,02	0,22±0,12
Июнь	0,07±0,05	0,04±0,03	0,01±0,01	0,01±0,01	0,03±0,02	0,17±0,12	0,01±0,01	0,19±0,11
Июль	0,13±0,16	0,05±0,03	0,04±0,07	0,02±0,01	0,06±0,04	0,30±0,32	0,03±0,02	0,32±0,21
Август	0,18±0,15	0,04±0,03	0,02±0,02	0,02±0,01	0,06±0,03	0,36±0,31	0,02±0,02	0,29±0,29
Сентябрь	0,18±0,20	0,04±0,03	0,01±0,01	0,02±0,01	0,05±0,04	0,37±0,41	0,02±0,02	0,14±0,12
Октябрь	0,18±0,12	0,10±0,09	0,03±0,03	0,03±0,03	0,06±0,04	0,32±0,31	0,04±0,04	0,50±0,42
Ноябрь	0,22±0,23	0,06±0,08	0,02±0,02	0,03±0,03	0,08±0,05	0,36±0,34	0,03±0,05	0,37±0,36
Декабрь	0,13±0,10	0,06±0,05	0,01±0,01	0,02±0,01	0,05±0,02	0,22±0,17	0,03±0,01	0,37±0,29

направлений [8]. Повышенные концентрации отдельных ионов (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}) получены в основном в период полярной ночи, пониженные — в мае-июне (табл. 2).

Для изучения сезонной динамики выделе- ны четыре периода: а) зимний – с декабря по март, когда наблюдалась отрицательная средняя месячная температура воздуха; б) весенний – с апреля по май – период интенсивного снеготая- ния (начало полярного дня); в) летний – с июня по август – период наиболее высоких темпера- тур воздуха; г) осенний – с сентября по ноябрь (окончание полярного дня) – снижение тем- пературы воздуха и появление льда в зал. Грён- фьорд. Преобладающими ионами в составе рас- творимой фракции аэрозоля во все периоды были Na^+ , SO_4^{2-} и Cl^- . Самые высокие их кон- центрации установлены в холодные зимний и осенний периоды, соответствующие полярной ночи. Отмечено, что концентрация Cl^- -иона морского происхождения сопоставима с кон- центрацией SO_4^{2-} -иона преимущественно кон- тинентального происхождения (рис. 4).

В полярную ночь в составе аэрозоля отмечена высокая корреляция концентраций пар ионов Na^+ и Cl^- ($r = 0,93$), Mg^{2+} и Cl^- ($r = 0,81$), что указывает на преимущественно морское происхождение аэрозоля в данный период. Может быть, это связано с переносом воздуха со свободных ото льда частей Баренцева моря, а может быть — с увеличением притока во внутренние районы фьордов о. Западный Шпицберген более тёплых и солёных вод атлантического происхождения, что не способствует установлению устой-

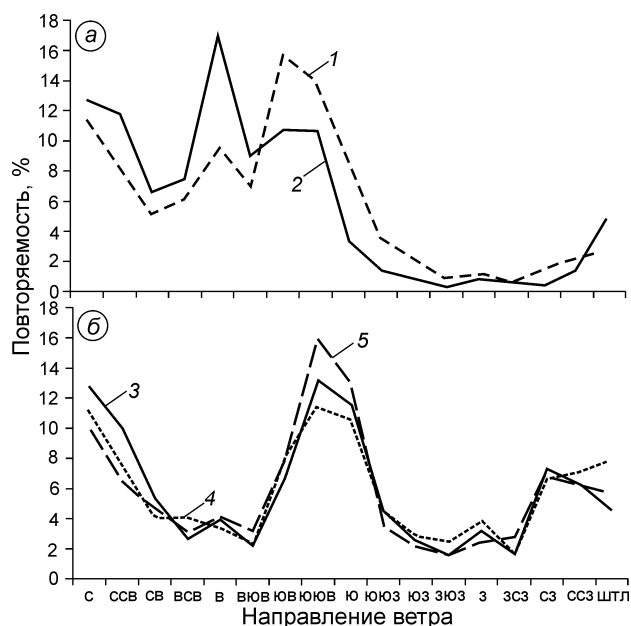


Рис. 3. Повторяемость направлений ветра в районе пос. Баренцбург в период полярной ночи (а) и полярного дня (б) [8] в среднем за периоды:

1 – 26.10.2016–15.02.2017 г.; 2 – 26.10.2017–15.02.2018 г.;
3 – 20.03–23.08.2016 г.; 4 – 20.03–23.08.2017 г.; 5 – 20.03–
23.08.2018 г.

Fig. 3. Frequency of wind directions in the region of Barentsburg throughout the polar night (a) and the polar day (δ) [8] on average for periods:

1 – 26.10.2016–15.02.2017; 2 – 26.10.2017–15.02.2017; 3 – 20.03–23.08.2016; 4 – 20.03–23.08.2017; 5 – 20.03–23.08.2018

чивого ледяного покрова [9, 10]. Коэффициенты корреляции между концентрациями ионов K^+ и NO_3^- ($r = 0,69$), NH_4^+ и SO_4^{2-} ($r = 0,57$), K^+ и SO_4^{2-} ($r = 0,55$) ниже, чем для указанных

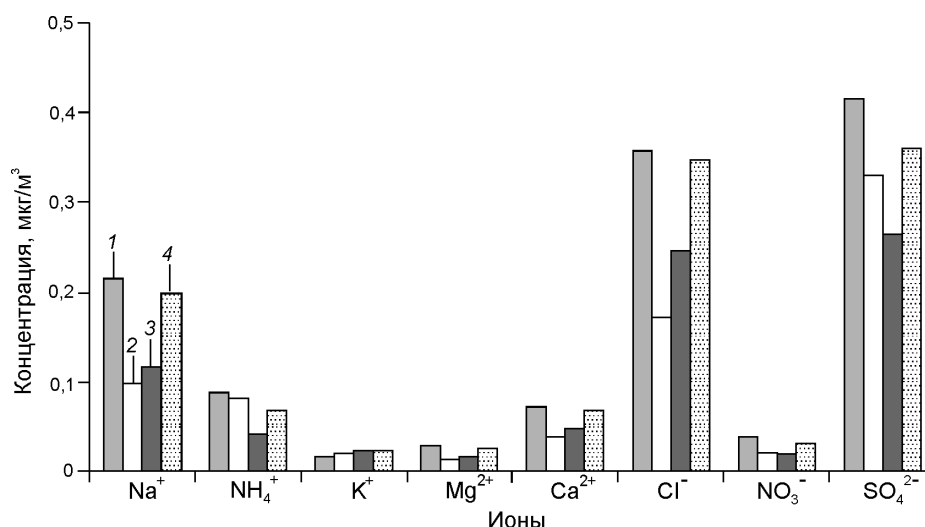


Рис. 4. Сезонная динамика концентраций ионов в составе приземного аэрозоля в районе пос. Баренцбург, 2016–2018 гг., мкг/м³:

1 – декабрь–март; 2 – апрель–май; 3 – июнь–август; 4 – сентябрь–ноябрь

Fig. 4. Seasonal dynamics of ion concentrations of near-ground aerosol composition in the area of the settlement of Barentsburg, 2016–2018, mcg/m³:

1 – December–March; 2 – April–May; 3 – June–August; 4 – September–November

ранее пар ионов. Поскольку подстилающая поверхность находится под снежным покровом, с большой вероятностью можно предположить их локальное антропогенное происхождение, связанное с сжиганием угля на ТЭС. В летний период коэффициенты корреляции концентраций пар ионов K⁺ и NO₃⁻, а также NH₄⁺ и SO₄²⁻ ($r = > 0,7$) возросли, что указывает на дополнительный источник примесей, поступающих с подстилающей поверхности.

Проведено сравнение средней концентрации суммы ионов в Баренцбурге в августе–сентябре 2016–2018 гг. с нашими данными по другим арктическим районам. Средняя суммарная концентрация ионов в Баренцбурге (0,93 мкг/м³) согласуется с данными, полученными в августе–сентябре 2013 г. в атмосфере азиатского сектора Северного Ледовитого океана (1,38 мкг/м³) [11]. Концентрация ионов в аэрозоле над акваторией Баренцева моря больше почти в 3,5 раза (3,42 мкг/м³) [12]. В более южных морях, примыкающих к континенту, различие значительнее: над субарктическим Белым морем – более чем в 16 раз (17,1 мкг/м³), над Карским морем – более чем в 8 раз (8,9 мкг/м³) [13]. Атмосфера над этими морями испытывает большее влияние континентальных источников аэрозоля. Их вклад для Белого моря составляет около 38%,

для центральных районов Карского моря – 30%, а для его прибрежных акваторий – 60–80% [13]. Сравнение суммарной концентрации ионов в аэрозоле Баренцбурга второй половины полярного дня 2016–2017 гг. с данными, полученными в период 58-й РАЭ (2012 г.) в районе антарктических станций Молодёжная (0,29 мкг/м³) и Мирный (0,50 мкг/м³), указывает на большее загрязнение атмосферы арктической станции [14].

Микроэлементный состав приземного атмосферного аэрозоля. Результаты анализа показали разнообразие состава и большой диапазон вариаций абсолютных концентраций элементов, достигающий четырёх порядков величины как в растворимой, так и в твёрдой фракциях аэрозоля. Преобладающими в составе растворимой фракции аэрозоля со средней концентрацией $> 1,0$ нг/м³ были Sr, Al, Fe, Zn, в составе твёрдой фракции – Ba, Mn, Sr, Zn, Cr, Al, Fe. Наименьшие концентрации ($< 0,010$ нг/м³) в обеих фракциях определены для Th, Tl, Ag, Be, U.

Для идентификации влияния локальных источников на состав анализируемых аэрозольных частиц проанализированы пробы угля, отходов угледобывающей промышленности, подстилающей поверхности и автодорожного покрытия. Расчёт концентрации элементов в составе этих образцов, в отличие от аэрозольного веще-

ства (нг/м^3), проводился на килограмм массы отобранных проб (мг/кг). Отмечаются как идентичность состава элементов в пробах угля, отходов угледобычи, подстилающей поверхности и дорожного покрытия, так и вариации диапазонов их концентраций. В составе проб преобладали Ca, Ti, Na, Mg, K, Fe, Al с диапазоном концентраций 1500–75 000 мг/кг , с максимальными значениями для K, Fe, Al. Концентрации таких элементов, как Mn, Li, V, Sr, B, Ba, варьировали в пределах 100–900 мг/кг ; Th, Co, As, Cu, Ni, Cr, Zn – в пределах 6–90 мг/кг . Концентрации последней группы элементов были ниже в пробах отходов угледобывающей промышленности.

Следующую группу элементов составили W, Be, Se, Sn, Mo, U с концентрациями 0,85–5,40 мг/кг . Наиболее низкие концентрации характерны для Ag, Cd, Sb с пределами концентраций 0,19–0,64 мг/кг . Отметим, что доминирующие в составе аэрозоля концентрации элементов ($> 1,0 \text{ нг/м}^3$) преобладают в составе угля, шлама и подстилающей поверхности. Ag, Cd и Sb, составляющие группу с минимальными концентрациями в образцах угля, шлама и подстилающей поверхности, в составе аэрозоля содержатся в диапазоне средних концентраций: в растворимой фракции – от 0,001 до 0,1 нг/м^3 , в твёрдой – до 1,0 нг/м^3 .

Для определения степени влияния естественных и антропогенных источников на формирование химического состава аэрозоля используются количественные оценки различия соотношений концентраций элементов относительно иона

натрия в аэрозоле (aer) и морской воде (sw) для растворимой фракции по формуле [15]

$$K_i = [(C_i/\text{Na}^+)_{\text{aer}}]/[(C_i/\text{Na}^+)_{\text{sw}}]$$

и кларков элементов в земной коре (Earth) относительно Al для твёрдой фракции по формуле

$$K_i = [(C_i/\text{Al})_{\text{aer}}]/[(C_i/\text{Al})_{\text{Earth}}],$$

где (C_i/Na^+) и (C_i/Al) – концентрация i -го элемента относительно Na^+ или Al соответственно; K_i – коэффициент обогащения i -го элемента [15].

Считают, что коэффициент обогащения от 1 до 10 свидетельствует о морском или литофильном происхождении элемента, больше 10 – о наличии дополнительного источника поступления элемента в воздушную среду. Расчёты показали, что растворимая фракция аэрозоля в меньшей степени обогащена B, Li, Ni, As, Se, Sr, Ba, Pb, U, Mo, Co ($K_i < 1$). Средние значения коэффициентов от 1 до 10 установлены для V, Mn, Sb, Cu, Cd. Наибольшее обогащение аэрозоля отмечено для таких элементов, как Al, Zn, Ti, Be, Fe ($K_i = 18 \div 86$), максимальное – для Cr ($K = 109$). В твёрдой фракции наименьшее обогащение определено для Ti ($K < 1$), литофильное происхождение имеют V, Fe, Co, Mn, Ba, Th, U ($K_i = 2 \div 10$). Для элементов Ni, Li, B, Cu, Sr коэффициенты обогащения изменялись от 11 до 82. Высокое обогащение установлено для As, Cr, Zn, Mo, Cd, Sn, W, Pb ($K_i = 143 \div 665$), максимальное – для Sb ($K = 2803$) и Se ($K = 5176$) (рис. 5). Коэффициенты обогащения элемен-

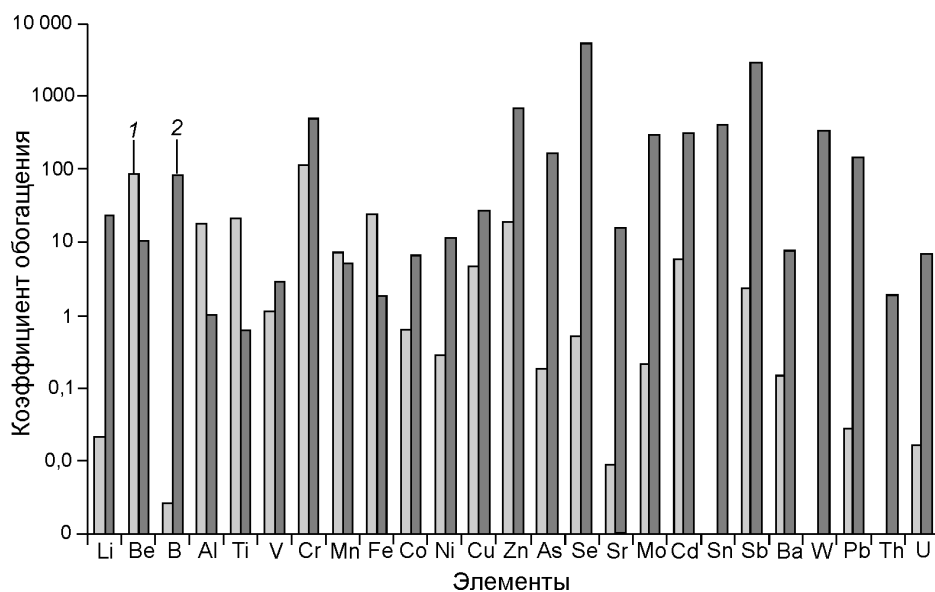


Рис. 5. Коэффициенты обогащения элементов растворимой (1) и твёрдой (2) фракций аэрозоля (2012–2018 гг.)

Fig. 5. Element enrichment coefficients of Soluble (1) and solid (2) aerosol fractions (2012–2018)

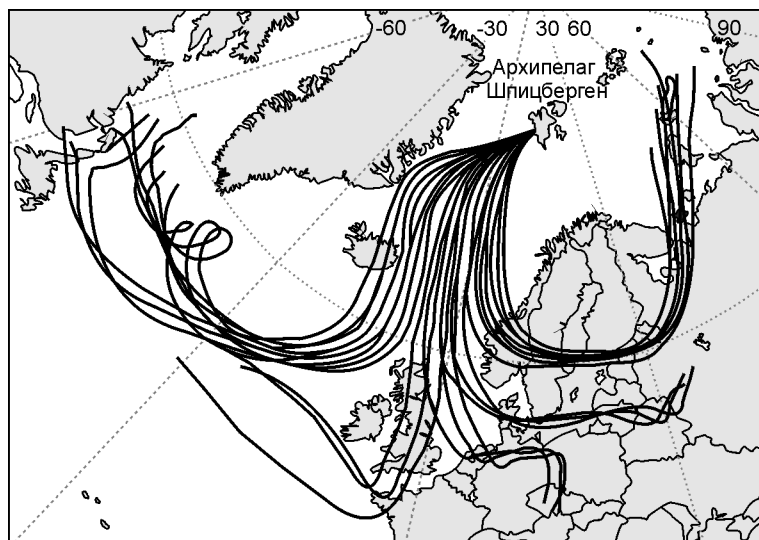


Рис. 6. Обратные траектории переноса воздушных масс на высоте 10 м на территорию пос. Баренцбург при отборе пробы аэрозоля 9–10 февраля 2017 г. [18]

Fig. 6. Back trajectories of air mass transferring at altitude 10 m to the territory of the settlement of Barentsburg that took place during aerosol sampling on February 9–10, 2017 [18]

тов в составе угля, шлама и подстилающей поверхности, рассчитанные относительно содержания в земной коре и нормированные на Al, свидетельствуют об их преимущественно литофильном происхождении, за исключением В ($K = 12 \div 58$) и Se ($K = 31 \div 62$).

Необходимо учитывать, что выбросы в атмосферу от местных источников не всегда определяют состав аэрозоля в атмосфере Арктики. Как уже отмечалось, максимальные коэффициенты обогащения элементов в аэрозоле (>100) указывают на их перенос из других регионов. Так, в атмосферу стран Западной Европы происходит выброс As, Cd, Cr, Pb, Mn, Hg, Ni, V, в Европейской части России их спектр несколько иной – Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu [16]. Около 8% мирового производства металлического Cd обеспечивает Канада. Лидер Cd на европейском рынке – Бельгия, а в России – предприятия Уральской горно-металлургической компании. Такие элементы, как Cd, Ni, Cu, V, Pb, As, Fe, Co превалируют в шлейфах загрязнения с территории Кольского полуострова [17]. На возможное поступление воздушных масс на территорию архипелага из континентальных источников с высокой вероятностью свидетельствует анализ обратных траекторий переноса воздушных масс. В качестве примера на рис. 6 приведена трёхсуточная траектория переноса воздушных масс на высоте 10 м при отборе пробы аэрозоля 9–10 февраля 2017 г. со следующим содержанием, нг/м^3 : Cr – 7,42, Fe – 12,14, Ni – 0,06, Cu – 0,16, Cd – 0,03, As – 0,19, Mo – 0,11, Pb – 0,81, Zn – 5,87. Сум-

марная концентрация ионов в аэрозоле на эти даты составила $2,7 \text{ мкг/м}^3$ при средней величине $1,2 \pm 0,7 \text{ мкг/м}^3$ в период полярной ночи.

Полициклические ароматические углеводороды в приземном аэрозоле. Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), относящиеся к стойким органическим загрязнителям, имеющим мутагенные и канцерогенные свойства, представляют собой класс важных показателей загрязнения воздуха. Пробы аэрозоля для определения ПАУ отбирали с 28 сентября по 8 октября 2017 г. Идентифицированы следующие ПАУ: нафталин, аценафтилен, аценафтен, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, бенз(а)антрацен, хризен, бенз(б)флуорантен, бенз(к)флуорантен, бенз(е)пирен, бенз(а)пирен, индено(1,2,3-с,д)пирен, бенз(г,х,и)перилен, дибенз(а,х)антрацен. Их суммарные концентрации определены на уровне от 0,36 до $1,7 \text{ нг/м}^3$ (табл. 3). Повышенное содержание суммы ПАУ зафиксировано в пробе воздуха 7–8 октября 2017 г. при юго-юго-восточном ветре со стороны ТЭС ($1,7 \text{ нг/м}^3$). Низкие значения суммы ПАУ установлены 5–6 октября 2017 г. при восточном ветре ($0,37 \text{ нг/м}^3$) и 28–30 сентября 2017 г. в период дождей, когда атмосфера очистилась ($0,36 \text{ нг/м}^3$). Полученное содержание суммы ПАУ в воздухе исследуемого района сравнимо с данными норвежских исследователей и НПО «Тайфун» ($0–4,4 \text{ нг/м}^3$) [2].

Небольшое увеличение концентрации бенз(а)пирена зафиксировано 7–8 октября 2017 г. при юго-юго-восточном ветре со стороны ТЭС и согласуется с данными НПО «Тайфун»

Таблица 3. Содержание ПАУ в приземном аэрозоле на территории пос. Баренцбург 28 сентября – 8 октября 2017 г., нг/м³

ПАУ	28–30 сентября	30 сентября – 1 октября	1–2 октября	5–6 октября	7–8 октября
Нафталин	0,05	0,08	0,01	0,03	0,05
Аценафтилен	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Аценафтен	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Флуорен	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03
Фенантрен	0,07	0,13	0,14	0,07	0,18
Антрацен	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04
Флуорантен	0,05	0,08	0,10	0,06	0,24
Пирен	0,03	0,05	0,07	0,04	0,15
Бенз(а)антрацен	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08
Хризен	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06
Бенз(б)флуорантен	0,04	0,06	0,08	0,04	0,27
Бенз(к)флуорантен	0,02	0,03	0,03	0,02	0,14
Бенз(е)пирен	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09
Бенз(а)пирен	0,01	0,01	0,02	0,02	0,13
Индено(1,2,3-с,д)пирен	0,01	0,02	0,02	0,01	0,11
Бенз(г,х,и)перилена	0,01	0,02	0,01	0,01	0,08
Дибенз(а,х)антрацен	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Сумма	0,36	0,60	0,59	0,37	1,7

летне-осеннего периода 2008 г., когда максимальные концентрации ПАУ варьировали от 0,1 до 2,4 нг/м³ [2].

С использованием диагностических отношений отдельных ПАУ и процентных профилей мы попытались идентифицировать источники загрязнения исследуемой территории ПАУ. Известно, что отношение концентраций флуорантена к сумме концентраций флуорантена и пирена для петрогенных источников ниже 0,4; если эта величина выше 0,4, то источники относятся к пирогенным [19]. На территории пос. Баренцбург это соотношение указывало на пирогенные источники (0,59–0,63). Отношение концентраций индено(1,2,3-с,д)пирена к сумме концентраций индено(1,2,3-с,д)пирена и бенз(г,х,и)перилена ниже 0,5 указывает на сжигание жидкого топлива, а выше 0,5 – на горение каменного угля и древесины [19]. Учитывая, что в Баренцбурге это отношение меняется от 0,52 до 0,57, локальные загрязнения вызывает горение угля. Считается, что отношение концентраций бенз(а)пирена к концентрации бенз(г,х,и)перилена ниже 0,6 указывает на выбросы автотранспорта, выше 0,6 – на наличие стационарных источников [20]. Содержание ПАУ в аэрозоле Баренцбурга отвечает выбросам от стационарных источников (0,76–1,75). Согласно данным работы [20], для

аэрозольных проб, взятых вблизи источников загрязнения, отношение концентраций бенз(е)пирена к сумме бенз(е)пирена и бенз(а)пирена равно 0,50–0,57; на значительном расстоянии от источников ПАУ это отношение составляет 0,70–0,83. Рассчитанные отношения бензпиренов в воздухе над пос. Баренцбург определены на уровне от 0,42 до 0,59.

По данным исследования [21], нафталин и фенантрен присутствуют в выбросах электростанций, использующих ископаемое (уголь) топливо. В аэрозолях пос. Баренцбург обнаружено 26–33% этих соединений. Расчёт процентного содержания индивидуальных ПАУ от их общего количества показал, что количество флуорантена и пирена, связанное с горением угля [22], в аэрозоле в зимний период достигало 22–30% (см. табл. 2). Содержание хризена – доминирующего вещества при горении биомассы в атмосфере посёлка [22] – изменялось в пределах 2–3% суммы обнаруженных ПАУ. Суммарное количество бенз(г,х,и)перилена, индено(1,2,3-с,д)пирена и дибенз(а,х)антрацена – индикаторов загрязнения городской атмосферы автомобильным транспортом [22] – достигало 5–13% (см. табл. 2).

Газообразные примеси в приземной атмосфере пос. Баренцбург. Сезонная динамика газообразных примесей в атмосфере пос. Баренцбург про-

Таблица 4. Средние месячные концентрации и среднеквадратичные отклонения газообразных примесей в приземной атмосфере пос. Баренцбург в 2016–2018 гг., мкг/м³

Месяц	HCl	HNO ₃	SO ₂	NH ₃
Январь	6,04±4,30	0,05±0,06	1,41±2,25	0,06±0,08
Февраль	5,60±2,90	0,09±0,15	17,83±20,60	0,14±0,37
Март	4,88±4,54	0,07±0,13	8,95±11,63	0,15±0,14
Апрель	2,60±3,27	0,03±0,03	3,93±5,65	0,64±0,62
Май	1,13±0,99	0,01±0,02	1,06±1,08	0,65±0,44
Июнь	1,20±1,23	0,06±0,03	2,66±3,63	2,57±1,73
Июль	1,76±1,13	0,14±0,06	2,39±2,78	2,33±2,63
Август	2,54±1,64	0,14±0,07	2,95±3,92	1,40±1,57
Сентябрь	2,33±1,88	0,07±0,07	1,62±1,37	0,52±0,30
Октябрь	2,61±1,91	0,17±0,18	6,24±6,91	0,31±0,16
Ноябрь	4,74±4,25	0,09±0,13	6,95±8,61	0,11±0,08
Декабрь	4,53±3,42	0,04±0,06	8,02±11,01	0,07±0,03

анализирована по данным о средних месячных концентрациях (табл. 4). Наблюдается выраженный годовой ход концентраций SO₂ с более высокими значениями в холодный период года. Очевидно, что изменение концентраций этого газа зависит от работы ТЭС, интенсивность которой возрастает зимой, а температурные инверсии, характерные для этого периода, способствуют накоплению примесей. Противоположная динамика отмечена в изменении концентраций NH₃, содержание которого повышалось в тёплое светлое время года. Источники этого газа — открытая морская поверхность и свободная от снежного покрова подстилающая поверхность острова. Прослеживается схожесть в годовом ходе HCl и HNO₃ с динамикой диоксида серы. Повышенные концентрации этих газов наблюдались в период полярной ночи. Оксиды азота накапливаются в нижних слоях атмосферы при сжигании биомассы. Регенерированный диоксид азота может вновь вступить в реакцию. Процесс многократно повторяется до полного превращения NO₂ в азотную кислоту. Однозначных данных об источниках повышенного содержания HCl нет, хотя известно, что один из механизмов образования HCl — фракционирование морской соли из снега и льда [23, 24]. Отмечалось повышение концентраций HNO₃ в июле—августе 2017 г. Известно, что концентрации оксидов азота, а следовательно, и HNO₃ зависят от интенсивности солнечной радиации, которая возрастает в период полярного дня [8, 25].

Заключение

На протяжении 2011–2018 гг. в приземной атмосфере угледобывающего района в Российском секторе Арктике (пос. Баренцбург на архипелаге Шпицберген) проанализирована сезонная и межгодовая изменчивость различных компонентов химического состава атмосферного аэрозоля и газообразных примесей. Орографические особенности Баренцбурга и метеорологические условия региона способствуют накоплению в нижних слоях атмосферы различных примесей как естественного, так и антропогенного происхождения. Максимальные концентрации суммы ионов в аэрозоле зарегистрированы на станции Баренцбург в 2011–2012 гг. и в значительной степени связаны с влиянием локальных источников. Окончание строительных работ на территории посёлка и модернизация очистных сооружений на ТЭС способствовали снижению суммарного содержания ионов в составе аэрозоля в среднем в четыре раза. Ежемесячный мониторинг атмосферы (2016–2018 гг.) на станции Баренцбург позволил установить три периода роста концентраций суммы ионов в аэрозоле (в период полярной ночи: в феврале, в октябре—ноябре; в период полярного дня: в июле—августе), а также три периода снижения: в мае—июне, сентябре и декабре. В аэрозоле доминировали ионы Na⁺, NH₄⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, их наиболее высокие концентрации установлены в холодные зимний и осенний периоды.

В период полярной ночи отмечена высокая корреляция концентраций пар ионов Na⁺ и Cl⁻ ($r = 0,93$), Mg²⁺ и Cl⁻ ($r = 0,81$), K⁺ и NO₃⁻ ($r = 0,69$), NH₄⁺ и SO₄²⁻ ($r = 0,57$), K⁺ и SO₄²⁻ ($r = 0,55$). Высокие коэффициенты первых двух пар ионов отражают влияние морского фактора, трёх других свидетельствуют об антропогенном происхождении и влиянии почвенно-эрозионного фактора, роль которого возрастает в летний период.

Среди элементов терригенного происхождения наиболее высокие концентрации характерны для Al, Ba, Fe; среди элементов антропогенного происхождения повышены концентрации Cr, Co, Cu, Ni, Zn, Cd, Mn, As. Арктический аэрозоль в меньшей степени обогащён такими элементами, как Ni, Sr, Ba, Pb, но сильнее обогащён As, Cr, Zn, Mo, Cd, Sn, Sb, W, Pb Li, B, Cu, Sr при низком содержании Cd, Sn, Sb, W, Pb в

угле, шламе и подстилающей поверхности. На возможное вторжение загрязнённых воздушных масс на территорию архипелага из континентальных областей указывает анализ обратных траекторий переноса воздушных масс. Определены фоновые значения концентраций полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в атмосферном аэрозоле, совпадающие с данными наблюдений, выполнявшихся НПО «Тайфун» в 2002–2010 гг. Рассчитанные отношения индивидуальных ПАУ указывают на наличие локального их источника на территории посёлка.

Среди газообразных примесей наиболее высокие концентрации SO_2 , HCl , HNO_3 наблюдались в период полярной ночи. Рост концентраций NH_3 отмечается во время полярного дня. Исследование химического состава аэрозолей и газообразных примесей в приземной атмосфере на архипелаге Шпицберген, осаждающихся на подстилающую поверхность, снежный и ледяной покровы региона, показало влияние антропогенных источников на состояние атмосферного воздуха в пос. Баренцбург. В зимний период арктический аэрозоль также испытывает влияние антропогенных источников, находящихся в умеренных широтах.

Благодарности. Работа выполнялась в рамках Комплексной программы фундаментальных исследований СО РАН II.1 (проекты № 0345-2018-

0002, 0368-2018-0014), программы работ Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ», подпрограммы 4 «Организация и обеспечение работ и научных исследований в Арктике и Антарктике» государственной программы Российской Федерации «Охрана окружающей среды» на 2012–2020 гг. Аналитические работы выполнены по проекту № 0345–2019–0008 в приборном центре коллективного пользования физико-химического ультрамикрoанализа ЛИИ СО РАН. Авторы выражают благодарность С.А. Турчиновичу за участие в измерениях.

Acknowledgements. The work was carried out within frameworks of the Fundamental researches complex program of the SB RAS II.1 (projects № 0345-2018-0002, 0368-2018-0014), of Russian Scientific Arctic expedition on Svalbard archipelago work program (RAE-S), of Federal State budgetary Institution «AARI», subprogram 4 «Organization and support of work and research in the Arctic and Antarctic» of the state program of the Russian Federation «Environmental Protection» for 2012–2020. Analytical studies were carried out according to the project № 0345–2019–0008 on the basis of the instrumental center for collective use for physical-chemical ultramicroanalysis at Limnological Institute of the SB RAS. Authors thank to Mr. S.A. Turchionovich for participating in the measurements.

Литература

1. Clausen H.B., Hammer C.U. The Laki and Tambora Eruptions as Revealed in Greenland Ice Cores from 11 Locations // *Annals of Glaciology*. 1988. V. 10. P. 16–22. doi: org/10.3189/S0260305500004092.
2. Демин Б.Н., Граевский А.П., Демешкин А.С., Власов С.В., Крылов С.С., Лалетин Н.А. Состояние и тенденции изменения загрязнения окружающей среды в местах хозяйственной деятельности российских предприятий на архипелаге Шпицберген (пос. Баренцбург и сопредельные территории) за период 2002–2010 годов. СПб.: Изд. ААНИИ, 2011. 316 с.
3. Heintzenberg J., Hansson H.-C., Lannefors H. The chemical composition of arctic haze at Ny–Alesund, Spitsbergen // *Tellus*. 1981. V. 33. № 2. P. 162–171. doi: 10.3402/tellusa.v33i2.10705.
4. AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Oslo: Norway, 1998. 859 p.

References

1. Clausen H.B., Hammer C.U. The Laki and Tambora Eruptions as Revealed in Greenland Ice Cores from 11 Locations. *Annals of Glaciology*. 1988, 10: 16–22. doi: org/10.3189/S0260305500004092.
2. Dyomin B.N., Graevskiy A.P., Demeshkin A.S., Vlasov S.V., Krylov S.S., Laletin N.A. *Sostoyaniye i tendehtsii izmeneniya zagryazneniya okruzhayushchey sredy v mestakh khozyaystvennoy deyatel'nosti rossiyskikh predpriyatiy na arkhipelage Shpitsbergen (pos. Barentsburg i sopredelnye territorii) za period 2002–2010 gg.* The state and trends of the environmental pollution in the places of economic activity of Russian enterprises on the Svalbard archipelago (Barentsburg and adjacent territories) for the period of 2002–2010. St. Petersburg: AARI, 2011: 316 p. [In Russian].
3. Heintzenberg J., Hansson H.-C., Lannefors H. The chemical composition of arctic haze at Ny–Alesund, Spitsbergen. *Tellus*. 1981, 33 (2): 162–171. doi: 10.3402/tellusa.v33i2.10705.

5. Tomczyk A. M., Ewertowski M. Changes of arctic lands cape due to human impact, north part of Billefjorden area, Svalbard // *Quaestiones Geographicae*. 2010. V. 29. № 1. P. 75–83. doi: 10.2478/v10117-010-0008-3.
6. Zhan J., Gao Y., Li W., Chen L., Lin H., Lin Q. Effects of ship emissions on summertime aerosols at Ny–Ale-sund in the Arctic // *Atmospheric Pollution Research*. 2014. V. 5. P. 500–510.
7. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н. Обобщение результатов измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на арх. Шпицберген в 2011–2016 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2017. Т. 30. № 11. С. 948–955.
8. Электронный ресурс: Архив погоды в Баренцбурге. <http://www.rp5.ru>.
9. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchanges controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Research*. 2008. V. 28. № 14. P. 1838–1853. doi: 10.1016/j.csr.2008.04.015.
10. Tislenko D.I., Ivanov B.V. Long-term variability of Atlantic water temperature in the Svalbard fjords in conditions of past and recent global warming // *Czech Polar Reports*. 2015. V. 5. № 2. P. 134–142. doi: 10.5817/CPR2015-2-12.
11. Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. V. 15. № 21. P. 12413–12443. doi: 10.5194/acp-15-1-2015.
12. Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г. Сравнение средних характеристик аэрозоля в соседних арктических районах // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 8. С. 640–646.
13. Полькин В.В., Панченко М.В., Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Ходжер Т.В., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Приводный аэрозоль Белого и Карского морей в августе–сентябре 2007 г. // *Метеорологические и геофизические исследования*. М.: ООО «Паулсен», 2011. С. 199–214.
14. Голобокова Л.П., Полькин В.В., Онищук Н.А., Хуриганова О.И., Тихомиров А.Б., Терпугова С.А., Полькин Вас.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф. Изменчивость химического состава аэрозоля в приземном слое атмосферы переходной зоны «материк–океан» в районе Восточной Антарктиды // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 177–188. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-177-188.
15. Xu G., Gao Y. Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East
4. AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Oslo, Norway, 1998: 859 p.
5. Tomczyk A.M., Ewertowski M. Changes of arctic lands cape due to human impact, north part of Billefjorden area, Svalbard. *Quaestiones Geographicae*. 2010, 29 (1): 75–83. doi: 10.2478/v10117-010-0008-3.
6. Zhan J., Gao Y., Li W., Chen L., Lin H., Lin Q. Effects of ship emissions on summertime aerosols at Ny–Ale-sund in the Arctic. *Atmospheric Pollution Research*. 2014, 5: 500–510.
7. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Radionov V.F., Chernov D.G., Turchinovich Yu.S., Lubo-Lesnichenko K.E., Prakhov A.N. Generalization of measurement results of atmospheric aerosol optical depth on Spitsbergen Archipelago in 2011–2016. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Ocean Optics. 2017, 30 (11): 948–955. [In Russian].
8. Weather Archive in Barentsburg. <http://www.rp5.ru>.
9. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord–shelf exchanges controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard. *Continental Shelf Research*. 2008, 28 (14): 1838–1853. doi: 10.1016/j.csr.2008.04.015.
10. Tislenko D.I., Ivanov B.V. Long-term variability of Atlantic water temperature in the Svalbard fjords in conditions of past and recent global warming. *Czech Polar Reports*. 2015, 5 (2): 134–142.
11. Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015, 15 (21): 12413–12443. doi: 10.5194/acp-15-1-2015.
12. Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kozlov V.S., Polkin V.V., Radionov V.F., Chernov D.G. Comparison of average aerosol characteristics in the neighboring Arctic regions. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Ocean Optics. 2018, 31 (8): 640–646. [In Russian].
13. Polkin V.V., Panchenko M.V., Golobokova L.P., Filippova U.G., Khodzher T.V., Lisitsyn A.P., Shevchenko V.P. Surface aerosol of the White and Kara Seas in August–September 2007. *Meteorologicheskiye i geofizicheskiye issledovaniya*. Meteorological and geophysical studies. M.: Paulsen, 2011: 199–214. [In Russian].
14. Golobokova L.P., Polkin V.V., Onischuk N.A., Khuriganova O.I., Tikhomirov A.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Turchinovich U.S., Radionov V.F. Chemical composition of aerosol in the atmospheric surface layer of the East Antarctica coastal zone. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 177–188. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-177-188. [In Russian].
15. Xu G., Gao Y. Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East

- Antarctica // *Polar Research*. 2014. V. 33. P. 23973. doi: org/10.3402/polarv.33.23973.
16. Виноградова А.А., Котова Е.И., Топчая В.Ю. Атмосферный перенос тяжелых металлов в районы севера европейской территории России // *География и прир. ресурсы*. 2017. № 1. С. 108–116. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2017-1(108-116).
 17. Virkkula A., Hillamo R.E., Kerminen V.-M., Stohl A. The influence of Kola Peninsula, continental European and marine sources on the number concentrations and scattering coefficients of the atmospheric aerosol in Finnish Lapland // *Boreal Environment Research*. 1997. V. 2. P. 317–336.
 18. Электронный ресурс: ARL NOAA. Atmospheric Resource Laboratory NOAA. URL: <http://www.arl.noaa.gov>.
 19. Tobiszewski M., Namiesnik J. PAH diagnostic ratios for the identification of pollution emission sources // *Environmental Pollution*. 2012. V. 162. P. 110–119. doi: 10.1016/j.envpol.2011.10.025.
 20. Omar N.Y.V.J., Abas M.R.B., Ketuly K.A., Tahir N.M. Concentrations of PAHs in atmospheric particles (PM-10) and roadside soil particles collected in Kuala Lumpur, Malaysia // *Atmospheric Environment*. 2002. V. 36. № 2. P. 247–254.
 21. Ravindra K., Sothi R., Grieken R. Atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons: Source attribution, emission factors and regulation // *Atmospheric Environment*. 2008. V. 42. № 13. P. 2895–2921. doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.12.010.
 22. Masclet P., Hoyau V., Jaffrezo J.L., Cachier H. Polycyclic aromatic hydrocarbon deposition on the ice sheet of Greenland. Part I: superficial snow // *Atmospheric Environment*. 2000. V. 34. P. 3195–3207. doi: 10.1016/S1352-2310(99)00196-X.
 23. Keene W.C., Khalil M.A.K., Erickson III D.J., McCulloch A., Graedel T.E., Lobert J.M., Aucott M.L., Gong S.L., Harper D.B., Kleiman G., Midgley P., Moore R.M., Seuzaret C., Sturges W.T., Benkovitz C.M., Koropalov V., Barrie L.A., Li Y.F. Composite global emissions of reactive chlorine from anthropogenic and natural sources: Reactive Chlorine Emissions Inventory // *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 1999. V. 104. № D7. P. 8429–8440. doi: 10.1029/1998JD100084.
 24. Domine F., Sparapani R., Ianniello A., Beine H.J. The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2004. № 4. P. 2259–2271. doi: 10.5194/acp-4-2259-2004.
 25. Vitt F.M., Armstrong T.P., Cravens T.E., Dreschho G.A.M., Jackman C.H., Laird C.M. Computed contributions to odd nitrogen concentrations in the Earth's polar middle atmosphere by energetic charged particles // *Journ. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2000. V. 62. P. 669–683. doi: 10.1016/S1364-6826(00)00048-1.
 - East Antarctica. *Polar Research*. 2014, 33: 23973. doi: org/10.3402/polarv.33.23973.
 16. Vinogradova A.A., Kotova E.I., Topchaya V. Yu. Atmospheric transport of heavy metals to regions of the north of the European territory of Russia. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2017, 1: 108–116. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2017-1(108-116). [In Russia].
 17. Virkkula A., Hillamo R.E., Kerminen V.-M., Stohl A. The influence of Kola Peninsula, continental European and marine sources on the number concentrations and scattering coefficients of the atmospheric aerosol in Finnish Lapland. *Boreal Environment Research*. 1997, 2: 317–336.
 18. ARL NOAA. Atmospheric Resource Laboratory NOAA. <http://www.arl.noaa.gov>.
 19. Tobiszewski M., Namiesnik J. PAH diagnostic ratios for the identification of pollution emission sources. *Environmental Pollution*. 2012, 162: 110–119. doi: 10.1016/j.envpol.2011.10.025.
 20. Omar N.Y.V.J., Abas M.R.B., Ketuly K.A., Tahir N.M. Concentrations of PAHs in atmospheric particles (PM-10) and roadside soil particles collected in Kuala Lumpur, Malaysia. *Atmospheric Environment*. 2002, 36 (2): 247–254.
 21. Ravindra K., Sothi R., Grieken R. Atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons: Source attribution, emission factors and regulation. *Atmospheric Environment*. 2008, 42 (13): 2895–2921. doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.12.010.
 22. Masclet P., Hoyau V., Jaffrezo J.L., Cachier H. Polycyclic aromatic hydrocarbon deposition on the ice sheet of Greenland. Part I: superficial snow. *Atmospheric Environment*. 2000, 34: 3195–3207. doi: 10.1016/S1352-2310(99)00196-X.
 23. Keene W.C., Khalil M.A.K., Erickson III D.J., McCulloch A., Graedel T.E., Lobert J.M., Aucott M.L., Gong S.L., Harper D.B., Kleiman G., Midgley P., Moore R.M., Seuzaret C., Sturges W.T., Benkovitz C.M., Koropalov V., Barrie L.A., Li Y.F. Composite global emissions of reactive chlorine from anthropogenic and natural sources: Reactive Chlorine Emissions Inventory. *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 1999, 104 (D7): 8429–8440. doi: 10.1029/1998JD100084.
 24. Domine F., Sparapani R., Ianniello A., Beine H.J. The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2004, 4: 2259–2271. doi: 10.5194/acp-4-2259-2004.
 25. Vitt F.M., Armstrong T.P., Cravens T.E., Dreschho G.A.M., Jackman C.H., Laird C.M. Computed contributions to odd nitrogen concentrations in the Earth's polar middle atmosphere by energetic charged particles. *Journ. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2000, 62: 669–683. doi: 10.1016/S1364-6826(00)00048-1.

Изотопный состав и регионы-источники зимних осадков в Надымской низменности© 2020 г. Н.С. Малыгина^{1,2*}, А.Н. Эйрих¹, Е.В. Агбалыян³, Т.С. Папина¹¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия; ²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; ³Научный центр изучения Арктики, Надым, Россия

*natmgn@gmail.com

Isotopic composition and source regions of winter precipitation in the Nadym LowlandN.S. Malygina^{1,2*}, A.N. Eyrikh¹, E.V. Agbalyan³, T.S. Papina¹¹Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia; ²Altai State University, Barnaul, Russia;³Scientific Research Centre of the Arctic, Nadym, Russia

*natmgn@gmail.com

Received December 29, 2018 / Revised March 25, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Nadym lowland, stable isotopes of oxygen and hydrogen, winter precipitation.***Summary**

According to the forecast of IPCC (Intergovernmental Panel of the Climate Change), an increase in precipitation is expected in this century in the Arctic. The main reason is intensification of evaporation from waters of the Arctic Ocean opening due to the intensive melting of sea ice. It is supposed that these changes will be most severe in winters in the Arctic regions, which are subject to significant anthropogenic load. In this respect, the intensively developed Nadym Lowland may be considered as a promising area for researches. The results of our study showed that the circulation conditions (primarily cyclones coming from the North Atlantic under the Eastern (E) circulation form of the G.Ya. Vangenheim–A.A. Girs classification) significantly influence on the isotopic composition of precipitation in this region. Thus, in the cold period of 2016–2017, the isotopic composition of precipitation changed for $\delta^{18}\text{O}$ by 21 ‰, and for δD by 167 ‰ (weighted average values $\delta^{18}\text{O} = -22.3$ ‰, $\delta\text{D} = -172.6$ ‰, and $d_{\text{exc}} = 5.6$ ‰). The use of the dew point temperature at the moment of precipitation in the calculations of the isotopic-temperature dependences allows obtaining the following coupling equation: $\delta^{18}\text{O} = 0.67T_{dp} - 15.2$ ($R^2 = 0.67$). On the basis of the joint analysis of synoptic, trajectory and isotopic data, the main regions-sources of atmospheric moisture, precipitated in the Nadym Lowland during the cold period of 2016–2017, were determined. The major contributions were made by the Atlantic Ocean (35.7%), the North Atlantic Ocean and the Arctic Ocean (30.4%), and the Black Sea-Caspian region (20%). The last one is characterized by the most weighted isotopic composition. Inland source regions have contributed the least to precipitation (slightly larger 10%), and their lightweight isotopic composition is related to cryogenic fractionation.

Citation: Malygina N.S., Eyrikh A.N., Agbalyan E.V., Papina T.S. Isotopic composition and source regions of winter precipitation in the Nadym Lowland. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 98–108. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010026.

*Поступила 29 декабря 2018 г. / После доработки 25 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.***Ключевые слова:** *зимние атмосферные осадки, Надымская низменность, стабильные изотопы кислорода и водорода.*

В результате совместного анализа синоптических, траекторных и изотопных данных определены основные регионы-источники поступления атмосферной влаги, выпавшей в виде осадков в Надымской низменности. Наибольший вклад вносит Атлантический океан (35,7%), меньше – северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан (30,4%), а также Черноморско-Каспийский регион (20%) и внутриконтинентальные регионы (немногом более 10%).

Введение

Современные климатические модели прогнозируют в ближайшее столетие значительное увеличение выпадающих в Арктике атмосферных осадков, в первую очередь за счёт усиления испарения с возрастающей акватории Северного Ледовитого океана в результате интенсивного таяния морских льдов [1]. В арктическом регионе холодный сезон

продолжителен, поэтому предполагается, что основной рост атмосферных осадков будет преимущественно в зимний период [2]. Это подтверждают уже реализованные оценки многолетних изменений количества атмосферных осадков, проведённые в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ). Так, среднегодовое количество осадков за последние десятилетия в Северной полярной области (СПО)



Рис. 1. Местоположение точки отбора проб атмосферных осадков в Надымской низменности (1) и станций сети Global Network of Isotopes in Precipitation – GNIP (2)

Fig. 1. The location of sampling points of precipitation in Nadym lowland (1) and the stations of Global Network of Isotopes in Precipitation – GNIP (2)

увеличилось на 5,5% по сравнению со значениями климатической нормы (1961–1990 гг.), причём это увеличение полностью обеспечено за счёт роста количества атмосферных осадков в холодный период (в среднем на 11%). Максимальный рост количества атмосферных осадков отмечается в южных частях Северо-Европейского (30–60° в.д.) и Западно-Сибирского (60–100° в.д.) районов СПО – 39,7 и 27,1% соответственно [3].

В работах, посвящённых исследованиям климатических и гидрологических изменений в Западно-Сибирском районе СПО, показано усиление влияния антропогенной нагрузки на климатические и гидрологические условия в регионе, особенно в наиболее интенсивно осваиваемых районах СПО, например, в бассейне р. Надым [4]. Данный речной бассейн полностью расположен на территории Надымской низменности, т.е. на плоской равнине, характеризующейся незначительным расчленением рельефа (от 5 до 20 м). С юга он ограничен Сибирскими увалами, с севера – устьем

р. Обь, переходящим в Обскую губу, на западе низменность обрамляется Полуийской возвышенностью, а на востоке – междуречными увалами и Тазовско-Пурской низменностью (рис. 1) [5]. Таким образом, Надымская низменность не имеет значимых орографических барьеров для прохождения воздушных масс с севера и юга, что способствует развитию меридиональной формы циркуляции, которая определяет резкие и быстрые изменения синоптических обстановок, влияющих на режим увлажнения в регионе.

В последние годы активное использование изотопологов воды ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) в качестве трассеров климатических и гидрологических циклов способствовало уточнению путей переноса влаги в атмосфере и реализации количественных оценок влияния циркуляционных условий на режим увлажнения. В глобальном масштабе соотношение стабильных изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и дейтерия δD в атмосферных осадках описывается уравнением $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$, которое называется *глобальной линией метеорных вод* – ГЛМВ [6–8]. Отклонения изотопологов от этой линии позволяют оценивать региональные процессы изотопного фракционирования, а их математическое выражение представлено в уравнениях *локальных линий метеорных вод* – ЛЛМВ. Предложенный В. Дансгором (1964 г.) на основе ГЛМВ расчётный показатель дейтериевый эксцесс ($d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$) используют как для определения направленности процессов изотопного фракционирования в осадках, так и регионов их формирования [9]. Для наиболее достоверной индикации регионов-источников осадков дополнительно применяют рассчитанные на основе данных реанализа обратные траектории движения воздушных масс [10].

Основная цель настоящей работы – синоптический и траекторный анализы условий выпадения зимних атмосферных осадков в Надымской низменности с последующим определением основных регионов-источников их поступления при использовании данных изотопного анализа.

Методика исследования

Траекторный анализ, погодные и синоптические условия. Надымская низменность относится к атлантико-евразийскому естественному синоптическому району и характеризуется очень

сложными метеорологическими условиями, а именно: она может испытывать влияние как исландского минимума или азорского максимума, так и азиатского антициклона. В соответствии с классификацией Г.Я. Вангенгейма—А.А. Гирса, основанной на выделении квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов, для атлантико-евразийского синоптического района установлено три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды — *западная форма циркуляции «W»* и два типа меридиональных процессов с волнами большой амплитуды — *меридиональная «С»* и *восточная «Е» формы циркуляции*. В настоящее время оценку развития циркуляционных условий, а именно элементарных синоптических процессов в Северном полушарии в соответствии с классификацией Вангенгейма—Гирса, проводят специалисты ААНИИ [11].

Для анализа циркуляционных условий мы использовали данные Каталога макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма—Гирса, содержащие внутримесячную детализацию атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам. Для оценки погодных и синоптических условий в период выпадения атмосферных осадков дополнительно привлекали данные метеонаблюдений, полученные непосредственно в точке отбора, а также материалы Росгидромета [12] и Национального управления океанических и атмосферных исследований — National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) [13]. Траекторный анализ выполняли при помощи модели HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) [14]. Исходной метеорологической информацией служил архив GDAS, имеющий высокое пространственное разрешение ($0,5^\circ$) и покрывающий временной интервал с 1 сентября 2007 г. по настоящее время. Обратные траектории движения воздушных масс, вызывающих осадки, рассчитывали с одинаковым временным масштабом (равным продолжительности одного естественно-синоптического периода) для каждого анализируемого случая. Причём начало построения траекторий соответствовало моменту начала анализируемого события, а высота траектории — высоте нижней границы облачности в момент выпадения атмо-

сферных осадков. На следующем этапе с целью повышения информативности и удобства работы все полученные траектории сводили в единый каталог на основе Google Earth [14].

Пробоотбор и анализ атмосферных осадков.

Отбор проб атмосферных осадков вели в холодный период (с 23 ноября 2016 г. по 16 апреля 2017 г.) на стационарной площадке в Надымской низменности ($65^\circ 32'$ с.ш. и $72^\circ 31'$ в.д.) (см. рис. 1). За изучаемый временной интервал сотрудниками «Научного центра изучения Арктики» (Ямало-Ненецкий автономный округ) непосредственно после окончания снегопада было отобрано 35 проб твёрдых атмосферных осадков объёмом более 1 мм в.э. После отбора пробы плавили при комнатной температуре в плотно закрытых пластиковых пакетах, а затем переносили в герметично закрывающиеся пробирки, которые до начала анализа хранили в холодильнике при температуре $5-8^\circ\text{C}$. Изотопный анализ проб талой воды атмосферных осадков выполняли в Химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН. Для количественного определения соотношения изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ и δD пробы предварительно фильтровали через мембранный фильтр (с использованием стерильных шприцев и шприцевых насадок Minisart NML Plus) с диаметром пор 0,45 мкм. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) определяли методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на приборе PICARRO L2130-i (WS-CRDS). Точность измерения δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ , $n = 5$) составила $\pm 0,4$ и $\pm 0,1$ ‰ соответственно. В качестве внутренних стандартов использовали пробы воды, откалиброванные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ). Средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} в атмосферных осадках рассчитывали с учётом вклада каждого индивидуального снегопада в общее количество осадков по формуле $X = \Sigma(X_i \times A_i / A)$, где X — средневзвешенное значение $\delta^{18}\text{O}$, δD или d_{exc} ; X_i — значение $\delta^{18}\text{O}$, δD или d_{exc} в осадках i -го снегопада; A_i — количество осадков в i -м снегопаде, мм в.э.; A — общее за исследуемый период количество осадков, мм в.э.

В настоящей работе для идентификации основных регионов-источников атмосферной влаги, выпадающей в виде осадков, выполнен широкий комплекс исследований. Первоначально были отобраны пробы атмосферных осадков

с их последующим изотопным анализом ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) и расчётом d_{exs} . Затем анализировали погодные и синоптические условия и определяли высоты, соответствующие нижней границе облачности, для расчёта на этих высотах обратных траекторий движения воздушных масс, обуславливающих выпадение осадков. После этого оценивали распространение снежного и ледяного покрова в районах потенциальных источников влаги. На следующем этапе устанавливали потенциальные регионы-источники влаги, выпавшей в виде осадков, с учётом данных изотопного, траекторного и синоптического анализов. И потом рассчитывали вклад осадков, поступивших из выделенных регионов-источников атмосферной влаги, в общее количество осадков, выпавших в регионе за изучаемый период. Ранее данный подход частично был реализован для идентификации регионов-источников влаги, выпавшей в виде осадков на территории Якутии и в предгорьях Алтая [15, 16].

Результаты и их обсуждение

Погодные условия и синоптические процессы зимнего периода 2016/17 г. Атмосферная циркуляция и погодные условия каждого конкретного периода могут существенно отличаться как от средних многолетних значений, так от друг друга. Число дней с разной формой циркуляции за месяцы холодного периода 2016/17 г. в атлантико-евразийском синоптическом районе, к которому относится Надымская низменность, приведено в табл. 1. Так, в ноябре 2016 г. отмечалась повышенная повторяемость процессов восточной (Е) формы циркуляции, в то время как в декабре этого же года повторяемость западной (W) и меридиональной (С) форм циркуляций существенно превысила норму (1990–2014 гг.) на восемь и четыре дня соответственно. В начале (январь–март) 2017 г. атмосферные процессы в этом синоптическом районе характеризовались повышенной повторяемостью западной формы циркуляции (W), но уже в апреле аналогичное повышение было характерно для меридиональной формы (С). Таким образом, в течение анализируемого холодного периода 2016/17 г. максимальные превышения числа дней наблюдались для западной формы циркуляции (W) в

Таблица 1. Число дней с различной формой циркуляции (по классификации Вангенгейма–Гирса) за месяцы в холодный период 2016/17 г. (числитель) и 1990–2014 гг. (знаменатель) [11]

Период	Форма циркуляции		
	западная W	меридиональная С	восточная Е
Ноябрь	8/11	7/6	15/13
Декабрь	18/10	9/5	4/16
Январь	15/12	7/6	9/13
Февраль	13/9	2/6	13/13
Март	16/10	8/8	16/13
Апрель	10/10	11/11	9/9
Среднее	13/10	7/7	11/13

декабре 2016 г. за счёт снижения процессов восточной формы (Е). В целом во время холодного периода 2016/17 г. число дней с западной формой циркуляции (W) превысило среднемесячные (для 1990–2014 гг.) значения на три дня.

Согласно данным ближайшей к месту отбора проб метеорологической станции (ГМС) Надым ($65^{\circ}28'$ с.ш. и $72^{\circ}33'$ в.д.), с ноября 2016 г. по апрель 2017 г. в Надымской низменности температура и количество осадков незначительно отличались от средних значений этих параметров за 1980–2000 гг. Так, средняя температура анализируемого периода составила $-17,6^{\circ}\text{C}$, а средние многолетние значения за 1980–2000 гг. $-17,1^{\circ}\text{C}$, количество выпавших осадков было меньше нормы (127,2 мм) только на 25 мм [12, 13].

Для оценки зависимости изменений изотопного состава атмосферных осадков от условий их формирования (в первую очередь, температуры и количества осадков) мы проанализировали погодные условия во время выпадения осадков по данным той же ГМС Надым. Установлено, что средняя температура периодов, при которой выпадали атмосферные осадки, составила $-9,9^{\circ}\text{C}$, что практически в два раза теплее, чем в среднем за анализируемый холодный сезон ($-17,6^{\circ}\text{C}$); минимальная температура была равна $-24,9^{\circ}\text{C}$ (23.12.2016 г.), а максимальная $-0,7^{\circ}\text{C}$ (30.03.2017 г.). При этом за холодный период 2016/17 г. выпало 72 мм атмосферных осадков, объём которых превышал 1 мм за время их выпадения, а наибольшее количество отмечалось 23 декабря 2016 г. и 28 февраля 2017 г. — по 5 мм (рис. 2) [12, 13]. Таким образом, анализируемый холодный период в Надымской низменности по данным ГМС Надым незначительно

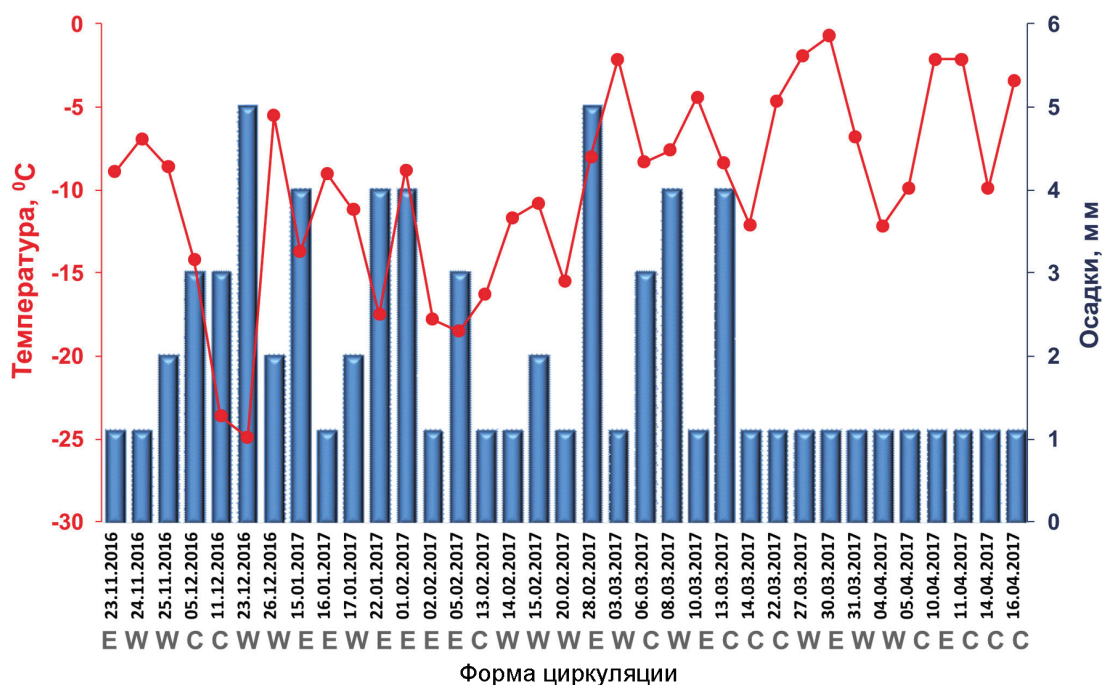


Рис. 2. Атмосферные осадки, температура воздуха [12, 13] и макросиноптические процессы (по классификации Вангенгейма—Гирса) [11] для дат выпадения атмосферных осадков в течение холодного периода 2016/17 г.

Fig. 2. Precipitation, air temperature [12, 13] and macro-synoptic processes (according to the classification of Van-genheim—Girs) [11] for the dates of precipitation during the cold period 2016/17

отличался от средних значений холодного периода за 1980–2000 гг. Совместный анализ — расчёт коэффициентов корреляций циркуляционных условий выпадения осадков, их количества и температуры — не показал значимых результатов (R^2 составило менее 0,2).

Изотопный состав атмосферных осадков.

Изотопный анализ проб атмосферных осадков, отобранных в Надымской низменности в холодный период 2016/17 г., показал, что изотопный состав варьирует от $-12,6$ до $-33,5$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от $-92,2$ до $-259,0$ ‰ для δD . Соотношения стабильных изотопов в атмосферных осадках исследуемого холодного периода согласуются с немногочисленными в пространственном и временном отношении ранее полученными значениями на наиболее близко расположенных станциях Global Network of Isotopes in Precipitation — GNIP [17], хотя они изотопно облегчены на 1–3 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 2). Это может быть обусловлено тем, что пробы отбирались в разные годы: на станциях GNIP — с 1980 по 2000 г., а в Надымской низменности — в 2016/17 г., а также удалённостью некоторых станций GNIP до 700 км. Отбор проб в разные

годы и месторасположение также могли определить отличия (≈ 4 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$) результатов, полученных в этой работе, от ранее опубликованных другими авторами (см. табл. 2) для сопредельных территорий. Рассчитанная локальная линия метеорных вод для атмосферных осадков, отобранных в Надымской низменности (холодный период 2016/17 г.), имеет следующий вид: $\delta\text{D} = 7,86^{18}\text{O} + 2,4$ ($R^2 = 0,99$). При этом угловой коэффициент ЛЛМВ близок к коэффициенту ГЛМВ, равному 8 (рис. 3), что указывает на преимущественное влияние акватории Атлантического океана как основного источника формирования атмосферной влаги, выпадающей в виде осадков в изучаемом регионе. Однако широкий разброс значений изотопного состава зимних атмосферных осадков, выпадающих в Надымской низменности, показанный на рис. 3, может быть обусловлен как изменениями условий окружающей среды, например циркуляционными или температурными, так и/или сменой региональных источников поступления влаги.

Связь изотопного состава атмосферных осадков с циркуляционными и температурными условиями. Для оценки возможной связи циркуляци-

Таблица 2. Изотопный состав атмосферных осадков, отобранных в холодные периоды в Надымской низменности и на сопредельных территориях, ‰

Место отбора проб	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d_{exc}
Надымская низменность [результаты настоящей работы]	-22,3	-172,6	5,6
Амерма (GNIP) [17]	-18,2±1,5	-135,9±7,3	9,7±7,3
Дудинка (GNIP) [17]	-19,6±3,9	-147,0±27,5	10,1±7,8
Печора (GNIP) [17]	-18,6±2,1	-136,9±21,4	12,1±10,1
Салехард (GNIP) [17]	-21,5±2,4	-168,9±18,2	3,1±2,4
Ханты-Мансийск (GNIP) [17]	-19,3±2,7	-154,5±22,2	0±2,1
Север Европейской территории СССР [18]	-18,4	—*	
Печора [19]	-23,7		
Марре-Сале [20]	-21,0		

*Прочерк — отсутствие данных.

онных условий с изменением изотопного состава атмосферных осадков, отобранных на изучаемой территории, проанализированы их корреляционные зависимости. Установлено отсутствие значимой связи (R^2 равно менее 0,3) между изменениями макросиноптических процессов (по классификации Вангенгейма—Гирса) и изотопным составом атмосферных осадков холодного периода 2016/17 г. Однако рассчитанные уравнения ЛЛМВ атмосферах осадков, выпадавших при

Таблица 3. Локальные линии метеорных вод атмосферных осадков в Надымской низменности при соответствующих формах атмосферной циркуляции

Форма циркуляции	Уравнение	Коэффициент детерминации R^2
Восточная E	$\delta\text{D} = 8,0\delta^{18}\text{O} + 6,47$	0,99
Меридиональная C	$\delta\text{D} = 7,49\delta^{18}\text{O} - 6,28$	0,98
Западная W	$\delta\text{D} = 7,91\delta^{18}\text{O} + 3,22$	0,99

том или ином типе циркуляций, показали следующее (табл. 3). Угловый коэффициент ЛЛМВ осадков, выпадавших при восточной (E) форме циркуляции в Надымской низменности, имеет значение равное восьми, что и величина углового коэффициента ГЛМВ (см. табл. 3). Это вполне объяснимо, так как при восточной форме циркуляции циклоны с севера Атлантического океана смещаются по высокоширотным траекториям через изучаемый район в восточный сектор Арктики, а влага, выпадающая с атмосферными осадками при данном типе циркуляции, поступает преимущественно с акватории Атлантического океана, которая считается основным её источником в северной части Евразии [21].

Вариации изотопного состава атмосферных осадков могут быть обусловлены изменениями не только циркуляционных, но и температурных условий. Глобальная зависимость между средней годовой температурой воздуха и изо-

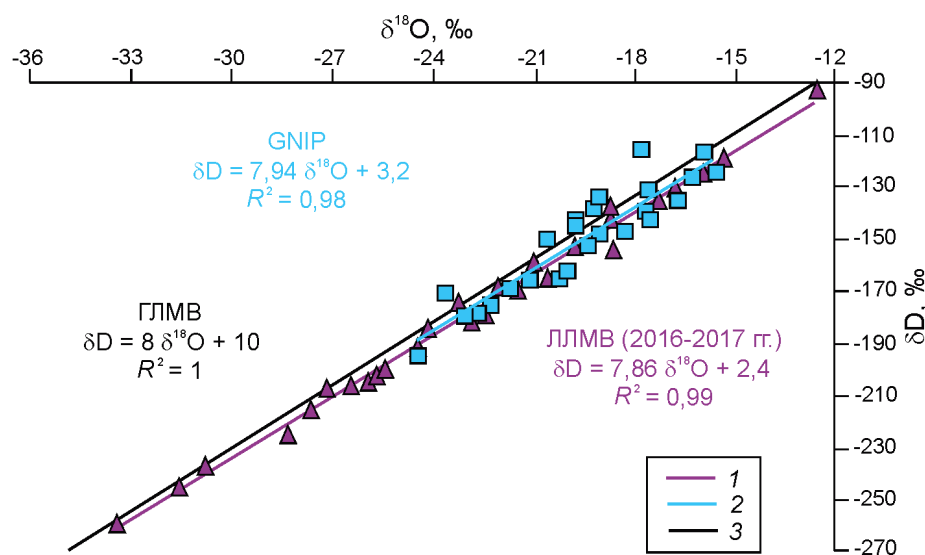


Рис. 3. Локальные линии метеорных вод (ЛЛМВ) атмосферных осадков в Надымской низменности (1) и по данным станций GNIP (2), глобальная линия метеорных вод (3) (ГЛМВ)

Fig. 3. Local Meteoric Water Line (LMWL) of precipitation in Nadym lowland (1) and according to GNIP stations (2), Global Meteoric Water Line (3) (GMWL)

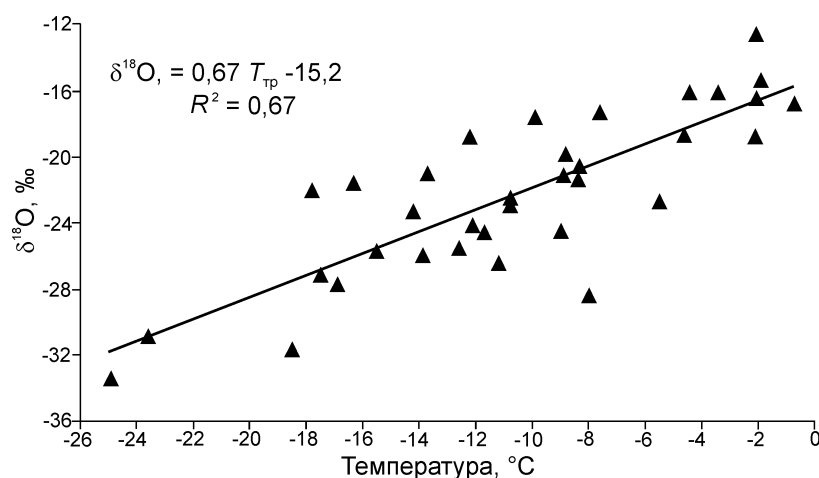


Рис. 4. Соотношение изотопов кислорода в атмосферных осадках и температуры точки росы в момент их выпадения на территории Надымской низменности (холодный период 2016/17 г.)

Fig. 4. The relations of oxygen isotopes in precipitation and dew point temperature at the time of their precipitation in Nadym lowland (cold period 2016/17)

топным составом атмосферных осадков по данным ГМС, расположенных как в тропических, так и в полярных широтах, показана В. Дансгором [7] ещё в 1964 г. Причём наиболее тесная связь между температурой воздуха и изотопным составом осадков наблюдается в холодный период года в высоких широтах [22], а величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует пропорционально изменению температуры. Для изучения зависимости между изотопным составом анализируемых атмосферных осадков и приземной температурой воздуха в момент их выпадения мы получили уравнение связи изотопного состава осадков от температуры, наблюдаемой на ГМС Надым, которое имеет следующий вид: $\delta^{18}\text{O} = 0,93T + 4,3$, коэффициент детерминации — очень низкий ($R^2 = 0,18$).

Особенности использования изотопно-температурного метода подробно описаны в работе А.А. Екайкина [23]. Чаще всего изотопный состав атмосферных осадков сопоставляют с приземной температурой воздуха, однако физически он связан с температурой конденсации в облаках, которая отличается от приземной температуры воздуха. Поэтому, например, для палеоклиматической реконструкции по данным глубинного ледяного ядра со станции Восток было предложено учитывать не только приземную температуру воздуха, но и температуру конденсации [23]. Известно, что точка росы — это температура, до которой должен охладиться воздух, чтобы содержащийся в нём пар достиг со-

стояния насыщения и начал конденсироваться; именно после наступления конденсации [24] сразу начинается выпадение осадков. Поэтому авторы настоящей статьи при расчётах изотопно-температурных зависимостей использовали имеющиеся по ГМС Надым данные о температуре точки росы в момент выпадения атмосферных осадков, т.е. температуру конденсации, которая позволила получить следующее уравнение соотношения изменений изотопного состава атмосферных осадков и температуры точки росы $T_{\text{тр}}$ в момент их выпадения: $\delta^{18}\text{O} = 0,67T_{\text{тр}} - 15,2$ (рис. 4). Полученное уравнение имеет значимый коэффициент детерминации $R^2 = 0,67$, а коэффициент связи изменений $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках и температуры точки росы равен $0,67 \text{ ‰/°C}$. Данный результат хорошо согласуется с ранее опубликованными результатами, где угол наклона изотопно-температурных зависимостей составляет для полярных широт в зимний период $0,67 \text{ ‰/°C}$ [25], а для районов Северной Атлантики — $0,69 \text{ ‰/°C}$ [7]. При этом рассчитанные значения близки и к значению коэффициента связи температур и изотопного состава осадков для высоких широт, равному $0,71 \text{ ‰/°C}$ [25].

Траекторный анализ и идентификация регионов-источников. Для идентификации регионов-источников атмосферной влаги, выпадавшей в виде осадков в Надымской низменности, рассчитанные для нижней границы облачности об-

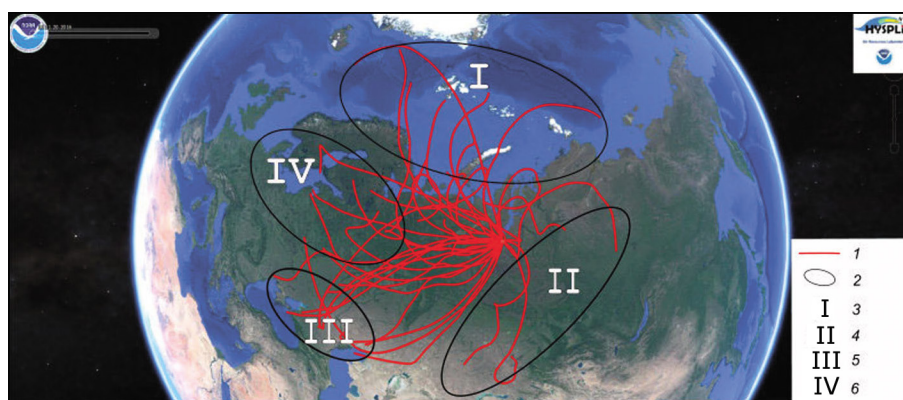


Рис. 5. Обратные траектории движения воздушных масс, обуславливающих атмосферные осадки в Надымской низменности (холодный период 2016/17 г.).

1 – обратные траектории движения воздушных масс; 2 – регионы-источники атмосферной влаги, выпадавшей в виде осадков в Надымской низменности; 3 – I регион (северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан); 4 – II регион (Внутриконтинентальные источники); 5 – III регион (Черноморско-Каспийский); 6 – IV регион (Атлантический океан)

Fig. 5. Backward trajectories of air masses responsible for precipitation in Nadym lowland (cold period 2016–2017).

1 – backward trajectories of air masses; 2 – regions-sources of atmospheric moisture that fall as precipitation in Nadym lowland; 3 – I region (North Atlantic Ocean and Arctic Ocean); 4 – II region (Inland regions); 5 – III region (Black Sea-Caspian region); 6 – IV region (Atlantic Ocean)

ратные траектории движения воздушных масс были приведены к одному масштабу для создания единого каталога на основе Google Earth (рис. 5). Используя данные с суточным разрешением по распространению снежного и ледяного покровов в Северном полушарии [13], было оценено наличие ледяного покрова на водоёмах и снежного покрова на подстилающей поверхности в районах потенциальных регионов-источников влаги. Результаты показали, что акватории Атлантического океана и Черномор-

ско-Каспийского региона на даты формирования над ними воздушных масс, обусловивших атмосферные осадки в Надымской низменности, были открыты, в то время как для севера Атлантического и Северного Ледовитого океанов часто было характерно наличие установившегося ледяного покрова (рис. 6).

Основываясь на данных траекторного, погодного и синоптического анализов, картах распространения снежного и ледяного покрова, установлены потенциальные регионы-источни-

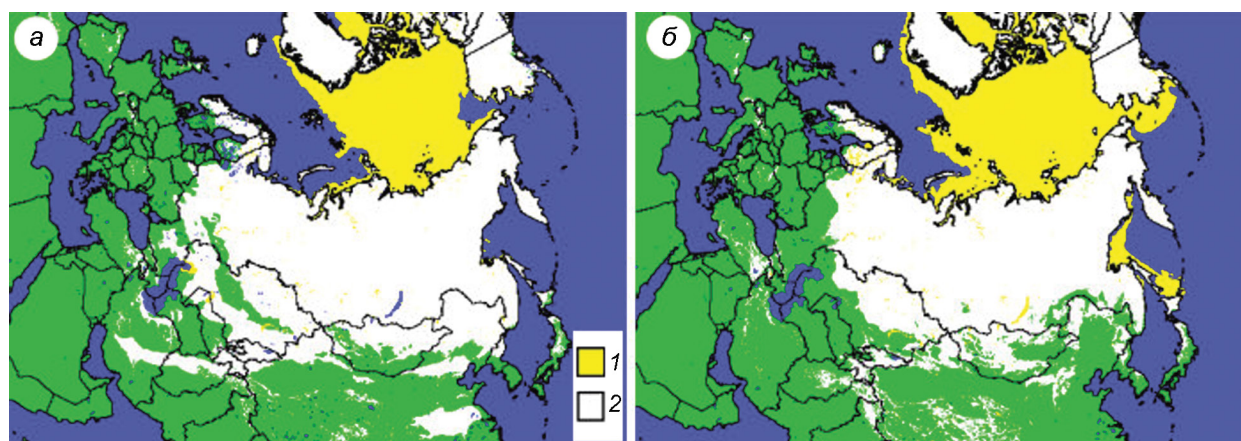


Рис. 6. Распространение снежного и ледяного покровов 24.12.2016 г. (а) и 27.03.2017 г. (б) по данным [13]: 1 – распространение ледяного покрова; 2 – распространение снежного покрова

Fig. 6. Snow and ice covers on 24.12.2016 (а) and 27.03.2017 (б) according to [13]:

1 – ice cover; 2 – snow cover

Таблица 4. Средневзвешенные значения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} , ‰) атмосферных осадков и их вклад (%) в общее количество осадков в Надымской низменности (за холодный период 2016/17 г.)

Регион-источник и его номер	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d_{exc}	Вклад в количество осадков
I. Северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан	-22,7	-191,1	9,5	31,4
II. Внутриконтинентальные источники	-25,3	-190,5	11,7	12,9
III. Черноморско-Каспийский регион	-19,4	-150,4	4,6	20,0
IV. Атлантический океан	-23,7	-198,8	9,1	35,7

ки влаги, выпадавшей в виде осадков в Надымской низменности, которые затем были верифицированы результатами изотопного анализа атмосферных осадков и сопоставлены с опубликованными данными по изотопному составу природных вод в потенциальных регионах-источниках. После этого были рассчитаны средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков, поступавших из четырёх основных регионов-источников, и процентный вклад каждого источника в общее количество осадков, выпавших на исследуемой территории в 2016/17 г. (табл. 4).

Наиболее утяжелённый изотопный состав осадков относительно других источников характерен для осадков, обусловленных воздушными массами из *Черноморско-Каспийского региона* (III группа регионов-источников), а именно: -19,4 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$; -150,4 ‰ для δD ; 4,6 ‰ для d_{exc} . Полученные результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по изотопному составу природных вод в западной части Центральной Азии, а значения d_{exc} укладываются в рассчитанные интервалы для этого региона (от +5 до -3 ‰) [26]. При этом вклад данного региона, определившего поступление влаги, выпадавшей в виде осадков в течение холодного периода 2016/17 г. в Надымской низменности, составил 20% общего количества. Атмосферные осадки, поступление которых связано с воздушными массами с севера Атлантического океана и Северного Ледовитого океана, а также непосредственно с акватории Атлантического океана (I и IV группа регионов-источни-

ков) имели самые близкие значения d_{exc} к значению d_{exc} ГЛМВ, равному 10 ‰, и составили 9,5 и 9,1 ‰ соответственно. Осадки, обусловленные влиянием этих двух регионов, были изотопно облегчены (≈ 3 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и ≈ 40 ‰ для δD) относительно осадков, поступивших с воздушными массами из Черноморско-Каспийского региона, а их суммарный вклад составил более 67% (см. табл. 4). Минимальный вклад (около 13%) и самый облегчённый изотопный состав характерны для атмосферных осадков, связанных с влиянием *Внутриконтинентальных регионов-источников* (II группа). При этом самые высокие значения d_{exc} , равные 11,7 ‰, характерны именно для этого региона; известно, что d_{exc} в атмосферных осадках увеличивается при низких температурах воздуха [23], когда происходят процессы криогенного фракционирования.

Выводы

1. Изотопный состав атмосферных осадков, отобранных в Надымской низменности в течение холодного периода 2016/17 г., изменялся для $\delta^{18}\text{O}$ в пределах 21 ‰, а для δD – 167 ‰. Рассчитанные средневзвешенные значения составили для $\delta^{18}\text{O}$ = -22,3 ‰, δD = -172,6 ‰ и d_{exc} = 5,6 ‰ и были изотопно немного легче относительно ранее полученных значений по данным сети GNIP.

2. Уравнение локальной линии метеорных вод зимних осадков в Надымской низменности имеет следующий вид: $\delta^2\text{D} = 7,86\delta^{18}\text{O} + 2,4$. При этом угол наклона близок как к глобальной, так и к локальной линиям метеорных вод, рассчитанным по имеющимся данным станций GNIP, расположенных на сопредельных с изучаемым регионом территориях. Это позволяет считать, что на формирование изотопного состава атмосферных осадков, выпадающих на изучаемой территории в зимний период, преимущественное влияние оказывает атлантическая влага.

3. Циркуляционные условия значимо обуславливают изменения изотопного состава зимних атмосферных осадков в Надымской низменности. В первую очередь, это циклоны, приходящие с северной части Атлантического океана при восточной (Е) форме циркуляции (по классификации Вангенгейма–Гирса),

что подтверждает значение угла наклона, равное восьми, как и в уравнении ГЛМВ, характерном для атлантических океанических вод.

4. Использование при расчётах изотопно-температурных зависимостей температуры точки росы в момент выпадения осадков позволило получить следующее уравнение связи: $\delta^{18}\text{O} = 0,67 T_{\text{тр}} - 15,2$ ($R^2 = 0,67$).

5. На основе совместного анализа имеющихся синоптических, траекторных и изотопных данных определены основные регионы-источники поступления атмосферной влаги, выпавшей в виде осадков в холодный период 2016/17 г. в Надымской низменности:

а) наибольший вклад внесли Атлантический океан (IV регион-источник) — 35,7%, северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан (I регион-источник) — 31,4%, ко-

торые в сумме составили более 67%. Превалирующее влияние Атлантического океана также показано при расчётах локальной линии метеорных вод и оценке влияния циркуляционных условий в регионе;

б) пятую часть общего количества осадков (20%) определил Черноморско-Каспийский регион (III регион-источник), для которого характерен наиболее утяжелённый изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -19,4\text{‰}$, $\delta\text{D} = -150,4\text{‰}$ и $d_{\text{exc}} = 4,6\text{‰}$) относительно атмосферных осадков, поступающих из других регионов-источников;

в) Внутриконтинентальные регионы-источники (II группа) внесли наименьший вклад в общее количество поступивших осадков (более 10%), а их облегчённый изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -25,3\text{‰}$, $\delta\text{D} = -190,5\text{‰}$ и $d_{\text{exc}} = 11,7\text{‰}$) связан с криогенным фракционированием.

Литература

References

1. Bintanja R., Selten F.M. Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat // *Nature*. 2014. V. 509. P. 479–482.
2. Global warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Eds: Masson-Delmotte V., Zhai P., Pörtner H.O., Roberts D., Skea J., Shukla P.R., Pirani A., Moufouma-Okia W., Péan C., Pidcock R., Connors S., Matthews J.B.R., Chen Y., Zhou X., Gomis M.I., Lonnoy E., Maycock T., Tignor M., Waterfield T. Geneva: World Meteorological Organization. 2018. 32 p.
3. Обзор гидрометеорологических процессов в Северное полярной области / Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: Изд-во Политехнического ун-та Петра Великого, 2017. 96 с.
4. Zakharova E.A., Kouraev A.V., Biancamaria S., Kolmakova M.V., Mognard N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N., Decharme B. Snow cover and spring flood flow in the northern part of Western Siberia (the Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers) // *Journ. of Hydrometeorology*. 2011. V. 2. P. 1498–1511. doi: 10.1175/JHM-D-11-017.1.
5. Физико-географическое районирование Тюменской области / Под ред. Н.А. Гвоздецкого. М.: Изд-во МГУ, 1973. 246 с.
6. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
7. Rozanski K., Araguís-Araguís L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monography. 1993. V. 78. P. 1–36.
8. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
1. Bintanja R., Selten F.M. Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature*. 2014, 509: 479–482.
2. Global warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pörtner H.O., Roberts D., Skea J., Shukla P.R., Pirani A., Moufouma-Okia W., Péan C., Pidcock R., Connors S., Matthews J.B.R., Chen Y., Zhou X., Gomis M.I., Lonnoy E., Maycock T., Tignor M., Waterfield T. Geneva, World Meteorological Organization, 2018: 32 p.
3. *Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnoy polyarnoy oblasti*. Overview of hydrometeorological processes in Northern polar region. Ed. I.E. Frolova. Sankt-Petersburg: Publ. Politehnicheskogo universiteta Petra Velikogo, 2017: 96 p. [In Russian].
4. Zakharova E.A., Kouraev A.V., Biancamaria S., Kolmakova M.V., Mognard N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N., Decharme B. Snow cover and spring flood flow in the northern part of Western Siberia (the Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers). *Journ. of Hydrometeorology*. 2011, 2: 1498–1511. doi: 10.1175/JHM-D-11-017.1.
5. *Fiziko-geograficheskoe rayonirovaniye Tyumenskoy oblasti*. Physical and geographical zoning of Tyumen region. Ed. N.A. Gvozdeckiy. M: Moscow State University, 1973: 246 p. [In Russian].
6. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703.
7. Rozanski K., Araguís-Araguís L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monography. 1993, 78: 1–36.
8. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.

9. Froehlich K., Gibson J.J., Aggarwal P.K. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance // Study of environmental change using isotope techniques. Vienna: Intern. Atomic Energy Agency, 2002. P. 54–65.
10. Puntsag T., Mitchell M.J., Campbell J.L., Klein E.S., Likens G.E., Welker J.M. Arctic Vortex changes alter the sources and isotopic values of precipitation in northeastern US // Scientific Reports. 2016. V. 6. doi: 10.1038/srep22647.
11. Электронный ресурс: <http://www.aari.ru>.
12. Электронный ресурс: <http://www.meteorf.ru>.
13. Электронный ресурс: <http://www.noaa.gov>.
14. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website. College Park, MD, NOAA Air Res. Laboratory, 2015. <http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>.
15. Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–68. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-57-68.
16. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. С. 60–69.
17. Электронный ресурс: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html.
18. Брезгунов В.С., Евсиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В. Пространственно-временная вариация изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии и их связь с изменением температуры // Водные ресурсы. 1998. Т. 25. № 1. С. 99–104.
19. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Панеш В. Тренд изотопного состава отдельного снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 81–87.
20. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.
21. Numaguti A. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model // Journ. of Geophys Research. 1999. V. 104. P. 1957–1972.
22. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
23. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 63 с.
24. Панин Б.Д., Репинская Р.П. Прогноз влажности, облачности и осадков. Л.: Ленинградский гидромет. ин-т, 1982. 46 с.
25. Fricke H., O'Neil J. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 170. P. 181–196.
26. Oberhänsli H., Weise S.M., Stanichny S. Oxygen and hydrogen isotopic water characteristics of the Aral Sea, Central Asia // Journ. of Marine Systems. 2009. V. 76 (3). P. 310–321.
9. Froehlich K., Gibson J.J., Aggarwal P.K. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. Study of environmental change using isotope techniques. Vienna: International Atomic Energy Agency, 2002: 54–65.
10. Puntsag T., Mitchell M.J., Campbell J.L., Klein E.S., Likens G.E., Welker J.M. Arctic Vortex changes alter the sources and isotopic values of precipitation in northeastern US. Scientific Reports. 2016, 6. doi: 10.1038/srep22647.
11. <http://www.aari.ru>.
12. <http://www.meteorf.ru>.
13. <http://www.noaa.gov>.
14. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website. College Park, MD, NOAA Air Res. Laboratory, 2015. <http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>.
15. Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Y., Papina T.S. Isotope composition of winter precipitation and snow cover in the foothills of the Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 57–68. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-57-68. [In Russian].
16. Papina T.S., Malygina N.S., Eirikh A.N., Galanin A.A., Zheleznyak M.N. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (2): 60–69. [In Russian].
17. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html.
18. Brezgunov V.S., Evsikov A., D Ferronskij V.I., Salsnova L.V. Spatio-temporal variation of the oxygen isotopic composition of atmospheric precipitation and river water in northern part of Eurasia and their relationship with temperature change. *Wodnye Resursy*. Water Resources. 1998, 25 (1): 99–104. [In Russian].
19. Vasilchuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Papesh V. Trend of isotopic composition of individual snowfall in northeastern Europe. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2005, IX (3): 81–87. [In Russian].
20. Oblovov G.E. *Evolutsiya kriolitozony poberezhya i shelfa Karskogo morya v pozdnem neopleystotsene-golotsene*. Evolution of the coastal and shelf cryolithozone of the Kara Sea in the Late Neopleistocene-Holocene. PhD. Tyumen: Earth Cryosphere Institute SB RAS, 2016: 197 p. [In Russian].
21. Numaguti A. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation mode. *Journ of Geophys Research*. 1999, 104: 1957–1972.
22. Ferronskiy V.I., Polyakov V.A. *Izotopiya gidrosfery Zemli*. The isotope of Earth's hydrosphere. Moscow: Nauchny Mir, 2009: 632 p. [In Russian].
23. Ekaykin A.A. *Stabilnye izotopy vody v glyatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in glaciology and paleogeography. Sankt-Petersburg: AARI, 2016: 63 p. [In Russian].
24. Panin B.D., Repinskaya R.P. *Prognoz vlazhnosti, oblachnosti i osadkov*. Forecast of humidity, cloudiness and precipitation. Leningrad: Hydrometeorological Institute, 1982: 46 p.
25. Fricke H., O'Neil J. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters*. 1999, 170: 181–196.
26. Oberhänsli H., Weise S.M., Stanichny S. Oxygen and hydrogen isotopic water characteristics of the Aral Sea, Central Asia. *Journ. of Marine Systems*. 2009, 76 (3): 310–321.

Подземные льды и наледи

УДК 550.837

doi: 10.31857/S2076673420010027

Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая

© 2020 г. Г.С. Дьякова^{1*}, А.А. Горевячева², О.В. Останин¹, В.В. Оленченко³, Р.Ю. Бирюков⁴¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; ³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука, Новосибирск, Россия;⁴Институт водных и экологических проблем, Барнаул, Россия

*galinabarnaul@mail.ru

Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai

G.S. Dyakova^{1*}, A.A. Goreyavcheva², O.V. Ostanin¹, V.V. Olenchenko³, R.Yu. Biryukov⁴¹Altai State University, Barnaul, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ³Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia; ⁴Institute of Water and Environmental Problems, Barnaul, Russia

*galinabarnaul@mail.ru

Received March 26, 2019 / Revised May 22, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *Altai, electrical resistivity tomography, glacial-permafrost rock formations, GPR-sounding, permafrost, rock glacier.*

Summary

Several complexes of glacial-permafrost stone formations have been studied in the Central Altai using geophysical methods. The features of their internal structure together with characteristic differences between them depending on the dynamic activity, altitude and geomorphological characteristics were determined. Integration of the methods of the electrical resistivity tomography and the GPR-sounding made it possible to distinguish roofs on all the studied formations and to estimate thicknesses of the stone-ice cores. Studying of eight formations with different degrees of activity and located at different altitudes did show that the thicknesses of the stone-ice cores increase with height: from 8–10 m in the mid-mountain zone up to 18–20 m in the highlands. The values of the specific resistance of cores inside the glacial-stone formations are directly proportional to altitudes of the objects (the correlation coefficient is 0.7) that give an indication of increasing in the amount of ice in them with height. The depth of occurrence of the roof of the stone-ice material in the formations is more dependent on the exposure of the slope on which the object is located, and changes from 1–2 m on slopes of the Northern exposure up to 4–6 m on slopes of the Southern and Western exposures.

Citation: Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R.Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 109–120. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010027.

Поступила 26 марта 2019 г. / После доработки 22 мая 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *Алтай, георадиолокационное зондирование, гляциально-мерзлотные каменные образования, каменные глетчеры, многолетняя мерзлота, электротомография.*

С помощью комплекса методов электротомографии и георадиолокационного зондирования установлена глубина залегания и оценена мощность каменно-ледяных ядер, а также прослежена взаимосвязь морфологии поверхности и внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая.

Введение

Гляциально-мерзлотные каменные образования (ГМКО) — это скопление сцементированного льдом грубообломочного материала в горах, способного самостоятельно двигаться за счёт

вязкопластического течения льда под действием силы тяжести. В англоязычной литературе такие образования называют *rock glacier*, а в большинстве русскоязычных публикаций принят термин *каменный глетчер*. Интерес к этим образованиям обусловлен значительным количеством содер-

жащегося в них льда, который менее подвержен вытаяванию при повышении температуры, чем лёд в классических ледниках.

В настоящее время для исследования внутреннего строения ГМКО широко применяют геофизические методы. Так, в Восточных Швейцарских Альпах получены данные о внутреннем строении двух каменных глетчеров с помощью комплекса электротомографии, сейсморазведки и георадара [1]. В других исследованиях каменные глетчеры рассматриваются как многофазные объекты и изучаются с помощью сейсморазведки и электротомографии [2]. При изучении каменных глетчеров в Эццальских Альпах Австрии исследователи оценивают объёмное содержание льда также с помощью геофизических данных [3]. Несколько разновозрастных комплексов ГМКО изучено со стороны Французских Альп; на этой территории ведётся геофизический мониторинг их внутреннего строения более 10 лет. Здесь при исследовании геофизические методы применяют вместе с геоморофологическим анализом изучаемых структур [4].

Комплекс методов, состоящий из электротомографии, георадиолокационного зондирования и сейсморазведки, использовался также для изучения каменных глетчеров в горах Колорадо в США. Авторами этих работ была выделена граница между талыми и мёрзлыми отложениями каменного глетчера; сопротивление каменно-ледяного материала, по их данным, составило порядка 150 кОм·м [5]. Большое число каменных глетчеров выделено на территории безлёдных долин южной части Земли Виктории в Антарктиде, где учёные оценивают скорость движения ГМКО и создают модели внутреннего строения по геофизическим данным [6].

Основная цель настоящего исследования — установить общие закономерности и различия внутреннего строения активных и неактивных ГМКО, расположенных на разных высотных уровнях и имеющих различную морфологию. Активность ГМКО определялась по морфологическим и косвенным признакам. К активным были отнесены ГМКО, имеющие несколько характерных признаков: хорошо выраженный активный осыпной фронтальный уступ; незадернованную или слабозадернованную поверхность ГМКО; обломочный материал на поверхности в подвижном состоянии; ручьи и ключи в

прифронтальной области; заболоченную прифронтальную область; хорошо выраженные поперечные и продольные гряды и ложбины, а также напорные валы перед фронтом (не для всех образований).

Район исследований и ключевые участки

Гляциально-мерзлотные каменные образования широко распространены как в перигляциальной зоне высокогорий Алтая, так и в среднегорной области. Они встречаются в интервале высот от 1230 до 3200 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Больше всего их встречается в высотном диапазоне от 2300 до 2700 м. Для исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая выбрано четыре участка: два в среднегорной области и два в высокогорье. Схема расположения участков показана на рис. 1.

Участок «Сукорский» расположен в долине р. Чуя, на крайних северо-восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, и приурочен к северному макросклону массива горы Сукор (рис. 2, а). Согласно исследованиям В.В. Бутвиловского, И.Д. Зольникова и Е.В. Деева [7–9], оползневой обвал в районе горы Сукор, дающий начало нескольким ГМКО, сформировался в конце неоплейстоцена — начале голоцена, т.е. 13–14 тыс. лет назад. Мы предполагаем, что в дальнейшем в толще рыхлообломочных отложений сформировались ледяные ядра. В результате каменно-ледяная толща приобрела способность к самостоятельному движению под действием силы тяжести. Со временем, в процессе изменения климатических условий, часть ГМКО утратила функцию самостоятельного движения и стала неактивной. В настоящее время на исследуемой территории можно выделить один активный и, как минимум, четыре неактивных ГМКО. Каждый из этих объектов имеет несколько разновозрастных генераций. На данном участке были выполнены геофизические исследования четырёх ГМКО методами электротомографии и георадиолокационного зондирования.

Участок «Кукетанар» находится на юго-восточном макросклоне Курайского хребта у подножия вершины высотой 2472 м, на правом бе-

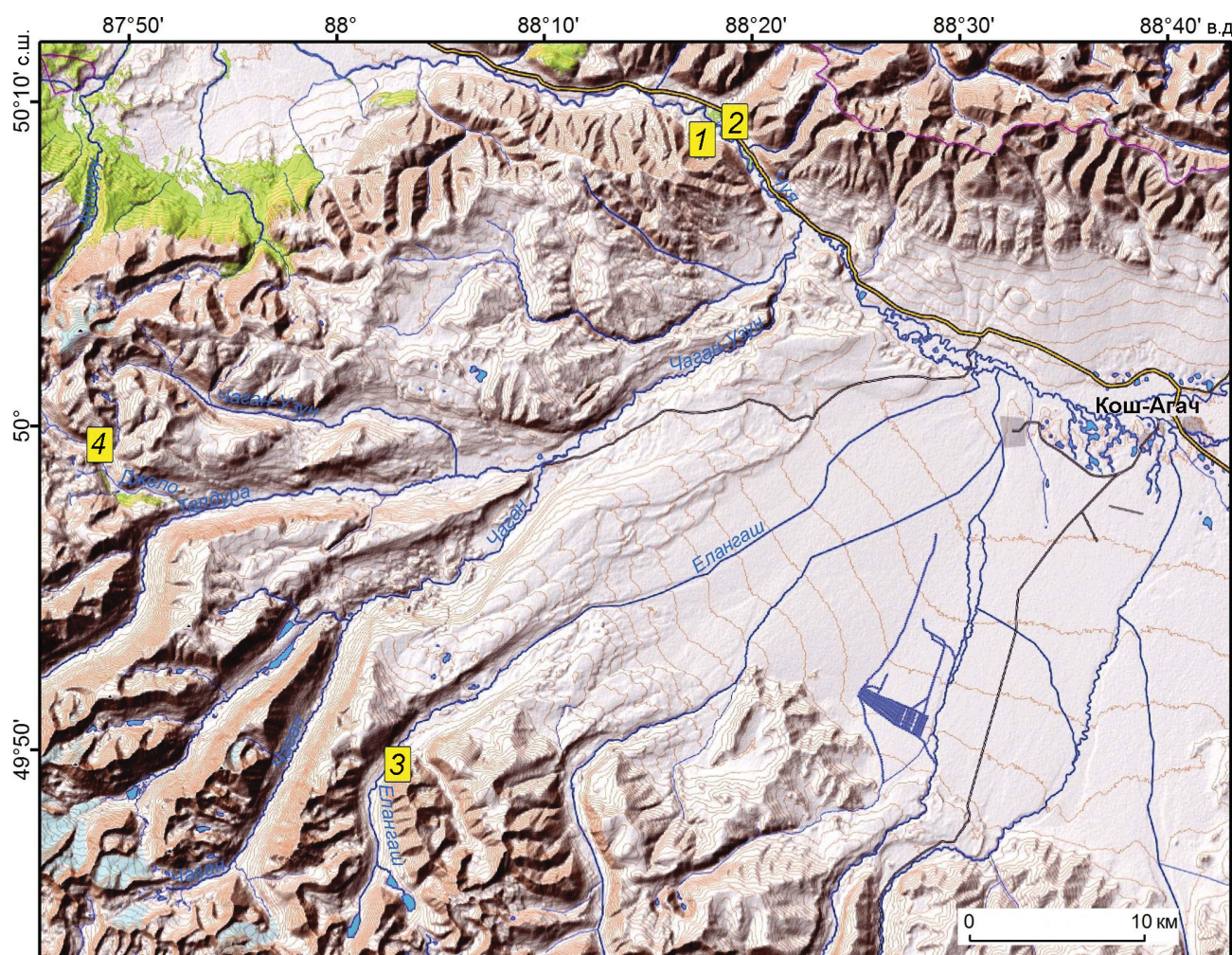


Рис. 1. Схема расположения ключевых участков исследования:

1 – Суковский; 2 – Куктанар; 3 – Елангаш; 4 – Джело

Fig. 1. Location of key areas:

1 – Sukorsky; 2 – Kuektanar; 3 – Elangash; 4 – Dzhelo

реку р. Чуя, между её притоками – Куктанар и Мештуярык (см. рис. 2, б). Участок сложен преимущественно эффузивами среднего и основного состава и их туфами, а также кварцитами и метаморфизованными песчаниками. На исследованном участке долины лежат два ГМКО присклонового типа. Для них характерны небольшая длина (не более 0,4 км) и сливающиеся между собой широкие фронты, образующие единый комплекс ГМКО. Геофизические исследования проводили на северо-западном ГМКО (50°09' с.ш., 88°19' в.д.). Исследуемый ГМКО в плане имеет серповидную форму и находится на переходной стадии от активного к неактивному состоянию.

Участок «Елангаш» расположен на склоне северо-западной экспозиции Южно-Чуйского

хребта, на правом берегу р. Елангаш, выше устья р. Турой (см. рис. 2, в). Сложен песчаниками, алевролитами, метаморфизованными сланцами, а местами – гравелитами. Долина р. Елангаш в пределах участка довольно широкая, с небольшим уклоном, река имеет спокойный характер, умеренно меандрирует и разбивается на несколько рукавов. На этом участке долины находятся пять ГМКО языкообразной формы; их боковые фронты тесно соприкасаются, образуя единый комплекс ГМКО. Длина отдельных образований колеблется от 270 до 550 м, ширина – от 150 до 370 м. Они берут начало на осыпных склонах, которые рассечены многочисленными ложбинами. Геофизические исследования проводились на двух ГМКО: верхнем (крайнем юго-западном:

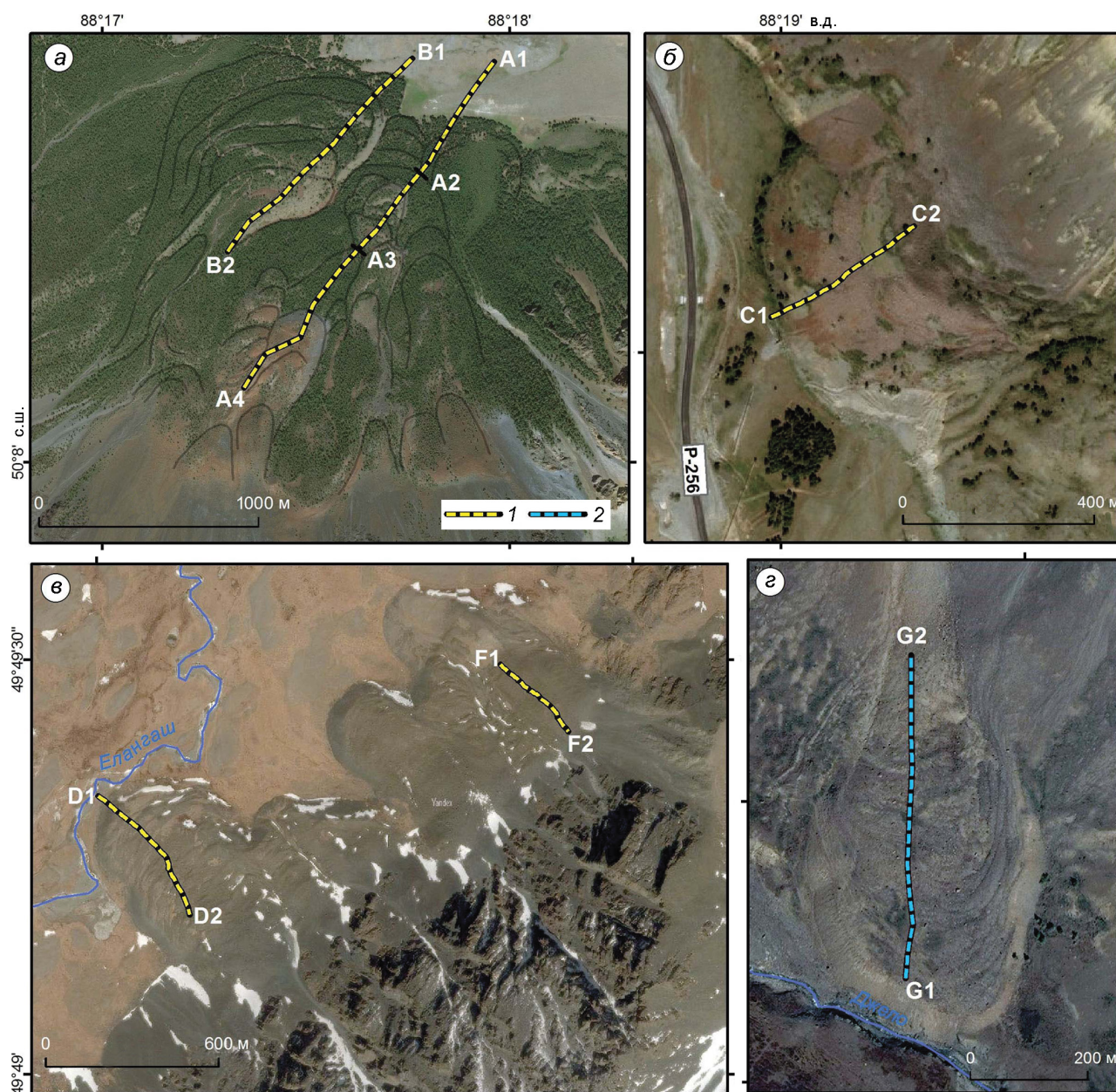


Рис. 2. Схема профилей на участках Сукорский (а), Кукетанар (б), Елангаш (в), Джелло (г):

1 – профили электротомографии; 2 – профили георадиолокационного зондирования

Fig. 2. Profile location plan in Sukorsky site (a), Kuektanar site (b), Elangash site (c), Dzhelo site (d):

1 – electrical resistivity tomography profiles; 2 – GPR sounding profiles

49°49'16" с.ш., 88°02'05" в.д.) и нижнем (крайнем северо-восточном: 49°49'29" с.ш., 88°02'49" в.д.).

Верхний – это активное ГМКО, состоящее из одной генерации; уклон поверхности – 15°. Длина потока составляет не менее 550 м, максимальная ширина – 370 м, поверхность сложена обломочным материалом разного размера. Межкаменное пространство заполнено мелкозёмом или свободно от него. Камни находятся в под-

вижном состоянии. Поверхность ГМКО осложнена многочисленными валами, расположенными перпендикулярно направлению движения потока. Растительность крайне разреженная; встречаются отдельные кустарники. По периметру всего фронта каменного потока имеются многочисленные ключи, источником которых, вероятно, служит лёд внутри массива. Поток спускается к руслу р. Елангаш, подпирая основ-

ное русло реки и смещая его к противоположному склону долины на 150 м. Нижнее ГМКО состоит из трёх генераций, верхняя (самая молодая) из которых — активная. Поверхностный рельеф этого ГМКО выражен слабо; его неактивные генерации частично перекрыты соседним ГМКО. Общая длина ГМКО не превышает 510 м; длина активной генерации — 253 м, максимальная ширина — 190 м.

Участок «Джелло» находится на восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, на южном макросклоне, в среднем течении р. Джело (левый приток р. Талдуры, бассейн р. Чуя), на левом берегу троговой долины, выше впадения р. Куркурек (см. рис. 2, г). Участок сложен конгломератами, песчаником, алевролитами, сланцами, встречаются маломощные пласты известняков. Долина в данном месте изгибается, поворачивая с востока-юго-востока на юго-юго-запад. В пределах данного участка поперёк долины расположена ригельная ступень высотой 12–14 м, представляющая собой монолитный блок горных пород, сверху обработанный ледником (курчавые скалы), с глубоким узким врезом р. Джело. На данном участке долины имеется только одно ГМКО (49°59'15" с.ш., 87°48'25" в.д.). Образование активное, состоит из одной генерации. Форма в плане — языкообразная; морфология поверхности характеризуется хорошо выраженными поперечными и продольными валами и ложбинами. Корневая часть ГМКО берёт своё начало из материала осыпи. Первые признаки движения и поверхностных деформаций начинают проявляться на высоте 2456 м. Фронтальная часть потока опускается до 2360 м. Высота фронтального уступа составляет 23 м; его уклон близок к углу естественного откоса (35°). Общий уклон поверхности ГМКО — 13°; общая длина — 430 м; максимальная ширина — 265 м.

Язык ГМКО выходит на ригельную ступень, которая прорезана рекой; фронтальный уступ подходит вплотную к руслу реки. Его поверхность осложнена многочисленными подковообразными валами, повторяющими по форме линию фронта, а также тремя продольными ложбинами глубиной 3–7 м и длиной 80–210 м, по характеру растительности которых видно, что они более увлажнённые. Поверхность каменного потока пересекает тропа. В прифронтальной области имеются водотоки (ключи).

Методика проведения работ

Для изучения гляциально-мерзлотных каменных образований применён комплекс электроразведочных методов — электротомография (ЭТ) и георадиолокационное зондирование (ГРЛЗ). Схема профилей приведена на рис. 2.

Измерения методом электротомографии проводились с помощью многоэлектродной электроразведочной станции «Скала-48» [10]. При измерениях методом электротомографии на участках *Куктанар*, *Елангаиш* и *Джелло* последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже ($AB_{\max} = 235$ м), при этом глубинность исследований составляла до 40 м. На участке ГМКО *Сукорский* последовательность подключения электродов соответствовала трёхэлектродной прямой и встречной установкам с максимальными разносами $AO_{\max} = 215$ м. Глубинность исследований достигала 80 м. Шаг измерений по профилю составлял 5 м на всех объектах.

На участке *Сукорский* проведены измерения на двух профилях в левом и правом бортах цирка Сукорского оползне-обвала (см. рис. 2, а). Профиль А1–А4 исследований электрических зондирований протяжённостью 1315 м начинался в долине р. Чуя (абс. высота 1723 м) и поднимался вверх, пересекая несколько разновозрастных генераций до высоты 2005 м. Профиль В1–В2 протяжённостью 840 м проходил вдоль структуры более древнего ГМКО на высотах 1742–1848 м. На участке *Куктанар* методом электротомографии проведены исследования на профиле С1–С2 (см. рис. 2, б), длина которого составила 235 м, измерения проводились на высотах 1710–1756 м. На участке *Елангаиш* проведены измерения по двум профилям вдоль оси каждой из структур (см. рис. 2, в). Профиль F1–F2 имеет протяжённость 235 м и проложен на высоте 2484–2541 м; профиль D1–D2 протяжённостью 365 м проходит на высотах 2538–2586 м.

Заземление электродов велось с подливом солёной воды, что снизило сопротивление заземлений до приемлемых значений. Инверсию данных электроразведки проводили в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv. В результате получены разрезы удельного электрического сопротивления ГМКО по профилям (геоэлектрические разрезы).

Георадиолокационное зондирование проводилось на тех же объектах, что и электрозондирование. Профили закладывались параллельно профилям электротомографии. Дополнительно зондирование было выполнено на активном языкообразном присклоновом ГМКО в долине р. Джело (Северо-Чуйский хребет). Измерения выполняли георадаром Питон-3 с антенными блоками разных частот (100, 50 и 38 МГц), которые позволяют получать георадиолокационные разрезы глубиной до 20, 40 и 60 м соответственно. При анализе полученных данных установлено, что оптимально использование антенного блока с частотой 50 МГц, максимальная глубина зондирования которого составляет 40 м, а разрешающая способность — 2 м. Для георадиолокационного зондирования на участке *Сукорский* применён георадар ОКО-2 с антенным блоком центральной частоты 150 МГц. Для обработки данных георадиолокационного зондирования использовалась программа GeoScan32. Граф обработки включал в себя вычитание среднего, усиление профиля по глубине и задание рельефа.

Результаты исследований

Электротомография. На рис. 3 показаны геоэлектрические разрезы, полученные на всех изученных объектах. Разрезы характеризуются наличием высокоомного слоя с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) более 10 кОм·м, который интерпретируется как каменно-ледяное ядро ГМКО. На всех разрезах однозначно определяется кровля каменно-ледяных отложений, однако подошву каменно-ледяного ядра ГМКО чаще всего выделить невозможно.

Высокоомные аномалии в разрезе по профилю А1–А4 участка *Сукорский* (см. рис. 3, б) соответствуют нескольким отдельным разновозрастным ГМКО, геоморфологические границы которых отмечены вертикальными линиями на рис. 3, б. Из них два нижних ГМКО (на рис. 3, б отмечены римскими цифрами I и II) находятся в неактивном состоянии, а участок А3–А4, приуроченный к верхнему ГМКО (на рис. 3, б отмечен римской цифрой III), относится к активному, на что указывают высокие значения УЭС, а также ряд геоморфологических признаков. УЭС каменно-ледяного материала в разрезе по профилю А1–

А4 не превышает 160 кОм·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала уменьшается с 6 м до 0,5 м в верхней части профиля [11].

По геоморфологическим признакам ГМКО, по которому проходит профиль В1–В2 участка *Сукорский*, не активен. Это выражается в отсутствии у него выраженного активного фронтального уступа, общей сглаженности поверхности, а также в высокой степени задернованности его поверхности и развитой древесно-кустарниковой растительности. Для неактивного объекта характерны самые низкие значения УЭС отложений. Остатки каменно-ледяного материала выделяются на 285–350 м, 480–575 м и 600–740 м профиля. УЭС каменно-ледяного материала не превышает 40 кОм·м, сопротивление вмещающей среды — порядка 100–2500 Ом·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала изменяется от 2 до 5 м [12].

На геоэлектрическом разрезе профиля С1–С2 участка *Куктанар* (см. рис. 3, в) УЭС каменно-ледяного материала составляет более 40 кОм·м, глубина залегания кровли — 2–6 м. Его мощность достигает 10–15 м, однако однозначно выделить подошву этого слоя нельзя. Наиболее высокие значения УЭС каменно-ледяного ядра (более 160 кОм·м) установлены на участке *Елангаиш* на линии F1–F2 (см. рис. 3, д) на высоте порядка 2500 м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного ядра здесь — 3–6 м. Геоэлектрический разрез по линии D1–D2 участка *Елангаиш* также характеризуется высокими значениями УЭС — более 40 кОм·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала изменяется в пределах 2–4 м. Подробные результаты исследований по профилям С1–С2 и F1–F2 приведены в статье [13].

Сравнение моделей разрезов сопротивлений с разных участков показало, что с увеличением высотного положения ГМКО УЭС каменно-ледяного материала возрастает. На рис. 4 показано распределение сопротивлений каменно-ледяного материала в зависимости от высотного расположения ГМКО. При построении распределения использовались значения УЭС пород более 10 кОм·м, которые соответствуют каменно-ледяному ядру, доверительный интервал по высоте составил ± 50 м. Также на графике отмечены наибольшие и наименьшие значения сопротивлений (см. рис. 4). В полученном рас-

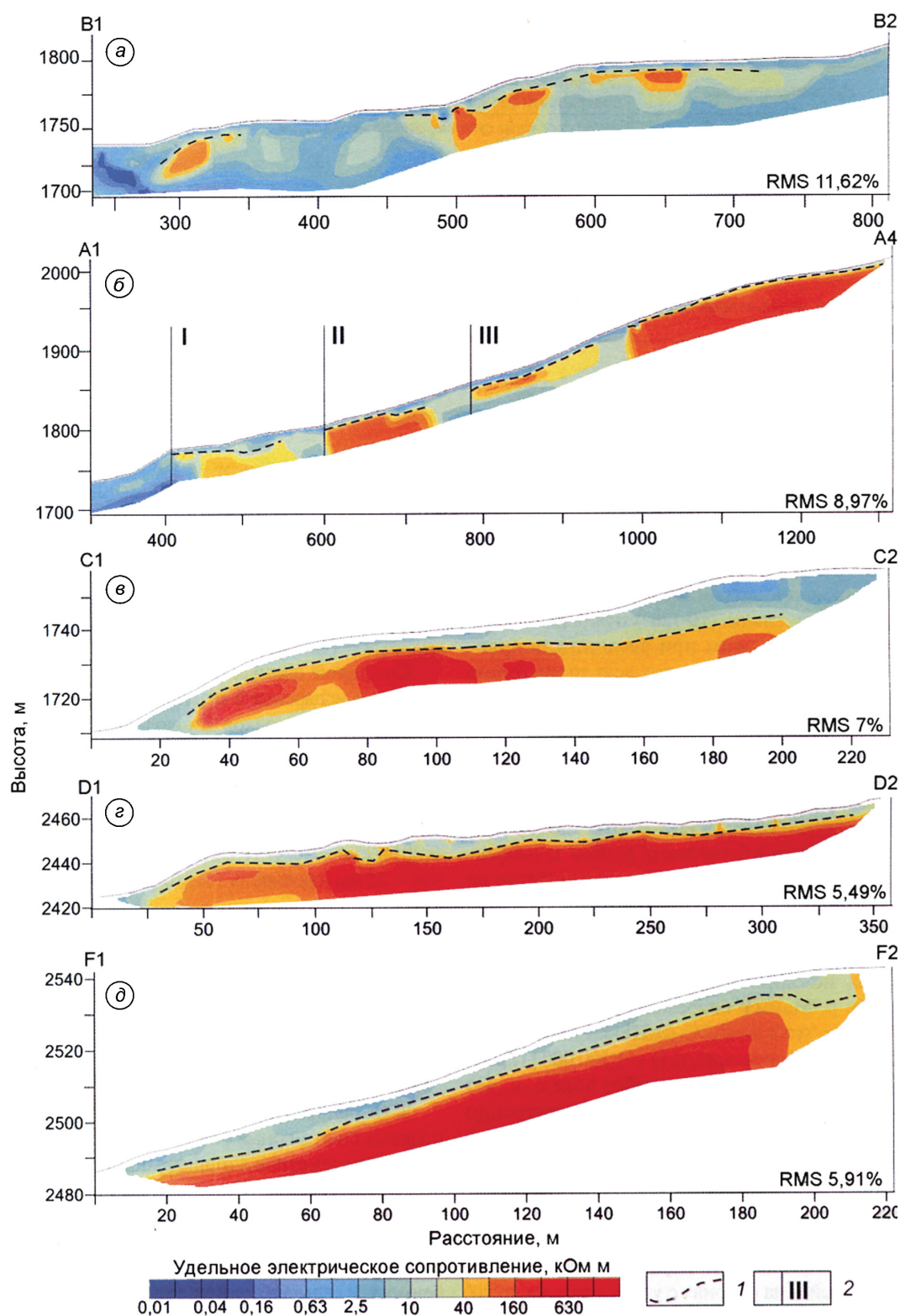


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы гляциально-мерзлотных каменных образований:

1 – кровля каменно-ледяных ядер; 2 – границы отдельных гляциально-мерзлотных каменных образований; RMS – среднеквадратичная ошибка. Расположение профилей показано на рис. 2

Fig. 3. Geoelectric sections of glacial-permafrost rock formations:

1 – roof of the ice core; 2 – boundaries of separate glacial-permafrost rock formations; RMS – root-mean-squared error. Location of profiles shown in Fig. 2

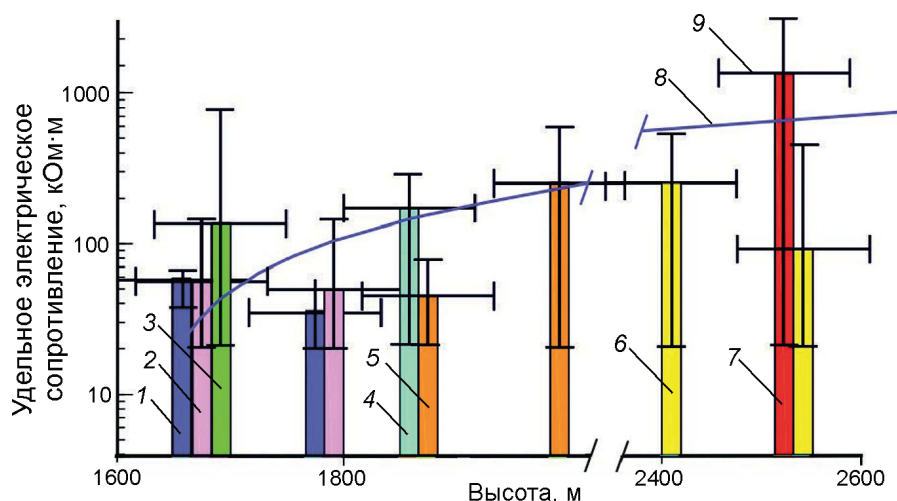


Рис. 4. Распределение удельного электрического сопротивления каменно-ледяных ядер в зависимости от высотного расположения гляциально-мерзлотных каменных образований:

1 – профиль A1–A2; 2 – профиль B1–B2; 3 – профиль C1–C2; 4 – профиль A2–A3; 5 – профиль A3–A4; 6 – профиль D1–D2; 7 – профиль F1–F2 (расположение профилей показано на рис. 2); 8 – линия тренда; 9 – границы доверительных интервалов

Fig. 4. Distribution of electrical resistivity of ice cores depending on the altitude position of the glacial-permafrost rock formations:

1 – A1–A2 profile; 2 – profile B1–B2; 3 – profile C1–C2; 4 – profile A2–A3; 5 – profile A3–A4; 6 – profile D1–D2; 7 – profile F1–F2 (refer to Fig. 2); 8 – trend line; 9 – boundaries of confidence intervals

пределении прослеживается линейный тренд ($y = 0,7191 - 1164,1; r = 0,7$), что указывает на существование зависимости – с увеличением высоты расположения ГМКО повышается УЭС его каменно-ледяного ядра. Отметим, что из данной закономерности выбивается профиль D1–D2. Данный профиль имеет ту же экспозицию, что и профиль F1–F2, и схожую с ним литологию, однако ГМКО, по которому проходит профиль, спускается со склона в пойму р. Елангаши, поэтому его поверхность имеет более пологий уклон, а в нижней части языка межкаменное пространство преимущественно занято мелкозёмом. Это может быть причиной меньших значений УЭС.

Таким образом, анализ геоэлектрических разрезов ГМКО, проложенных на разной высоте, имеющих разную экспозицию и степень активности, показывает, что метод электромографии позволяет однозначно выделить кровлю каменно-ледяного материала. Что касается мощности каменно-ледяных ядер, то достоверно установить её только на основе данных этого метода невозможно. В распределении сопротивлений прослеживается зависимость от высотного положения ГМКО: с увеличением абсолютной высоты повышается УЭС, что непосредственно связано с уменьшением среднегодовых темпера-

тур и может указывать на увеличение льдистости каменно-ледяного ядра [14].

Георадиолокационное зондирование. Значительная разница в значениях диэлектрической проницаемости пресного льда ($\epsilon = 3$) и воды ($\epsilon = 81$) даёт возможность проследить границу талых и мёрзлых отложений. Таким образом, метод георадиолокации позволяет выделять кровлю, а в некоторых случаях и подошву каменно-ледяного ядра ГМКО.

На радарограмме по профилю G1–G2 (участок *Джело*, рис. 5, а) выделяется пять областей, отличающихся амплитудно-частотными характеристиками: 1) 0–55 м; 2) 55–103 м; 3) 104–189 м; 4) 189–233 м; 5) 233–285 м. Такая зональность связана с изменением электрической проводимости вдоль профиля, влияющей на амплитудно-частотную характеристику георадарного сигнала. К наиболее проводящей относится зона I в прифронтальной части ГМКО. В приповерхностной части разреза G1–G2 на радарограмме прослеживается кровля каменно-ледяного материала. Глубина залегания кровли изменяется по профилю от 3,5 м на первых 150 м профиля и уменьшается до 2 м в верхней части ГМКО. В нижней части разреза также выделяется несколько отражающих горизонтов, которые, вероятно, связаны с подошвой каменно-

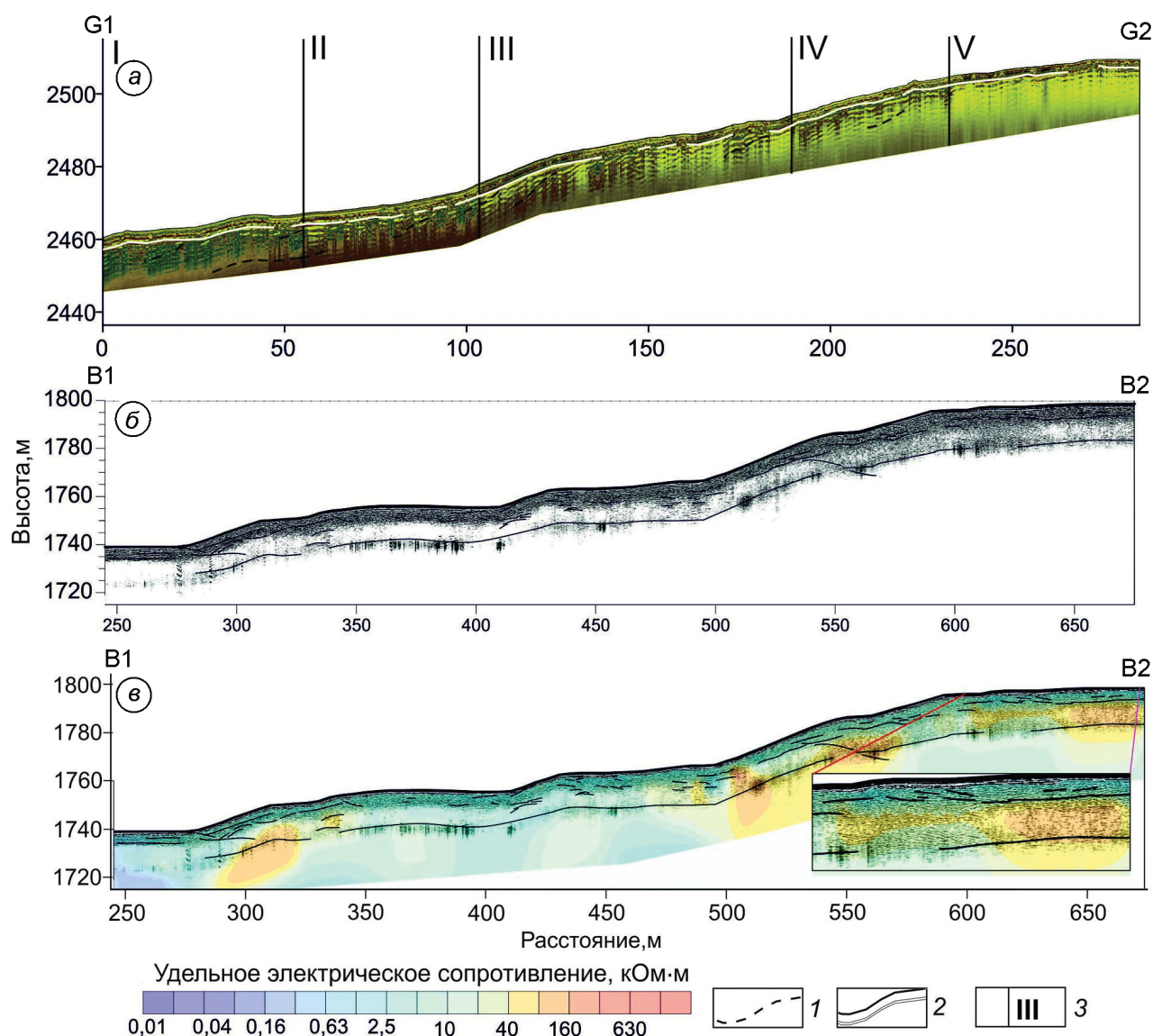


Рис. 5. Георадиолокационные разрезы:

a – на участке Джелю; *б* – на участке Сукорский; *в* – комплексирование данных георадиолокационного зондирования и электротомографии; 1 – предполагаемые границы каменно-ледяного ядра; 2 – установленные границы каменно-ледяного ядра; 3 – границы зон с различными амплитудно-частотными характеристиками. Расположение профилей показано на рис. 2

Fig. 5. GPR sections:

a – from the Dzhelo site; *б* – from the Sukorsky site; *в* – integration of GPR sensing and electrotomography data; 1 – estimated limits of the rock-ice core; 2 – rock-ice core boundaries; 3 – boundaries of zones with different amplitude-frequency characteristics. Location of profiles shown in Fig. 2

ледяного ядра ГМКО, однако однозначно провести данную границу нельзя. Можно предположить увеличение мощности каменно-ледяного материала в нижней части ГМКО: здесь она составляет около 10 м. На участке *Сукорский* по профилю В1–В2 (см. рис. 5, *б*) можно проследить границы каменно-ледяного ядра, выделенные на основе георадиолокационного зондирования.

На рис. 5, *в* совмещены радарограмма и геоэлектрический разрез по профилю В1–В2. На радарограмме хорошо прослеживается кровля каменно-ледяного ядра на глубине около 3–5 м. Выделенная граница хорошо соотносится с границей, установленной по данным электротомографии. Мощность каменно-ледяного ядра, по материалам ГРЛЗ, составляет здесь 8–15 м,

Характеристика гляциально-мерзлотных каменных образований по данным электротомографии и георадиолокационного зондирования

Характеристики	Участки и профили							
	Сукорский				Куектанар	Джелю	Елангаш	
	B1–B2	A1–A2	A2–A3	A3–A4	C1–C2	G1–G2	D1–D2	F1–F2
Высотное положение профиля, м	1742–1848	1723–1790	1766–1838	1824–2005	1710–1756	2358–2442	2538–2586	2484–2541
Экспозиция склона	СВ				ЮЗ	Ю	З	
Глубина залегания кровли каменно-ледяного ядра, м	1,5–5	3–6	1–3	0,5–1	2–6	2–3,5	2–4	3–6
Мощность каменно-ледяного ядра, м	8–15	>15	15	10–15	15–18	10(?)	>18	18–20
Удельное электрическое сопротивление, кОм·м: активного слоя вмещающей толщи каменно-ледяного ядра	0,2–1	0,1–2	1–2	2	1–5	Не определялось	1–5	0,3–4
	0,1–2,5	< 1	< 1	< 2	0,3–5		< 2,5	< 2,5
	10–40	20–40	40	40–160	> 40		> 40	> 160

что значительно меньше предполагаемой мощности, установленной по данным электротомографии, когда мощность на некоторых участках достигала 20–30 м (профили 285–350 м и 480–575 м). На участке профиля 600–740 м можно с уверенностью говорить о выделении подошвы каменно-ледяного ядра ГМКО, так как и по данным ЭТ, и по данным ГРЛЗ мощность составляет около 10 м. В данном случае совместное применение методов ГРЛЗ и ЭТ позволило однозначно выделить как кровлю, так и подошву ГМКО.

Полученные результаты приведены в таблице. При анализе УЭС изученных объектов отмечается увеличение сопротивления с ростом высотного положения объекта, что связано с уменьшением среднегодовых температур и указывает на повышение льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО с высотой [13]. Экспозиционная приуроченность объектов практически не влияет на значения УЭС, но отражается на глубине залегания каменно-ледяных ядер ГМКО.

Обсуждение результатов и выводы

Среди исследованных гляциально-мерзлотных каменных образований большинство относятся к активным. Для них характерны большие значения удельного электрического сопротивления каменно-ледяного материала (> 40 кОм·м). Активное состояние гляциально-мерзлотных ка-

менных образований прослеживается и в следующих признаках: хорошо выраженном осыпном фронтальном уступе; незадернованной или слабозадернованной поверхности гляциально-мерзлотных каменных образований; наличии ручьёв и ключей в прифронтальной области; заболоченной прифронтальной области; деформации древесной растительности (скручивание и заваливание стволов); хорошо выраженных поперечных и продольных грядах и ложбинах (не для всех образований).

При анализе геоэлектрических разрезов отмечена зависимость удельного электрического сопротивления каменно-ледяных ядер гляциально-мерзлотных каменных образований от высотного положения объекта. Максимальные значения удельного электрического сопротивления ядра (> 160 кОм·м) установлены на высоте 2484–2541 м, минимальные – 10–40 кОм·м – отмечаются на 1742–1848 м. Гипсометрическое положение также влияет на внутреннее строение гляциально-мерзлотных каменных образований, при этом с ростом альтитуды уменьшается глубина залегания каменно-ледяного ядра. Например, в интервале высот 1723–2005 м глубина кровли ядра изменилась с 6 до 0,5 м.

Однозначного влияния экспозиции на геоэлектрическое строение гляциально-мерзлотных каменных образований не установлено. Это позволяет сделать вывод, что строение гляциально-мерзлотных каменных образований определяется высотным положением объекта и,

следовательно, величиной среднегодовых температур. Поверхность большинства высокогорных гляциально-мерзлотных каменных образований осложнена валами. Их наличие чаще всего предполагает формирование в структуре нескольких ядер консолидации ледокаменного материала. Положительные морфоскульптуры чаще всего совпадают с их расположением в теле гляциально-мерзлотных каменных образований.

Совместное применение методов электротомографии и радиолокационного зондирования позволило выделить на всех изучаемых образованиях кровлю и оценить мощность каменно-ледяных ядер. Для изученных гляциально-мерзлотных каменных образований характерны мощности порядка 10–20 м. Используя только метод электротомографии, получить однозначные значения мощности каменно-ледяных ядер невозможно. Лучшие результаты по выделению нижней границы гляциально-мерзлотных ка-

менных образований получены для самого неактивного образования, находящегося в талом состоянии, что указывает на необходимость повышения глубинности методов для выделения подошвы каменно-ледяного материала активных гляциально-мерзлотных каменных образований.

Благодарности. Авторы благодарят ИВЭП СО РАН за предоставленное оборудование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00463/18 «Исследование внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая на основе геофизических методов»).

Acknowledgments. The authors thank IWEP SB RAS for the equipment provided. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00463/18 «Research of the internal structure of glacial-permafrost rock formations of Altai on the basis of geophysical methods».

Литература

1. Maurer H., Hauck C. Instruments and methods geophysical imaging of alpine rock glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. № 180. P. 110–120.
2. Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 453–468.
3. Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otzal Alps, Austria) determined from geophysical surveys // *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012. V. 105. № 2. P. 12–31.
4. Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps) // *Geogr. Fis. Dinam. Quat*. 2013. P. 27–38.
5. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. № 2. P. 107–119.
6. Hassinger J.M., Mayewski P.A. Morphology and dynamics of the rock glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica // *Arctic and Alpine Research*. 1983. V. 15. № 3. P. 351–368.
7. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. 253 с.

References

1. Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (180): 110–120.
2. Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*. 2011, 5: 453–468.
3. Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otzal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012, 105 (2): 12–31.
4. Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat*. 2013: 27–38.
5. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22 (2): 107–119.
6. Hassinger J.M., Mayewski P.A. Morphology and dynamics of the rock glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica. *Arctic and Alpine Research*. 1983, 15 (3): 351–368.
7. Butvilovskiy V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golocena Altaya: sobytiyno-katastroficheskaya model*. Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model. Tomsk, 1993: 253 p. [In Russian].
8. Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. *Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni*. Quaternary sediments and re-

8. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Изд-во Параллель, 2008. 182 с.
9. Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов северной Евразии) // Литосфера. 2012. № 6. С. 14–35.
10. Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А., Маништейн А.К., Белобородов В.А. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54–63.
11. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потанов В.В., Шейн А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Строение каменного глетчера Сукурского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. Междунар. конф. 2017. С. 195–198.
12. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Дьякова Г.С. Геоэлектрическое строение каменного глетчера Сукурского оползне-обвала (Горный Алтай) // Интерэкспо Гео-Сибирь, 2016. С. 53–57.
13. Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 69–76.
14. Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. Новосибирск: Изд-во Наука, 1978. 103 с.
15. Relief of the Chuya and Katun valleys. Novosibirsk: Parallel, 2008: 182 p. [In Russian].
9. Deev E.V., Zolnikov I.D., Staroverov V.N. Reflection of fast geological processes in sediments and textures (on the example of uneven-aged complexes of northern Eurasia). *Litosfera. Lithosphere*. 2012, 6: 14–35. [In Russian].
10. Balkov E.V., Panin G.L., Manstein Yu.A., Manstein A.K., Beloborodov V.A. Electro-tomography: equipment, methods and experience of application. *Geofizika. Geophysics*. 2012, 6: 54–63. [In Russian].
11. Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of the stone glacier of the Sukorsky collapse (Gorny Altai) according to electrotomography data. *Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery: Trudy Mezhdunarodnoy konferentsii. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proc. of the Intern. Conf.* 2017: 195–198. [In Russian].
12. Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Dyakova G.S. Geoelectric structure of the stone glacier of the Sukorsky landslide-collapse (Mountainous Altai). *Interexpo Geo-Siberia*. 2016: 53–57. [In Russian].
13. Dyakova G.S., Olenchenko V.V., Ostanin O.V. Application of the method of electro-tomography to study the internal structure of Altai stone glaciers. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 69–76. [In Russian].
14. Shatz M.M. *Geokriologicheskie usloviya Altae-Sayanskoy gornoy strany*. Geocryological conditions of the Altai-Sayan mountainous country. Novosibirsk: Science, 1978: 103 p. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 556.535.5

doi: 10.31857/S2076673420010028

Моделирование заторов льда в руслах рек (обзор)

© 2020 г. А.С. Тарасов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
alsetar@yandex.ru

Modeling of ice dams in riverbeds (overview)

A.S. Tarasov

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia
alsetar@yandex.ru

Received May 6, 2019 / Revised June 21, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *ice jams, physical, mathematical and computer modeling, river ice processes.*

Summary

The paper gives an overview of the main publications on the subjects of modeling of ice jams in riverbeds with an emphasis on the experience abroad. Different approaches to modeling of ice jams in rivers are considered conceptually together with a wide range of problems which are solved by means of the modeling. The most successful countries and scientific groups in this area of studies are identified and presented in the article. The most-used computer models were determined, and characteristics of them were investigated. When reviewing, the comparative-descriptive method was used. The list of leading publications on the above subjects was analyzed. Relevant literature was selected using the citation databases – RSCI (Russian Science Citation Index), Scopus and Web of Science. Final results of the work are as follows: a wide range of scientific publications on the subjects of the ice jam modeling published for the last 18 years (1999–2017) had been considered. The geography of publications extends from North America up to Eurasia and Japanese islands. A comparative table of the most commonly used computer models together with characteristics of them had been constructed. The most promising areas of development in the field of modeling of the ice jams are shown.

Citation: Tarasov A.S. Modeling of ice dams in riverbeds (overview). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (1): 121–133. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010028.

Поступила 6 мая 2019 г. / После доработки 21 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *заторы льда, ледовые процессы на реках, физическое, математическое и компьютерное моделирование.*

Обзор публикаций по проблеме моделирования заторов льда и ледовых процессов на реках показывает важность физического, математического и компьютерного моделирования заторов. Наибольшие преимущества имеет компьютерное моделирование, которое, кроме научного анализа, позволяет представить доступные инструменты анализа организациям, ответственным за принятие решений по предотвращению негативных последствий заторообразования.

Заторы льда — распространённое явление на многих реках с регулярным и устойчивым в зимнее время ледяным покровом, протекающих по территориям с выраженной сменой времён года. Формирование затора льда приводит к резкому росту уровня воды выше тела затора, что может вызвать затопление окрестных земель и причинить ущерб находящимся там жилым и хозяйственным постройкам, а в особо опасных случаях — угрожать здоровью и жизни населения. Всё это требует всестороннего изучения ледяных заторов, разработ-

ки методов их предупреждения и регулирования, прогноза возникновения, протекания и разрушения, а также оценки их негативных последствий.

Ледяные заторы наблюдаются, как правило, весной, продолжаются недолго и носят динамичный характер. Их изучение наиболее перспективно с помощью моделирования. В настоящей работе путём сравнительного анализа основных научных публикаций рассматриваются методы и инструменты, применяемые для моделирования заторов льда.

Подходы к моделированию заторов льда

Применительно к проблеме моделирования заторов льда можно выделить три подхода, имеющих характерные особенности.

1. *Физическое моделирование* подразумевает построение физически осязаемой модели участка как одно-, так и многорукавного русла реки. Внутри физического моделирования можно выделить модели подобия, когда искусственно конструируется речное русло, повторяющее очертания русла реальной реки со всеми прилегающими территориями [1], и моделирование в гидравлических лотках, имеющих, как правило, прямолинейную форму с прямоугольным поперечным сечением [2–4].

2. *Математическое моделирование* — самый разнообразный по методам реализации подход [5]. Впрочем, оно включает в себя не столь большое число детерминированных моделей, которые представлены и в строгом аналитическом (в меньшей степени), и в численном виде (наиболее распространены) [6–10]. На практике чаще встречаются стохастические модели. В последнее время, по мере накопления объёма исходных данных для моделирования, всё большую популярность приобретают нейронные сети и методы машинного обучения [11–13]. Осваиваются и не очень распространённые приёмы, среди которых — теория распознавания образов [14], теория серых систем [12], нечёткая логика [13, 15], а также создаются комбинированные модели, основанные сразу на нескольких принципах [11–13, 16–18].

3. *Компьютерное моделирование* использует зарекомендовавшие себя на практике численные модели в виде программного обеспечения с графическим пользовательским интерфейсом. К основным преимуществам таких моделей относятся: удобство и скорость работы с моделью; наглядность и интерпретируемость результатов моделирования; встроенная, как правило, ГИС или наличие возможности экспортировать результаты моделирования для дальнейшего их представления в ГИС. Существует достаточно много компьютерных моделей, как коммерческих, так и свободно распространяемых, и ввиду их растущей популярности уже предпринимались попытки сравнить наиболее распространённые модели между собой для определения качества воспроизведения ими ледовых ситу-

аций [19, 20]. Кроме того, с целью изучения воздействия ледяных заторов на водный поток применяют и модели, изначально для этого не предназначенные [21].

Физическое моделирование заторов льда

Физическое моделирование можно разделить на моделирование в гидравлических лотках и пространственное (масштабное) моделирование. При этом каждая разновидность физического моделирования способна учитывать и не учитывать характеристики прочности льда (в специальных ледотермических лабораториях) [1]. Моделируются, как правило, два вида наиболее распространённых и вместе с тем наиболее опасных заторов — заторы подныривания и заторы торошения, простирающиеся по всей ширине реки. При этом особое внимание уделяется выбору материала, имитирующего лёд, поскольку в большей степени именно от него будет зависеть адекватность воспроизведения заторного явления.

Несмотря на то, что исторически первыми были попытки теоретического осмысления заторных процессов путём наблюдения заторных явлений в природе, применение на практике нашло именно лабораторное физическое моделирование, а уже позднее подключились и математические методы. Широкое распространение физического моделирования на начальном этапе исследования заторных явлений обусловлено рядом преимуществ. Прежде всего, многие характеристики заторов плохо поддаются инструментальным измерениям и наблюдениям в естественных условиях из-за невозможности использования существующих инструментов по соображениям техники безопасности, а также из-за высокой интенсивности процессов, подлежащих измерению. Вместе с тем численные математические модели заторов льда на сегодняшний день развиты недостаточно, чтобы давать сопоставимые или даже лучшие по точности результаты, чем физические модели.

Хотя в период 1970–90-х годов физические модели давали правдоподобные результаты [22], сегодня приходится от них отказываться в пользу численных моделей по двум причинам. Во-первых, современные численные модели во многом вобрали в себя улучшенное понимание

физики заторного процесса и дают хорошие результаты при точной калибровке и предварительном тестировании этих моделей на наборах данных, характерных для различных полевых условий; во-вторых, численные модели значительно дешевле. Важность лабораторного моделирования заторов льда связана с недостатком количественных данных, описывающих их динамику и необходимых для верификации вычислительных моделей [2]. Количественная информация, описывающая изменение расхода воды, толщины затора, уровня воды и продвижение ледяного покрова в ходе лабораторного моделирования, как раз и предоставляет те недостающие данные, которые характеризуют динамику формирования затора. Важная роль отводится лабораторному моделированию заторов из-за высокой степени зарегулированности многих рек и невозможности документирования значительных изменений условий потока в естественной среде [3].

Лабораторное моделирование необходимо для дополнения и расширения знаний, полученных в ходе полевых исследований. Именно в лабораторных условиях было показано, что (хотя процессы образования затора носят динамический характер, а мощность затора, возникшего при таких условиях, имеет тенденцию быть немного меньше, чем при установившемся потоке) формирование затора и конечная толщина ледяных масс достаточно хорошо описываются теорией установившегося потока [2, 3]. Кроме того, в ходе лабораторных исследований было установлено, что скорость потока и интенсивность турбулентности вдоль потока меняются в зависимости от местоположения под затором [4]. Таким образом, лабораторные исследования и экспериментальная работа с гидравлическими моделями способствуют улучшению нашего понимания потока под затором льда, а также служат материалом для проверки последующих численных моделей заторов.

Главное препятствие на пути физического лабораторного моделирования — сложность воспроизведения физических свойств льда (исключение касается ледотермических лабораторий, где используется собственно лёд, однако они чрезвычайно редки). К этому добавим высокую сложность построения масштабных моделей, их дороговизну и большое количество времени, необходимое для их реализации. Лабораторное мо-

делирование, кроме того, связано с серьёзными трудностями ввиду невозможности выполнить все критерии подобия одновременно [7].

Математическое моделирование заторов льда

В математических моделях заторов, как правило, принимается факт отсутствия ледостава ниже очага затора [23], что наблюдается не так уж часто. Отметим, что наиболее опасны как раз заторы со сплошным ледоставом ниже мест их образования. При этом из-за сложности и многофакторности явления модели дают в основном приближённые решения в одномерной формулировке, а массы льда для упрощения рассматриваются как сыпучая среда. В основе большинства математических моделей заторов лежит уравнение баланса между силами, стремящимися привести заторные массы в движение, и силами, препятствующими этому. Со стороны первых — давление потока воды и приплывающих сверху по течению льдин, проекция веса скоплений льда на направление потока, трение воды о нижнюю поверхность льда, а со стороны вторых — трение льдин друг о друга и о берега. Таким образом, чтобы судить о возможности или невозможности формирования затора на определённом участке реки, помимо информации о ледовой обстановке и характеристиках льда, достаточно знать такие гидрометрические характеристики, как глубину, ширину и уклон реки на этом участке.

Выделяют модели заторов на узких (ширина реки меньше десяти линейных размеров льдин) реках, где преобладает процесс подныривания, и на широких (ширина реки больше десяти линейных размеров льдин) реках, где преобладает процесс торошения. Модели заторов на широких реках встречаются чаще и, помимо уравнения баланса сил, действующих на скопления льда, включают в себя уравнения гидравлики потока подо льдом и баланса объёма льда.

Отмечается, что практически все методы количественной оценки заторов льда основаны на анализе осреднённых по сечению характеристик, что упрощает процесс моделирования, но сужает область применения этих моделей [6]. Так, одномерное моделирование позволяет решать задачи, учитывающие только принципиальное разли-

чие подлёдного и открытого потоков — наличие дополнительного сопротивления. Неоспоримое преимущество математического моделирования состоит в том, что, в отличие от других методов, математические модели дают достаточно общие оценки для широкого класса водных объектов. Это позволяет в некоторой степени решить проблему переносимости моделей.

Помимо моделирования собственно затора льда, перед исследователями стоит даже более значимая с практической точки зрения задача моделирования заторных уровней воды. Для её решения чаще всего применяют уравнения Сен-Венана, описывающие состояние потока при неустановившемся движении воды. Однако и здесь приходится допускать некоторые упрощения: так, уклон водной поверхности принимается равным уклону дна ввиду нехватки полевых наблюдений в период вскрытия реки, формирования и разрушения затора.

Среди всего многообразия математических моделей существуют и довольно простые, способные описывать какое-либо отдельно взятое ледовое явление, и довольно сложные, описывающие весь ледовый режим и принимающие во внимание десятки внешних факторов. В связи с этим встаёт вопрос о целесообразности применения модели к задаче определённой сложности [10]. Как и в случае с физическим лабораторным моделированием, в математическом моделировании заторов большинство моделей носят стационарный характер, но при этом они описывают состояние потока в русле на момент максимального развития (прорыва) затора. Основное же различие большинства существующих математических моделей заторов заключается, как правило, в способе задания параметров модели, начальных и граничных условий. В основном модели, описывающие распределение толщины льда в заторе, рассматривают распределение льда в русле в продольном направлении. Параметры, влияющие на распределение толщины заторных масс в поперечном направлении, анализируются заметно реже [9]. Один из самых сложных — вопрос о структуре потока под телом затора, в частности, описание турбулентности потока под затором. Чтобы ответить на этот вопрос, разрабатываются модели турбулентности потока под скоплениями льда, которые позже проверяются лабораторными экспериментами [8].

Ввиду растущего разнообразия математических методов моделирования заторов льда периодически возникает необходимость их сравнения, например, когда встаёт вопрос о выборе метода применительно к определённой задаче. Так, выполнено сравнение метода обратного распространяющихся нейронных сетей (BP-NN), метода опорных векторов (SVM) и метода множественной регрессии (MVRE) применительно к задаче прогнозирования толщины затора и уровня воды при заторе [11]. Моделирование с использованием методов BP-NN и SVM показало значительно лучшие результаты по сравнению с MVRE, что делает эти два метода более перспективными для прогнозирования мощности затора и величины заторных уровней воды.

Отдельно отметим ряд моделей, представляющих собой непопулярные решения. Такие модели строятся либо с использованием аппарата слабо развитых (ввиду относительной новизны) областей математики, либо представляют собой комбинации нескольких моделей сразу. Одна из таких моделей — динамико-стохастическая модель ледохода, в которой каждая льдина рассматривается как отдельный элемент совокупности свободно плавающих материальных тел конечных размеров [16]. При этом для каждой льдины отдельно рассматривается набор действующих на неё сил. Замечено, что отказ от модели сплошной среды в пользу модели дискретных элементов позволяет точнее воспроизводить параметры ледохода.

Для ретроспективного анализа частоты и мощности ледяных заторов можно использовать модель дерева классификации [24]. Явления заторов льда, восстановленные по годовым кольцам деревьев, преобразовываются в двоичные переменные. Построение классификационных деревьев позволяет определить иерархию переменных, входящих в модель, а также граничные условия формирования затора. Было показано, что по существенным корреляциям с воспроизведёнными метками ото льда весенний расход воды — важный фактор, но далеко не все случаи возникновения заторов льда он объясняет в достаточной мере. Хотя классификационные деревья, полученные по относительно точно составленным гидрологическим и климатическим прогнозам, вполне применимы для моделирования. Лучшие результаты достигаются при со-

вместном использовании гидрологических и климатических переменных. Это подтверждает, что заторы — сложные и многофакторные процессы.

Несмотря на нередкие весенние заторные наводнения, ощущается недостаток данных, необходимых для разработки прогностических моделей [13]. Кроме того, крайне желательна возможность переноса модели с одного бассейна, на данных которого она была построена, на другой, где планируется её применение. Однако пока такой возможности нет из-за ряда ограничений в переносе моделей на отличные от первоначальных условия: пространственно-временные ограничения (возможность применения модели, испытанной в определённом месте и в определённое время, в другом месте и в другое время необходимо тщательно обосновывать); ограничения, вызванные изменением начальных условий (изменения параметров русла и водосбора, например дноуглубительные работы, строительство гидротехнических сооружений, распашка или облесение поймы, приведут к необходимости перестройки модели).

Для преодоления этих ограничений изучена возможность применения программных вычислительных методов, основанных на нечётких и нейро-нечётких модельных технических приёмах, к моделированию весеннего вскрытия речного льда с целью оценки переносимости моделей между различными бассейнами и при разных сценариях изменения климата. При совмещении с нечёткой логикой в форме нейро-нечётких моделей логика модели может быть перенесена в другое место.

При рассмотрении нечётких экспертных систем с целью изучения их потенциала для разработки долгосрочных прогнозов риска заторов показано, что эти системы — перспективный инструмент для долгосрочного прогнозирования заторных наводнений [15]. Нечёткие экспертные системы выдают результат, основываясь на логических лингвистических правилах вместо исторических данных, что позволяет этому типу моделирования быть менее зависимым от объёма данных в отличие от многих статистических методов. Однако следует быть предельно внимательным, поскольку при разработке нечётких экспертных систем, особенно функции принадлежности, необходимо глубокое понимание предмета моделирования. В результате истори-

ческие данные и экспертная оценка часто совмещаются, чтобы определить функцию принадлежности и правила.

Ввиду многофакторности заторного процесса и вытекающих неопределённостей в процессе обработки данных при оценке риска ущерба, вызванного затором, который представляет собой сложную инженерную систему, распространённые методы оценки риска уже не могут применяться напрямую [12]. Необходимо разрабатывать новые методы оценки риска, среди которых — серое оценивание, основанное на теории серых систем. Модель серого оценивания способна эффективно решать однослойные и многоиндикаторные проблемы принятия решений. Однако практические проблемы в естественной среде сложнее, и, кроме того, из-за неопределённости условий оценивания оценщик редко может получить определённые значения меры воздействия и весов индикаторов. По этой причине, чтобы оценить риск заторных разрушений, используется интервал серых чисел.

Другой способ борьбы с недостаточностью и недоступностью данных для моделирования состоит в применении теории распознавания образов к проблеме выявления и прогнозирования ледового заторообразования. Прогноз в данном случае носит сценарный характер, выбранный год относится к одному из сценариев развития ледохода и заторообразования [14]. Такой сценарный прогноз наличия или отсутствия затора позволяет правильно планировать защитные мероприятия перед началом половодья.

Математические модели, разработанные в последние десятилетия, не только помогли улучшить понимание физических процессов речного льда в дополнение к полевым и лабораторным исследованиям, но и предоставили инструменты для планирования и инженерного проектирования [5]. При этом наблюдается дифференциация на «компонентные» модели, которые работают с отдельно взятыми ледовыми явлениями, и на «целостные» модели, которые рассматривают ледовые процессы комплексно. Несмотря на значительные достижения в математическом моделировании ледовых процессов, остаётся ряд слабых звеньев, над которыми предстоит работать в ближайшем будущем, среди них — эволюция льда от первых ледовых явлений до начала осеннего ледохода, процесс формирования донного льда, а также моделирование

Некоторые наиболее распространённые компьютерные модели, способные моделировать заторы льда в руслах рек

Название	Авторы	Доступность	Назначение	Размерность	В основе программы	Web-ссылка
CRISSP	<i>L. Liu, H. Li, H. T. Shen</i> – Университет Кларксон (США)	Коммерческая	Комплексное моделирование процессов речного льда	1D, 2D	Гидравлическая модель одномерного неустановившегося потока; гидродинамическая модель, дающая конечно-элементное решение двухмерного неустановившегося потока	ceati.com/crissp
HEC-RAS	<i>G. Brunner, M. Jensen, S. Piper, and others</i> – Инженерный корпус армии США	Бесплатная	Комплексное моделирование речной гидравлики	1D, 2D	Модули для расчёта кривой свободной поверхности при установившемся и неустановившемся режимах потока для расчёта транспорта наносов, анализа качества воды	hec.usace.army.mil/software/hecras
MIKE11	Консалтинговая фирма DHI (Дания)	Коммерческая	Моделирование рек и каналов	1D	Моделирование потока и уровня воды, качества воды, транспорта наносов, пойм, каналов, водохранилищ и других областей внутреннего стока	mikropoweredbydhi.com/products/mike-11
River1D/2D	<i>F. Hicks, A. Ghanem, J. Sandelin, and others</i> – Университет Альберты (Канада)	Бесплатная	Моделирование гидродинамики естественных потоков и мест обитания рыбы	1D, 2D	Конечно-элементная модель, основанная на консервативном противотоковом методе Петрова – Галёркина	river2d.ca, river2dualberta.ca
RIVICE	<i>M. Sydor, R. Carson</i> – Консалтинговая фирма KGS Group (Канада)	Бесплатная	Моделирование процессов речного льда	1D	Гидравлическая модель формирования и таяния ледового покрова, образования внутриводного и донного льда, вскрытия ледового покрова, ледохода и заторообразования	giws.usask.ca/rivice
SPIKI	<i>S. Nolin, V. Roubisova, B. Morse</i> – Университет Лавала (Канада)	Бесплатная	Моделирование динамики потока и льда во время вскрытия реки и заторообразования	1D, 2D	Одномерная конечно-объёмная гидродинамическая модель Сен-Венана, метод гидродинамики сглаженных частей	Ссылка отсутствует (модель в сети Internet не представлена)

вскрытия реки. Кроме того, предпринимаются попытки математического моделирования транспорта наносов в покрытых льдом руслах рек, при вскрытии рек, а также при формировании и разрушении заторов льда.

Относительно проблемы воздействия заторных процессов на транспорт наносов в реках отмечается, что большинство моделей представлены в одномерной формулировке, которая слабо применима для пространственных задач. Для преодоления этого ограничения предлагаются двухмерные модели, способные учитывать плановые русловые деформации, вызываемые заторными явлениями на широких реках [7]. Отмечено, что формирование различных типов льда и ледовых процессов может значительно влиять на окружающую среду и экологию рек. Таким образом, существует необходимость в приложении математического моделирования к экологическим аспектам речного льда.

Компьютерное моделирование заторов льда

Под компьютерным моделированием подразумевается моделирование с использованием специального программного обеспечения. Главная особенность таких программ состоит в том, что они имеют дружественный для пользователя интерфейс и, как правило, ряд инструментов, позволяющих визуализировать результаты моделирования. В итоге сам процесс моделирования становится доступнее для широкого круга пользователей. Как правило, компьютерные модели носят численный характер, т.е. дают приближённое численное решение исследуемого процесса. Такое упрощение и приближение, с учётом необходимой точности вычислений, удобно для практического применения. В настоящее время существует ряд наиболее распространённых программ для компьютерного моделирования процессов речного льда и, в частности, заторов, а также программ для компьютерного моделирования гидравлики потоков, в которых заторы льда могут учитываться косвенно – путём задания повышенных значений коэффициента шероховатости русла. Некоторые наиболее распространённые компьютерные

программы, позволяющие моделировать заторы льда в реках, приведены в таблице.

Программы, способные имитировать влияние заторов льда на поток. Опосредованный учёт (имитационное моделирование) влияния заторов льда на поток путём задания повышенных значений коэффициента шероховатости русла может выполняться практически в любой программе для гидравлического моделирования. Группой специалистов из Томского государственного университета исследовалось влияние заторов льда на перераспределение расходов воды в многорукавном русле с использованием программы SMS (модуль RMA2) [21]. SMS (Surface-water modeling system) – коммерческий продукт компании Aquaveo, предназначенный для моделирования всего комплекса гидравлики поверхностных водных объектов (водотоков и водоёмов). SMS – это оболочка, или модульная среда, которую можно наполнять теми или иными модулями, ориентированными на решение узкого круга задач. Модуль RMA2 (<https://www.aquaveo.com/software/sms-rma2>), использовавшийся для имитации влияния заторов на распределение расхода воды в многорукавном русле, представляет собой двухмерную гидродинамическую модель, осреднённую по глубине. RMA2 основан на конечно-разностном решении уравнений Навье–Стокса, осреднённых по Рейнольдсу, и может рассчитывать отметки водной поверхности и скоростное поле потока. К достоинствам программы можно отнести интегрированную систему автоматического проектирования и широкий набор инструментов визуализации результатов моделирования – от печати карт до записи динамичных видео. Было показано (подтверждено данными полевых измерений), что RMA2 может использоваться в качестве адекватного инструмента для имитационного моделирования воздействия заторов льда на распределение расхода воды в многорукавном русле.

Программы, непосредственно моделирующие заторы льда. Из численных моделей заторов льда, воплощённых в виде программного кода, исторически первыми были: RIVJAM, разработанная в Национальном институте водных исследований в Канаде, и ICEJAM, созданная в Университете Альберты также в Канаде. Обе модели решают уравнение равновесия затора вместе с уравнением одномерного устано-

вившегося плавно меняющегося потока, способны вычислять профили заторов и рассматривают русло с неподвижной геометрией [19]. Отмечается, что ввиду более простой организации модели ICEJAM именно она легла в основу модуля, отвечающего за моделирование заторов льда в HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System). Вместе с тем RIVJAM имеет некоторые преимущества, например, она учитывает просачивание потока через тело затора, что, как известно, наблюдается в реальности. В моделях, где поток через тело затора игнорируется, приближение к нижней кромке затора создаёт значительные трудности в вычислении.

Увеличение толщины затора и уменьшение глубины под ним приводят к очень малому живому сечению, и для выполнения условия неразрывности скорости потока должны увеличиваться до экстремально больших значений, что привело бы к разрушению нижней поверхности затора и его последующему прорыву. Во избежание таких трудностей некоторые модели определяют максимально допустимые значения скорости воды подо льдом, как это реализовано в ICEJAM, а затем в HEC-RAS. Кроме того, длина вычисляемого затора не определяется в RIVJAM заранее (до вычисления), она служит выходным параметром. Среди ключевых особенностей модели выделяются: процедура решения обыкновенных дифференциальных уравнений, в которой каждый последующий шаг итерации работает с сечением выше по течению от предыдущего, и взаимосвязь приведённого коэффициента шероховатости с мощностью затора и средней глубиной под ним [25]. Тем не менее, обе эти модели могут применяться для решения одних и тех же задач. Главное условие для успешного моделирования в данном случае – независимая калибровка моделей с использованием точных данных полевых измерений и наблюдений. Обе программы распространяются бесплатно, однако для их освоения необходим определённый уровень владения языками программирования.

Популярная альтернатива рассмотренных ранее моделей – программа HEC-RAS, разработанная в Инженерном корпусе армии США. HEC-RAS представляет собой систему для решения комплекса задач речной гидравлики, таких как: расчёт движения донных наносов, определение качества воды, построение кривых сво-

бодной поверхности, а также моделирование ледостава и затора льда. Исследователями из Томского государственного университета изучалась применимость HEC-RAS к задаче прогнозирования заторов льда, их мощности, времени и места возникновения [26]. Исследовали связь скоростного напора с местами регулярного образования заторов. Там же позднее рассматривался вопрос локализации заторов льда в многорукавных руслах [27]. Были разработаны расчётный коэффициент, указывающий (при превышении его порогового значения) на высокую вероятность вскрытия реки, и карты, иллюстрирующие распределение этой вероятности по многорукавному участку русла реки.

Несмотря на то, что HEC-RAS — не самая строгая и сложная программа для численного моделирования заторов льда, она имеет ряд важных практических преимуществ, среди которых: внутренняя простота, доброжелательность к пользователю, графические и табличные опции вывода результатов моделирования [28]. При этом внутренняя простота не приводит к потере адекватности результатов моделирования. Как показала практика, применение более сложной модели к анализу заторов на широких реках даёт сопоставимые с HEC-RAS результаты [17]. HEC-RAS способна моделировать гидравлику не только естественных, но и изменённых человеком русел. В программу встроены инструменты учёта и проектирования дамб, мостов и водопропускных сооружений [29, 30].

Необычный подход к картированию заторных наводнений с использованием инструментария HEC-RAS был предложен в Финском институте окружающей среды [31]. Вместо составления карт зон затопления для единичного затора с единственным набором определённых характеристик было предложено составлять карты, основываясь на широком наборе моделей. Такая необходимость вызвана тем, что модельные переменные затора могут значительно варьировать в зависимости от условий зимы. Очень разные, но всё ещё вероятные комбинации могут приводить к похожим или неожиданным отметкам водной поверхности. Число наблюдений на реках, подверженных влиянию заторов льда, часто невелико, и они нередко содержат неточности. Эти проблемы предлагается решать при помощи программы HEC-RAS, которая моделирует сценарии на ос-

нове диапазонов параметров, определённых экспертами. Моделируя ту же территорию с широким диапазоном параметров, можно обнаружить, какое именно воздействие оказывает каждый параметр на уровни воды в различных частях области моделирования.

Чуть ли не единственная двумерная модель динамики льда — DynaRICE, предназначенная для анализа транспорта поверхностного льда и заторообразования на реках и озёрах. Модель рассчитывает совместную динамику движения льда и течения воды, включая поток через скопления льда и под скоплениями льда. Глубины и элементарные расходы воды в модели вычисляют путём решения проинтегрированных по глубине двумерных гидродинамических уравнений мелкой воды с учётом воздействия поверхностного льда. Модель способна точно воспроизводить затор, время и место его возникновения, а также связанные с ним условия потока и служит хорошим дополнением к ограниченной информации, полученной в ходе полевых наблюдений [32].

Хотя двумерные модели, такие как DynaRICE, и дают более полную картину при изучении заторных явлений, они значительно сложнее их одномерных аналогов, гораздо более редки и, как правило, на сегодняшний день находятся в закрытом доступе. Кроме того, для решения не всех задач такие модели необходимы. В Университете Альберты (Канада) была предложена одномерная модель River1D, предназначенная для моделирования прорыва затора, распространения волны прорыва затора, а также влияния трения льда на поток и взаимодействия потока со льдом. Возможность оценивать воздействие льда на распространение волны прорыва затора как в самом заторе, так и в принимающем русле — одна из главных особенностей модели [33]. В Университете Лавала (Канада) разработана модель SPIKI, находящаяся в открытом доступе, которая способна моделировать динамику потока и льда во время вскрытия реки и формирования затора [18]. Модель состоит из двух независимых компонент: одномерной конечно-объёмной гидродинамической модели Сен-Венана и двумерной модели гидродинамики сглаженных частиц, моделирующей динамику ломаного льда. Модель SPIKI во многом основана на модели DynaRICE, но содержит некоторые особенности, среди которых: переменный угол трения, ядро сглаживания

кубического сплайна, взаимодействие с трением берегов. Использование переменного угла внутреннего трения приводит к более сложному профилю затора, что в свою очередь требует данных полевых измерений для проверки правильности результатов моделирования. Благодаря учёту трения между ломаным льдом и берегами, формирование затора значительно запаздывает, но размеры конечного профиля при этом не обязательно меняются. Модель SPIKI способна адекватно моделировать профиль затора, несмотря на неопределённость с расходом воды во время формирования затора и представление поперечных сечений в прямоугольном виде.

Хотя вопрос изучения гидравлики заторов льда, формирующихся при вскрытии реки, важен сам по себе, нередко изучение затора надо начинать уже с началом осенних ледовых явлений, так как известно, что особо опасные заторы формируются, накладываясь на осенние заборы. Поэтому существует потребность в разработке не просто моделей, воспроизводящих гидравлику заторов, но комплексных моделей ледовых явлений. Модель RIVICE для всего комплекса ледовых явлений и процессов разработана в ряде консалтинговых фирм в Канаде, ведущая из которых — KGS Group. RIVICE распространяется бесплатно Университетом Саскачевана при поддержке Министерства окружающей среды Канады. RIVICE — одномерная модель, имитирующая следующие основные ледовые процессы в реке: образование и транспорт льда, развитие ледяного покрова (торошение, погружение под воду, нагромождение), формирование затора льда [34]. Анализ чувствительности модели RIVICE показал, что влияние параметров и граничных условий модели на подпорные уровни представляется как функция распределения заторных масс вдоль участка реки. Воды заторного наводнения, переливающиеся через бровки берегов и отводящиеся вокруг затора, в модели не учитываются, однако ведётся работа по совмещению модели RIVICE с двухмерной моделью поймы с включением бессточных областей, что позволит устранить этот недостаток. Ограничение RIVICE состоит в том, что она способна формировать ледяной покров только посредством наложения внутриводного и плывущего ломаного льда, что справедливо для рек, скорость потока которых при замерзании или зато-

рооброзовании превышает 0,4 м/с. Также в модели недостаёт термического модуля, который позволит учитывать термическое утолщение ледового покрова при установлении ледостава.

Направления развития и сравнение некоторых моделей

Уже более 20 назад канадские исследователи из Университетов Лавала и Альберты определили основные направления развития в области изучения ледовых процессов в реках. Среди них: налаживание взаимодействия моделей геоморфологии и окружающей среды с количественными гидродинамическими моделями речного льда; разработка инструментов принятия решений для организаций, ответственных за мониторинг и регулирование опасных ледовых процессов в реках [35]. В целом можно отметить определённый прогресс, который характеризуется появлением и развитием широкого набора одномерных моделей ледовых процессов, находящихся в открытом доступе (RIVICE, RIVJAM, ICEJAM, HEC-RAS и др.), а также ряда двухмерных моделей, в основном коммерческих (например, модель CRISSP, появившаяся в результате развития DynaRICE). Значительные усилия направлены на создание и развитие моделей со стороны профильных организаций в США (Cold Regions Research and Engineering Laboratory — CRREL), в Канаде (Committee on River Ice Processes and the Environment — CRIPE), на международном уровне (IAHR Ice Research and Engineering Committee) и при поддержке правительств ряда стран (Канада, США, Китай).

Устойчивое развитие численных моделей процессов речного льда в течение последних десятилетий отмечается в Канаде [12]. Всё это время разработка моделей велась в основном в различных консалтинговых фирмах при поддержке правительства стран-разработчиков. Так, достаточно сложная и развитая модель CRISSP была разработана при поддержке канадских и американских гидроэнергетических компаний. Компьютерные программы для моделирования, разработанные консалтинговыми фирмами, как правило, частные, но математические уравнения, лежащие в их основе, обычно опубликованы в открытом доступе. Большинство моделей,

находящихся в открытом доступе — ICEJAM, HEC-RAS, RIVJAM, построены на относительно простых алгоритмах, однако есть и несколько довольно сложных моделей — River1D/2D, SPIKI, RIVICE. Канадские университеты и гидроэнергетические компании всё чаще применяют, тестируют и калибруют модели. Основные результаты развития моделей и их приложения к решению практических задач регулярно докладываются на тематических конференциях, главные из которых — RIW (River Ice Workshop) и IAHR (The International Association for Hydro-Environment Engineering and Research) Ice Symposium.

Сопоставление различных методов изучения ледовых процессов показывает, что уровень развития моделей, за редким исключением [36], пока не позволяет прогнозировать время и место образования затора [37]. Прогнозирование заторов ограничивается определением толщины ледяных скоплений и соответствующих уровней воды с использованием аналитического и численного подходов. При этом большее внимание уделяется прогнозу уровней воды [38]. При прогнозе собственно заторов ключевое предположение состоит в том, что ломаный лёд в заторе ведёт себя как плавающая сыпучая масса, которая подчиняется критерию разрушения Мора–Кулона.

Неуравновешенные заторы при установившемся движении достаточно точно прогнозируются при помощи одномерных численных моделей — ICEJAM, RIVJAM, HEC-RAS. Главная отличительная черта двумерных динамических моделей, например DynaRICE, — дискретная элементная модель, которая не нуждается в применении концепции сыпучей сплошной среды. Вместо этого движение каждого блока внутри затора на малых временных отрезках прогнозируется путём вычисления сил, действующих на каждый блок со стороны воды и окружающих блоков. Этот подход даёт важное понимание как развития, так и конечной конфигурации затора и позволяет прогнозировать воздействия, которые заторы оказывают на сооружения.

Серия тестов ряда моделей (CRISSP 2D, HEC-RAS, ICEJAM, ICEPRO, ICESIM, MIKE 11, River1D, и RIVJAM) показала, что общая эффективность всех моделей хорошая, когда доступны данные для калибровки, но когда модели применяются в некалиброванном, или «слепо» режиме, результаты их работы сильно разнятся [20]. Раз-

нообразии результатов в «слепо» режиме может быть отнесено больше к вариациям в интерпретации физических процессов пользователями, чем к механике численных вычислений.

Заключение

Рассмотренные в настоящем обзоре подходы к моделированию заторов льда позволяют утверждать, что на сегодняшний день компьютерное моделирование вышло на ведущие позиции и выступает основным инструментом изучения ледовых процессов на реках. Вместе с тем ни одна компьютерная модель не даст достаточно адекватного представления об изучаемых процессах, если она не откалибрована на достоверных данных полевых и лабораторных наблюдений и измерений. Проанализированный здесь спектр модельных подходов и моделей, наряду с конкретными случаями их применения, должен послужить хорошей базой для любого специалиста, начинающего изучать тот или иной аспект заторообразования и ледовых процессов на реках, и помочь выбрать наиболее подходящий инструмент для своего собственного исследования. Развитие моделей, с одной стороны, предоставляет нам мощные вычислительные инструменты обработки большого объёма данных измерений и наблюдений, а с другой — внушает опасения по поводу недостаточного количества усилий, направленных на построение адекватно работающих детерминированных моделей, характеризующихся свойством переносимости.

Обратим внимание и на географию распространения моделей. Наибольшего успеха в построении и развитии моделей добились (в убывающем порядке) Канада, США и Китай, что объясняется поддержкой исследований правительствами этих государств. В России же, где построение и развитие собственных моделей значительно отстаёт, необходимо осваивать существующие модели, разработанные ведущими мировыми научными группами, учиться грамотно эти модели применять. Кроме того, необходимо налаживать механизм взаимодействия научных групп и институтов, ведущих моделирование, и структур, ответственных за принятие решений в вопросах предупреждения и ликвидации негативных последствий образования ледяных заторов.

Литература

References

1. Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса. СПб.: Нестор-История, 2011. 504 с.
2. Healy D., Hicks F. Experimental study of ice jam formation dynamics // Journ. of Cold Regions Engineering. 2006. V. 20. № 4. P. 117–139. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2006)20:4(117).
3. Healy D., Hicks F. Experimental study of ice jam thickening under dynamic flow conditions // Journ. of Cold Regions Engineering. 2007. V. 21. № 3. P. 72–91. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2007)21:3(72).
4. Pahlavan H., Clark S., Wang M., Malenchak J. An experimental investigation of turbulent flow characteristics beneath an ice jam // 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Quebec, Canada: CRIPE, 2015.
5. Shen H. Mathematical modeling of river ice processes // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 62. № 1. P. 3–13. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.02.007.
6. Debolskaya E., Derbenev M., Maslikova O. Numerical modeling of ice jams // Hydrophysical Processes. 2004. V. 31. № 5. P. 533–539. doi: 10.1023/B:WARE.0000041917.09525.de.
7. Debolskaya E., Debolskii V., Maslikova O. Two-dimensional model of channel deformations caused by ice-jam formation // Power Technology and Engineering. 2009. V. 43. № 4. P. 218–222.
8. Wang J., Sui J., Chen P. Numerical simulations of ice accumulation under ice cover along a river bend // Intern. Journ. of Environmental Science & Technology. 2009. V. 6. № 1. P. 1–12. doi: 10.1007/BF03326055.
9. Wang J., Shi F., Chen P., Wu P., Sui J. Simulations of ice jam thickness distribution in the transverse direction // Journ. of Hydrodynamics. Ser. B. 2014. V. 26. № 5. P. 762–769. doi: 10.1016/S1001-6058(14)60085-8.
10. She Y., Hicks F. Ice jam release wave modeling: considering the effects of ice in a receiving channel // 18th IAHR Intern. Symposium on Ice. Sapporo, Japan: IAHR, 2006. V. 28. P. 125–132.
11. Wang J., Sui J., Guo L., Karney B., Jupner R. Forecast of water level and ice jam thickness using the back propagation neural network and support vector machine methods // Intern. Journ. of Environmental Science & Technology. 2010. V. 7. № 2. P. 215–224. doi: 10.1007/BF03326131.
12. Luo D. Risk evaluation of ice–jam disasters using gray systems theory: the case of Ningxia–Inner Mongolia reaches of the Yellow River // Natural Hazards. 2014. V. 71. № 3. P. 1419–1431. doi: 10.1007/s11069-013-0952-z.
13. Mahabir C., Hicks F., Favek A. Transferability of a neuro–fuzzy river ice jam flood forecasting model // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 48. № 3. P. 188–201. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.12.004.
1. Klaven A.B., Kopaliani Z.D. *Eksperimental'nye issledovaniya i gidravlichesкое modelirovanie rechnykh potokov i ruslovogo protsessa*. Experimental studies and hydraulic modeling of river streams and river bed evolution. St. Petersburg: Nestor-Istoriya, 2011: 504 p. [In Russian].
2. Healy D., Hicks F. Experimental study of ice jam formation dynamics. Journ. of Cold Regions Engineering. 2006, 20 (4): 117–139. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2006)20:4(117).
3. Healy D., Hicks F. Experimental study of ice jam thickening under dynamic flow conditions. Journ. of Cold Regions Engineering. 2007, 21 (3): 72–91. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2007)21:3(72).
4. Pahlavan H., Clark S., Wang M., Malenchak J. An experimental investigation of turbulent flow characteristics beneath an ice jam. 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. 2015.
5. Shen H. Mathematical modeling of river ice processes. Cold Regions Science and Technology. 2010, 62 (1): 3–13. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.02.007.
6. Debolskaya E., Derbenev M., Maslikova O. Numerical modeling of ice jams. Hydrophysical Processes. 2004, 31 (5): 533–539. doi: 10.1023/B:WARE.0000041917.09525.de.
7. Debolskaya E., Debolskii V., Maslikova O. Two-dimensional model of channel deformations caused by Ice-jam formation. Power Technology and Engineering. 2009, 43 (4): 218–222.
8. Wang J., Sui J., Chen P. Numerical simulations of ice accumulation under ice cover along a river bend. Intern. Journ. of Environmental Science & Technology. 2009, 6 (1): 1–12. doi: 10.1007/BF03326055.
9. Wang J., Shi F., Chen P., Wu P., Sui J. Simulations of ice jam thickness distribution in the transverse direction. Journ. of Hydrodynamics. Ser. B. 2014, 26 (5): 762–769. doi: 10.1016/S1001-6058(14)60085-8.
10. She Y., Hicks F. Ice jam release wave modeling: considering the effects of ice in a receiving channel. 18th IAHR Intern. Symposium on Ice. 2006, 28: 125–132.
11. Wang J., Sui J., Guo L., Karney B., Jupner R. Forecast of water level and ice jam thickness using the back propagation neural network and support vector machine methods. Intern. Journ. of Environmental Science & Technology. 2010, 7 (2): 215–224. doi: 10.1007/BF03326131.
12. Luo D. Risk evaluation of ice-jam disasters using gray systems theory: the case of Ningxia–Inner Mongolia reaches of the Yellow River. Natural Hazards. 2014, 71 (3): 1419–1431. doi: 10.1007/s11069-013-0952-z.
13. Mahabir C., Hicks F., Favek A. Transferability of a neuro–fuzzy river ice jam flood forecasting model. Cold Regions Science and Technology. 2007, 48 (3): 188–201. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.12.004.

2007. V. 48. № 3. P. 188–201. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.12.004.
14. Малегин И.В. Методика прогноза образования ледовых заторов на реках на основе теории распознавания образов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. Т. 3. С. 43–47.
15. Mahabir C. Regression and fuzzy logic based ice jam flood forecasting // Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. P. 307–325. doi: 10.1007/978-3-540-75136-6_16.
16. Шлычков В.А. Плановая динамико–стохастическая модель ледохода // Вычислительные технологии. 2008. Т. 13. № 2. С. 131–137.
17. Eliasson J., Grondal G. Development of a river ice jam by a combined heat loss and hydraulic model // Hydrology and Earth System Sciences. 2008. V. 12. № 6. P. 1249–1256. doi: 10.5194/hess-12-1249-2008.
18. Nolin S., Roubtsova V., Morse B., Quach T. Smoothed particle hydrodynamics hybrid model of ice–jam formation and release // Canadian Journ. of Civil Engineering. 2009. V. 36. № 7. P. 1133–1143. doi: 10.1139/L09-051.
19. Healy D., Hicks F. Comparison of ICEJAM and RIVJAM Ice Jam Profile Models // Journ. of Cold Regions Engineering. 1999. V. 13. № 4. P. 180–198. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(1999)13:4(180).
20. Carson R., Beltaos S., Groeneveld J., Healy D., She Y., Malenchak J., Morris M., Saucet J.-P., Kolarski T., Shen H. Comparative testing of numerical models of river ice jams // Canadian Journ. of Civil Engineering. 2011. V. 38. № 2. P. 669–678. doi: 10.1139/111-036.
21. Земцов В.А., Вершинин Д.А., Инишев Н.Г. Имитационное моделирование заторов (на примере р. Томь, Западная Сибирь) // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 3. С. 59–68. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-59-68.
22. Beltaos S., Burrell B. Hydrotechnical advances in Canadian river ice science and engineering during the past 35 years // Canadian Journ. of Civil Engineering. 2015. V. 42. № 9. P. 583–591. doi: 10.1139/cjce-2014-0540.
23. Бузин В.А., Зиновьев А.Т. Ледовые процессы и явления на реках и водохранилищах. Методы математического моделирования и опыт их реализации для практических целей (обзор современного состояния проблемы). Барнаул: Пять плюс, 2009. 168 с.
24. Lagadec A., Boucher E., Germain D. Tree ring analysis of hydro–climatic thresholds that trigger ice jams on the Mistassini River, Quebec // Hydrological Processes. 2015. V. 29. № 23. P. 4880–4890. doi: 10.1002/hyp.10537.
25. Beltaos S., Burrell B. Ice-jam model testing: Matapedia River case studies, 1994 and 1995 // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 60. № 1. P. 29–39. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.05.014.
26. Вершинин Д.А., Татарников А.В., Орлов Е.И. Возможности прогнозирования возникновения ледовых заторов на основе компьютерных моделей
14. Malygin I.V. A methodology of forecasting of ice jams formation on rivers based on pattern recognition theory. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Herald of the Moscow University. Ser. 5: Geography. 2014, 3: 43–47. [In Russian].
15. Mahabir C. Regression and fuzzy logic based ice jam flood forecasting. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008: 307–325. doi: 10.1007/978-3-540-75136-6_16.
16. Shlychkov V.A. A spatial dynamic-stochastic model of ice drift. *Vychislitel'nye tekhnologii*. Computational Technologies. 2008, 13 (2): 131–137. [In Russian].
17. Eliasson J., Grondal G. Development of a river ice jam by a combined heat loss and hydraulic model. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2008, 12 (6): 1249–1256. doi: 10.5194/hess-12-1249-2008.
18. Nolin S., Roubtsova V., Morse B., Quach T. Smoothed particle hydrodynamics hybrid model of ice–jam formation and release. *Canadian Journ. of Civil Engineering*. 2009, 36 (7): 1133–1143. doi: 10.1139/L09-051.
19. Healy D., Hicks F. Comparison of ICEJAM and RIVJAM Ice Jam Profile Models. *Journ. of Cold Regions Engineering*. 1999, 13 (4): 180–198. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(1999)13:4(180).
20. Carson R., Beltaos S., Groeneveld J., Healy D., She Y., Malenchak J., Morris M., Saucet J.-P., Kolarski T., Shen H. Comparative testing of numerical models of river ice jams. *Canadian Journ. of Civil Engineering*. 2011, 38 (2): 669–678. doi: 10.1139/111-036.
21. Zemtsov V.A., Vershinin D.A., Inishev N.G. Simulation modeling of ice jams (case study on Tom river, Western Siberia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (3): 59–68. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-59-68.
22. Beltaos S., Burrell B. Hydrotechnical advances in Canadian river ice science and engineering during the past 35 years. *Canadian Journ. of Civil Engineering*. 2015, 42 (9): 583–591. doi: 10.1139/cjce-2014-0540.
23. Buzin V.A., Zinov'ev A.T. *Ledovye protsessy i yavleniya na rekakh i vodokhranilisckh. Metody matematicheskogo modelirovaniya i opyt ikh realizatsii dlya prakticheskikh tseley: (obzor sovremennogo sostoyaniya problemy)*. Ice processes and events on rivers and reservoirs. Methods of mathematical modeling and experience of their application for practical purposes (a review of modern condition of the issue). Barnaul: Pyat' plyus, 2009: 168 p. [In Russian].
24. Lagadec A., Boucher E., Germain D. Tree ring analysis of hydro–climatic thresholds that trigger ice jams on the Mistassini River, Quebec. *Hydrological Processes*. 2015, 29 (23): 4880–4890. doi: 10.1002/hyp.10537.
25. Beltaos S., Burrell B. Ice-jam model testing: Matapedia River case studies, 1994 and 1995. *Cold Regions Science and Technology*. 2010, 60 (1): 29–39. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.05.014.

- русла // Вестн. Томского гос. ун-та. 2011. № 352. С. 221–224.
27. *Tapacov A.C., Verшинин Д.А.* Определение локализации ледовых заторов на разветвлённом участке русла р. Томь с помощью компьютерного гидравлического моделирования // Вестн. Томского гос. ун-та. 2015. № 390. С. 218–224.
 28. *Beltaos S., Burrell B.* Hydroclimatic aspects of ice jam flooding near Perth-Andover, New Brunswick // *Canadian Journ. of Civil Engineering*. 2015. V. 42. № 9. P. 686–695. doi: 10.1139/cjce-2014-0372.
 29. *Lever J., Daly S.* Upstream effects of Cazenovia Creek ice-control structure // *Journ. of Cold Regions Engineering*. 2003. V. 17. № 1. P. 3–17. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2003)17:1(3).
 30. *Sui J., Karney B., Fang D.* Ice jams in a small river and the HEC-RAS modeling // *Journ. of Hydrodynamics*. Ser. B. 2005. V. 17. № 2. P. 127–133.
 31. *Aaltonen J., Huokuna M.* Flood mapping of river ice breakup jams in River Kyrönjoki delta // 19th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Whitehorse, Yukon, Canada: CRIPE, 2017.
 32. *Shen H., Liu L.* Shokotsu River ice jam formation // *Cold Regions Science and Technology*. 2003. V. 37. № 1. P. 35–49. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00034-X.
 33. *She Y., Andrishak R., Hicks F., Morse B., Stander E., Krath C., Keller D., Abarca N., Nolin S., Tanekou F., Mahabir C.* Athabasca River ice jam formation and release events in 2006 and 2007 // *Cold Regions Science and Technology*. 2009. V. 55. № 2. P. 249–261. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.02.004.
 34. *Lindenschmidt K.-E.* RIVICE – A Non-proprietary, open-source, one-dimensional river-ice model // *Water*. 2017. V. 9. № 5. P. 314–329. doi: 10.3390/w9050314.
 35. *Morse B., Hicks F.* Advances in river ice hydrology 1999–2003 // *Hydrological Processes*. 2005. V. 19. № 1. P. 247–263. doi: 10.1002/hyp.5768.
 36. *Debolskaya E.* Numerical modeling of ice regime in rivers. UK, Oxford: UNESCO, Eolss Publishers, 2009. P. 137–165.
 37. *Hicks F.* River Ice. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. P. 281–305. doi: 10.1007/978-3-540-75136-6_15.
 38. *Бужин В.А.* Затопы льда и заторные наводнения на реках. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 204 с.
 26. *Vershinin D.A., Tatarnikov A.V., Orlov E.I.* Opportunities for forecasting of ice jams formation based on digital elevation models. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. Herald of the Tomsk State University 2011, 352: 221–224. [In Russian].
 27. *Tarasov A.S., Vershinin D.A.* Determination of ice jams localization at braided reach of Tom river using computational hydraulic modeling. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. Herald of the Tomsk State University. 2015, 390: 218–224. [In Russian].
 28. *Beltaos S., Burrell B.* Hydroclimatic aspects of ice jam flooding near Perth-Andover, New Brunswick. *Canadian Journ. of Civil Engineering*. 2015, 42 (9): 686–695. doi: 10.1139/cjce-2014-0372.
 29. *Lever J., Daly S.* Upstream Effects of Cazenovia Creek Ice-Control Structure. *Journ. of Cold Regions Engineering*. 2003, 17 (1): 3–17. doi: 10.1061/(ASCE)0887-381X(2003)17:1(3).
 30. *Sui J., Karney B., Fang D.* Ice jams in a small river and the HEC-RAS modeling. *Journ. of Hydrodynamics*, Ser. B. 2005, 17 (2): 127–133.
 31. *Aaltonen J., Huokuna M.* Flood mapping of river ice breakup jams in River Kyrönjoki delta. 19th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. 2017.
 32. *Shen H., Liu L.* Shokotsu River ice jam formation. *Cold Regions Science and Technology*. 2003, 37 (1): 35–49. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00034-X.
 33. *She Y.* Athabasca River ice jam formation and release events in 2006 and 2007. *Cold Regions Science and Technology*. 2009, 55 (2): 249–261. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.02.004.
 34. *Lindenschmidt K.-E.* RIVICE – A Non-proprietary, open-source, one-dimensional river-ice model. *Water*. 2017, 9 (5): 314–329. doi: 10.3390/w9050314.
 35. *Morse B., Hicks F.* Advances in river ice hydrology 1999–2003. *Hydrological Processes*. 2005, 19 (1): 247–263. doi: 10.1002/hyp.5768.
 36. *Debolskaya E.* Numerical modeling of ice regime in rivers. UK, Oxford: UNESCO, Eolss Publishers, 2009: 137–165.
 37. *Hicks F.* River Ice. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008: 281–305. doi: 10.1007/978-3-540-75136-6_15.
 38. *Buzin V.A.* Zatory l'da i zatornye navodneniya ne rekakh. Ice jams and ice jam floods on rivers. St.Petersburg: Hydrometeoizdat, 2004: 204 p. [In Russian].

Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии

© 2020 г. Т.А. Матвеева^{1,2*}, В.А. Семенов^{1,2}, Е.С. Астафьева¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*matveeva.tatiana@igras.ru

Arctic sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere

T.A. Matveeva^{1,2*}, V.A. Semenov^{1,2}, E.S. Astafyeva¹

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*matveeva.tatiana@igras.ru

Received May 15, 2019 / Revised August 29, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *Arctic climate, Arctic sea ice coverage, climate variability, surface air temperature.*

Summary

The linear relationship between average monthly anomalies of the ice coverage in the Arctic seas and the surface air temperature over the land in the Northern hemisphere in March and September was analyzed for the purpose of finding regions with statistically significant correlations. Possible mechanisms of the revealed interrelations are discussed. Data on the surface temperature and the ice concentration from Met Office Hadley Centre were used in this study. A negative correlation of the sea ice with the temperature in the land regions adjacent to the seas, as well as a number of remote relations was revealed. Specifically, statistically significant relations were found between anomalies of the ice area in the Laptev Sea in September with the temperature anomalies in the Mediterranean region, as well as with the temperature anomalies in Central Asia. In most cases, such relationships may be explained by the influence of atmospheric circulation, including the North Atlantic Oscillation, the Arctic Oscillation, the Pacific Decadal Oscillation, and variability in the intensity of the atmospheric centers of action. Characteristics of seasonal variations of the sea ice coverage and climatic trends together with variability and autocorrelation of the coverage anomalies are considered. The largest reduction in the ice area is observed for the recent decades in the Barents Sea in winter while in the Kara, Laptev and East Siberian seas - in summer.

Citation: Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafyeva E.S. Arctic sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 134–148. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010029.

Поступила 15 мая 2019 г. / После доработки 29 августа 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *арктические морские льды, изменчивость климата, климат Арктики, приземная температура воздуха.*

Проанализирована линейная связь среднемесячных аномалий площади морского льда в арктических морях и приземной температуры воздуха над сушей Северного полушария в марте и сентябре. Установлена отрицательная корреляция с температурой в прилегающих к морям регионах суши, а также ряд удалённых связей, которые можно объяснить влиянием атмосферной циркуляции. Наибольшее сокращение площади морских льдов зимой в последние десятилетия наблюдаются в Баренцевом море, в летний – в Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях.

Введение

Одно из самых ярких проявлений происходящих изменений климата — стремительное сокращение арктических морских льдов в последние десятилетия [1–3]. Арктический морской лёд не только служит индикатором изменений климата, но и играет ключевую роль в важных обратных связях в земной климатической системе [1]. Площадь и толщина ледяного покрова модулируют потоки тепла на границе

океан—атмосфера и связаны с изменениями атмосферной, океанической циркуляции и радиационным балансом. Арктический морской лёд относится к важному компоненту арктического гидрологического цикла [1, 4]. С 1979 г., когда началось непрерывное спутниковое зондирование ледяного покрова, площадь арктического морского льда в сентябре (месяц климатологического минимума *площади морского льда*, ПМЛ) сокращалась примерно на 11% за десятилетие, а в начале XXI в. темпы сокращения ускорились

почти вдвое [3, 5]. Зимой относительное сокращение ПМЛ не так велико, как летом (около 3%/десятилетие), но из-за большей площади покрытия абсолютные изменения сравнимы с летними [6]. При этом отметим, что значительные турбулентные потоки тепла из океана в атмосферу зимой (достигающие 1000 Вт/м^2 [7]) существенно влияют на температуру и содержание водяного пара в нижней тропосфере Арктики, а также на циркуляцию атмосферы [8, 9].

Реконструкции ледовых условий показывают, что современное сокращение площади арктических морских льдов — беспрецедентное в течение последнего тысячелетия [2, 10]. Современные модели климата воспроизводят наблюдаемое сокращение ПМЛ как отклик на антропогенное воздействие, прежде всего увеличение содержания парниковых газов в атмосфере, хотя заметно недооценивают и ускоренное таяние морских льдов в последнее десятилетие. Результаты разных моделей характеризуются большим разбросом [5].

Лёд и приповерхностная температура воздуха тесно связаны [11]. Колебания температуры и соответствующие им изменения влажности воздуха влияют на морской лёд через потоки турбулентного тепла и длинноволновой радиации на границе лёд–атмосфера. В свою очередь концентрация льда также влияет на температуру приземного воздуха путём модуляции турбулентных потоков из океана в атмосферу. Вклад сокращения *концентрации морского льда* (КМЛ) в изменение температуры арктической атмосферы проявляется в значительно более сильном потеплении у поверхности [12]. Сокращение арктического морского льда в период спутниковых наблюдений совпало с увеличением средней температуры воздуха у поверхности в Арктике, причём за последние 30 лет это повышение происходило, как минимум, в два раза быстрее глобального потепления [13]. Такая особенность получила название *Арктического усиления* [14].

Современное арктическое потепление с 1970-х годов последовало за периодом похолодания в 1940–60-х годах, которому предшествовало потепление середины XX в. [15, 16]. Значительная мультидекадная изменчивость в Арктике в XX в. отмечается как в инструментальных наблюдениях за температурой воздуха на высокоширотных метеорологических станциях, так и в региональных данных по ледовитости арктических морей в

XX в., и в реконструкциях площади распространения морских льдов в атлантическом секторе Арктики за последнее тысячелетие [15, 17–19]. В результате значительных долгопериодных колебаний климата в Арктике оценка климатических трендов температуры существенно зависит от выбора периода тренда [20].

Данные о распространении арктических морских льдов в доспутниковую эпоху характеризуются фрагментарностью и неоднородностью. Сведения до 1930-х годов — это в основном наблюдения с берега и судов, причём преимущественно в тёплую половину года. Период 1930–40-х годов дополнен нерегулярными наблюдениями с самолётов, но имеет пропуски в период Второй мировой войны. С 1950-х годов появились достаточно регулярные данные воздушной разведки, а также дрейфующих буёв в течение всего года, что позволило создать сеточный архив данных по концентрации морских льдов в Арктике с 1953 г. [21]. Позднее этот архив был расширен в прошлое до 1870 г. [22, 23], однако данные до 1953 г. остаются нереалистичными и их нельзя использовать для анализа изменчивости климата [15].

Пассивное микроволновое зондирование со спутников позволяет получить достоверные оценки изменчивости и климатических трендов площади арктического морского льда [24]. Но такие оценки зависят от используемого алгоритма обработки спутниковых данных, что может приводить к разбросу между среднемесячными значениями площади морского льда до 10%, хотя климатические тренды в целом хорошо согласуются [25].

Для оценки роли изменчивости площади арктических морских льдов в изменениях климата и лучшего понимания механизмов формирования таких изменений необходимо оценить связь изменений площади льдов и температуры над континентами Северного полушария. Поскольку данные по температуре до начала эры спутникового зондирования более полные, чем по концентрации морских льдов, эту связь можно применять для реконструкции ПМЛ в историческом прошлом [15, 26, 27]. При этом, как правило, используются осреднённые для всей Арктики значения ПМЛ и средние для высоких широт аномалии приземной температуры, которые в период надёжных наблюдений показывают согласованные изменения [26, 27]. Анализ осреднённых

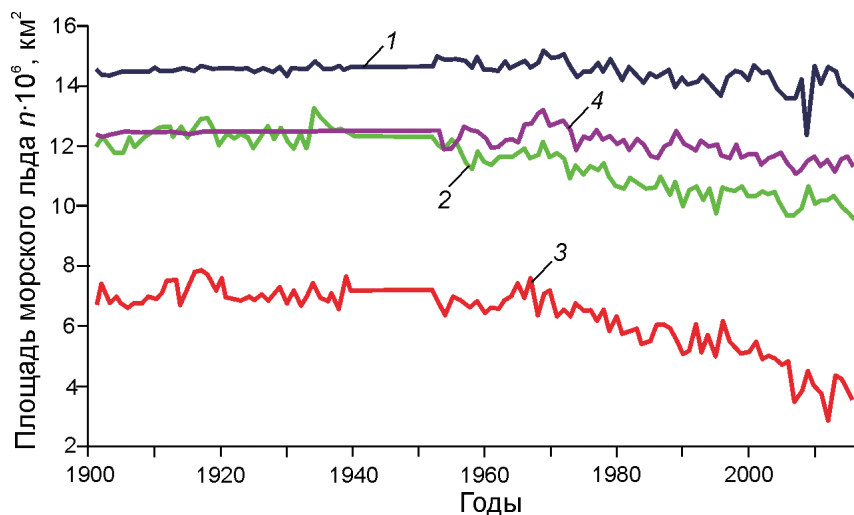


Рис. 1. Площадь морского льда (в 10^6 км²) в Северном полушарии по данным архива HadISST1 за период 1870–2016 гг. для:

1 – марта; 2 – июня; 3 – сентября; 4 – декабря

Fig. 1. Sea ice area time series (10^6 км²) for the Northern Hemisphere from 1870 to 2016 (based on HadISST1 SIC data) for:

1 – March; 2 – June; 3 – September; 4 – December

значений не позволяет выделить типичную пространственную структуру взаимосвязанных изменений концентрации морских льдов и температуры воздуха над континентами, которая из-за взаимодействия с атмосферной циркуляцией может характеризоваться не только ожидаемым потеплением при сокращении площади морских льдов, но и похолоданием [9]. Так, похолодание зимой над Северной Евразией в начале XXI в., сопровождаемое увеличением изменчивости температуры [28], может быть связано с сокращением ПМЛ в Баренцевом море [9, 15].

В настоящей работе анализируется линейная связь аномалий ПМЛ в арктических морях и приземной температуры воздуха над сушей Северного полушария в марте и сентябре с целью установления регионов со статистически значимыми корреляциями; обсуждаются и возможные механизмы таких связей. Показаны изменения площади покрытия арктических морей с 1953 г., анализируется их вариабельность и рассматриваются другие характеристики.

Используемые данные и методы

В качестве источника данных о концентрации морских льдов мы использовали архив HadISST1 Центра Гадлея (Великобритания), который включает в себя сеточные среднемесячные данные по концентрации морского льда и температуре поверхности океана с шагом сетки $1^\circ \times 1^\circ$ за период с 1870 г. по настоящее время [23]. Данные о концентрации морских льдов архива

HadISST1 содержат информацию из различных источников, среди которых — ледовые карты некоторых национальных метеорологических институтов, судовые наблюдения, данные пассивного микроволнового зондирования. Сведения за период до 1953 г. имеют существенные пропуски в годы ограниченных наблюдений, в частности во время Второй мировой войны, особенно в зимний период [15, 23]. Климатические изменения площади морского льда за 1870–2016 гг. по данным HadISST1 для разных сезонов приведены на рис. 1. Хорошо видны периоды с нулевой и низкой изменчивостью площади морского льда, когда из-за отсутствия данных использованы климатологические значения. Данные о *приповерхностной температуре воздуха* (ПТВ) над сушей получены с помощью базы данных CRU TS [29]. Архив содержит среднемесячные значения температуры воздуха по данным 5583 метеорологических станций с 1901 по 2016 г., интерполированные в узлы сетки с шагом $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. ПТВ — один из параметров, имеющих длинные ряды наблюдений, но отметим значительную пространственную и временную неоднородность покрытия данными наблюдений, особенно в Арктическом регионе [13].

В отличие от многих исследований, где анализируется *площадь распространения морского льда* (ПРМЛ), которая включает в себя участки (ячейки) со сплочённостью морских льдов больше 15%, нами в качестве характеристики покрытия морей морскими льдами использовалась *площадь морских льдов* (ПМЛ). Использование ПРМЛ позволяет уменьшить ошибки,

связанные с неопределённостью данных наблюдений. Существенный недостаток использования ПРМЛ — потеря информация о концентрации морских льдов в пределах выбранной границы распространения морских льдов (от 15% и выше). В этом диапазоне могут наблюдаться значительные изменения концентрации морских льдов, влияющие на модуляцию турбулентных потоков тепла на границе океан—атмосфера (особенно в зимний период).

Ввиду хорошо выраженных естественных географических границ и соображений практического применения полученных результатов в настоящей работе анализировались данные для следующих арктических морей: Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, Охотского, Берингова, Баффина, Лабрадор и Гренландского. Границы морей на широтно-долготной сетке $1^\circ \times 1^\circ$ (архив HadISST1) приведены на рис. 2. В табл. 1 указаны площади морей, а также основные характеристики ПМЛ в анализируемых морях для марта и сентября: а) среднее значение и среднеквадратичное отклонение для базового периода 1981–2000 гг.; б) линейный тренд в период спутниковых наблюдений с 1979 по 2016 г.

При анализе использованы данные о концентрации морских льдов для марта и сентября — соответственно максимума и минимума среднеклиматического сезонного хода площади морского льда для всей Арктики. На рис. 3 представлен средний за период 1981–2000 гг. сезонный ход ПМЛ для анализируемых арктических морей. моря разделены на две группы с максимальной ПМЛ: от 0,7 до 1,0 млн км² (см. рис. 3, а) и от 0,3 до 0,6 млн км² (см. рис. 3, б). Наибольших значений ПМЛ достигает в период с февраля по апрель, ряд морей (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) почти полностью покрыт морскими льдами в течение нескольких месяцев холодного периода. В апреле—мае площади покрытия морей льдом резко сокращаются, достигая минимума в августе—сентябре; в течение нескольких месяцев тёплого периода некоторые моря (Охотское, Лабрадор, Берингово) полностью свободны ото льда.

Выявление пространственной структуры связи температуры воздуха на суше и ПМЛ в морях выполнялось с помощью корреляционного анализа (коэффициент корреляции Пир-

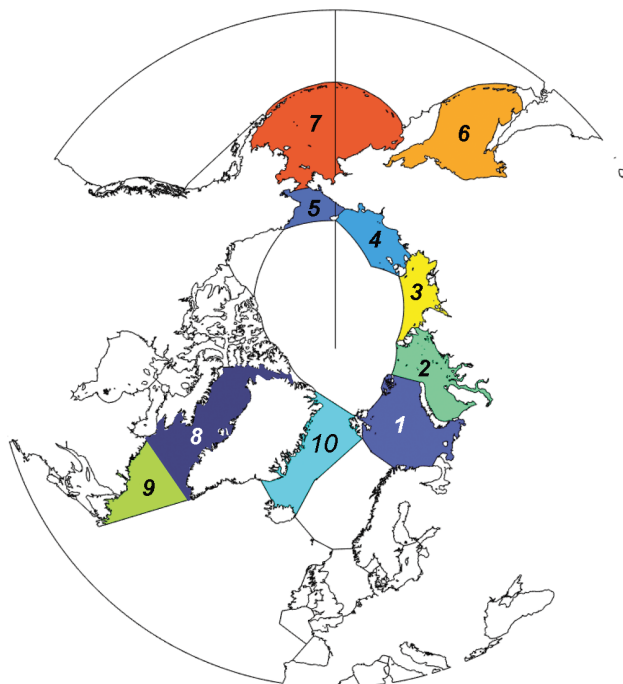


Рис. 2. Границы морей арктической зоны, использованные в исследовании:

1 — Баренцево; 2 — Карское; 3 — Лаптевых; 4 — Восточно-Сибирское; 5 — Чукотское; 6 — Охотское; 7 — Берингово; 8 — Баффина; 9 — Лабрадор; 10 — Гренландское

Fig. 2. The boundaries of the seas of the Arctic zone used in the study:

1 — Barents; 2 — Kara; 3 — Laptev; 4 — East Siberian; 5 — Chukchi; 6 — Okhotsk; 7 — Bering; 8 — Baffin; 9 — Labrador; 10 — Greenland

сона) за период 1953–2016 гг. Для исключения долгопериодной климатической изменчивости из рядов температуры воздуха и ПМЛ в морях был убран линейный тренд, т.е. анализировались связи только между изменчивостью исследуемых параметров на межгодовом и десятилетнем временных масштабах. Для ряда морей (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) корреляционный анализ проводили только для сентября, поскольку изменчивость ПМЛ в марте не превышала 5%. Для морей, которые почти свободны ото льда в сентябре (Баренцево, Охотское, Берингово, Лабрадор), анализировались только связи ПТВ и ПМЛ в марте.

Поскольку ряды используемых данных автокоррелированы, была выполнена оценка значимости полученных коэффициентов корреляции на основе *t*-критерия Стьюдента с учётом автокорреляции по следующей методике. Для учёта автокорреляции временных рядов при оценке

Таблица 1. Основные характеристики площади покрытия льдом арктических морей для марта (числитель) и сентября (знаменатель)

Море	Площадь моря*, млн км ²	Средняя площадь покрытия льдом (1981–2000 гг.), тыс. км ²	Тренд (1979–2016 гг.), тыс. км ² /10 лет	СКО (1981–2000 гг.), тыс. км ²
Баренцево	1,62	744,6/47,2	–81,9/–8,1	131,8/41,6
Карское	0,98	898,5/146,2	–8,9/–44,0	10,6/96,0
Лаптевых	0,68	544,2/117,0	0,3/–29,8	3,5/74,0
Восточно-Сибирское	0,99	688,6/223,6	–0,1/–92,7	4,0/134,3
Чукотское	0,64	344,8/19,4	0,3/–6,8	4,7/23,4
Берингово	2,21	557,1/0,6	13,3/–0,5	88,6/0,6
Охотское	1,58	826,1/0	–73,6/0	130,0/0
Баффина	1,36	1001,3/39,8	0,6/–4,7	91,1/17,4
Лабрадор	0,83	243,2/0	11,8/0	68,6/0
Гренландское	1,27	538,5/196,1	–3,1/4,7	74,3/72,4

*По используемой в работе маске на сетке $1^\circ \times 1^\circ$, см. рис. 2.

значимости рассчитывалось эффективное число независимых значений N_{eff} :

$$N_{eff} = n(1 - r_1)/(1 + r_1),$$

где n – число элементов в выборке; r_1 – коэффициент автокорреляции со сдвигом 1.

Далее оценивалась значимость (на 90%-м уровне) коэффициента корреляции на основе t -критерия Стьюдента с использованием N_{eff} :

$$t = r(1 - r^2)^{-0,5}(N_{eff} - 2)^{0,5}.$$

Корреляционный анализ между ПМЛ и температурой воздуха над сушей проводился как для исходных рядов, так и для рядов, сглаженных пятилетним скользящим средним. Картина распределения корреляций ПМЛ и температуры по исходным данным и по данным, сглаженным пятилетним скользящим средним, существенно не отличается, но корреляции сглаженных рядов выше с большими областями статистически значимых показателей, поэтому они использованы для иллюстраций. Корреляционный анализ выполнялся только для морей, где изменчивость ПМЛ в сентябре или в марте составляла более 5% общей площади моря.

Результаты

Автокорреляционный анализ площади распространения морского льда. Важная характеристика для прогноза динамики площади морского льда – коэффициент автокорреляции. Для морского льда коэффициент автокорреляции, как

правило, становится незначимым уже на сдвигах в два и более месяца, что показано ещё в работе [30]. Несмотря на достигнутый прогресс, динамические модели прогноза, как правило, тоже не выходят за этот предел естественной предсказуемости [31]. Такую тенденцию подтверждает выполненный автокорреляционный анализ рядов среднемесячных аномалий ПМЛ (относительно среднеклиматического сезонного хода) для различных морей. Корреляции с коэффициентами 0,2 и выше – статистически значимы. Быстрее всего ослабевает автокорреляция аномалий ПМЛ в Чукотском море, где она становится незначимой уже на сдвиге в два месяца. Самое медленное уменьшение коэффициента автокорреляции отмечается для Баренцева моря, где значимая связь между ПМЛ прослеживается до сдвига в четыре месяца. Данная особенность отмечается и в работе [32], что может быть связано с влиянием притока атлантической воды на изменчивость ПМЛ в течение нескольких последовательных месяцев.

Связь между площадью морских льдов в морях. Для выявления связанных изменений ПМЛ проведён корреляционный анализ аномалий ПМЛ в исследуемых морях для марта, июня, сентября и декабря. Для исходных несглаженных рядов корреляции не превышают 0,6. Корреляции рядов с пятилетним скользящим осреднением значительно выше (табл. 2). Максимальные положительные корреляции (0,70–0,83) отмечаются для всех сезонов между ПМЛ в Баренцевом и Карском морях. Положительная связь в течение всего года прослеживается между ПМЛ в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. Отрицательные значе-

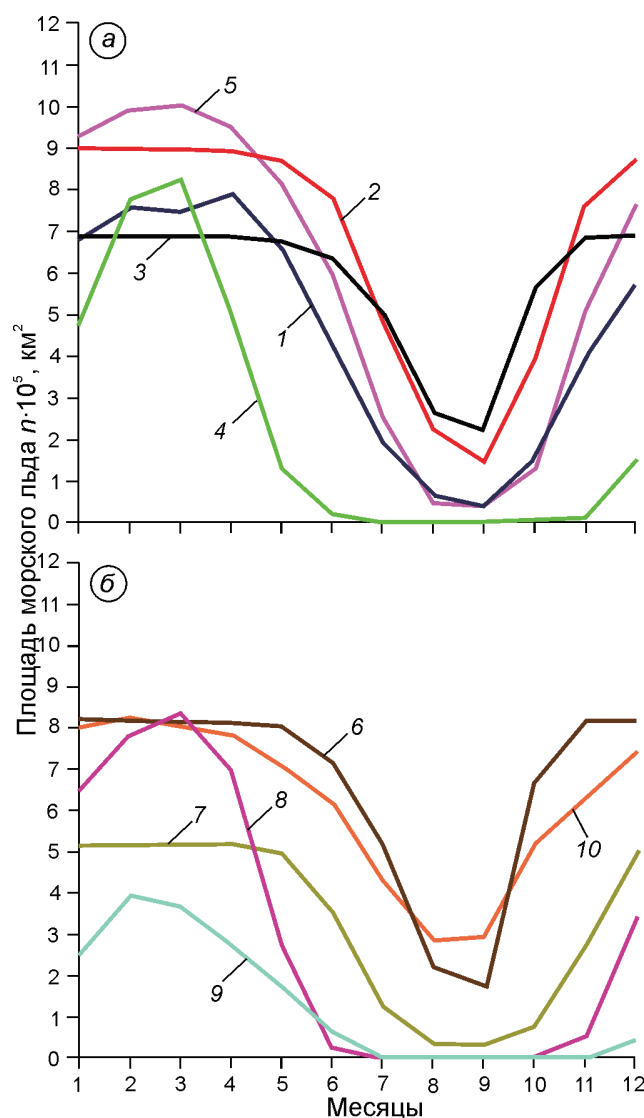


Рис. 3. Годовой ход площади арктического льда (км²) в арктических морях (среднее за период 1981–2000 гг.) по данным архива HadISST1:

а: 1 – Баренцевом; 2 – Карском; 3 – Восточно-Сибирском; 4 – Охотском; 5 – Баффина; б: 1 – Лаптевых; 2 – Чукотском; 3 – Беринговом; 4 – Лабрадоре; 5 – Гренландском

Fig. 3. The seasonal sea ice area (km²) in the Arctic seas (average for the period 1981–2000):

а: 1 – Barents; 2 – Kara; 3 – East Siberian; 4 – Okhotsk; 5 – Baffin; б: 1 – Laptev; 2 – Chukchi; 3 – Bering; 4 – Labrador; 5 – Greenland

ния коэффициента корреляции, вне зависимости от сезона, наблюдаются между ПМЛ в море Лабрадор и Гренландском. Однако, кроме смежных морей, в некоторых из которых связь между ПМЛ ожидаема, обнаружены также значимые связи между ПМЛ и в отдалённых друг от друга морях: отрицательная связь зимой в Баренцевом море и

море Баффина, в Карском море и море Баффина; положительная корреляция между ПМЛ в Баренцевом и Охотском морях, Беринговом море и море Баффина в зимний сезон. Такая связь объясняется разнонаправленным влиянием Арктического колебания [33] на ПМЛ в обоих морях.

Однозначной зависимости силы корреляции от сезона не отмечается. Так, для Баренцева и Карского морей, Баренцева моря и моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского моря наиболее сильная связь ПМЛ отмечается в летний период, а для Баренцева и Гренландского, напротив, зимой. Для ряда морей знак корреляции между ПМЛ меняется при переходе от одного сезона к другому (например, Баренцево и Лабрадор, Карское и Баффина, Лаптева и Лабрадор).

Корреляционный анализ между площадью льда в арктических морях и температурой воздуха на суше. В регионе Баренцева моря отмечается изменчивость ПМЛ и в марте, и в сентябре (рис. 4, а). Это может быть обусловлено рядом факторов, важнейшие из которых – вариации притока тёплой атлантической воды в Баренцево море [34, 35]. Также влияет на изменчивость ПМЛ в Баренцевом море *Североатлантическое колебание* (САК) [17, 36, 37], как прямым путём – переносом тёплых воздушных масс, так и воздействуя на интенсивность притока атлантической воды в Баренцево море через его западную границу, причём связь САК с притоком нестационарна [7]. В свою очередь динамика площади морского льда также влияет на атмосферную циркуляцию (в частности, и на САК) в результате изменения меридионального градиента температуры [38].

Самое интенсивное сокращение ПМЛ в Баренцевом море (примерно на 80 тыс. км²/десятилетие) отмечается в зимний период, в то время как ПМЛ во всей Арктике сильнее уменьшается в летний сезон. С 1953 по 2016 г. в Баренцевом море площадь морского льда в марте сократилась на 60%. В 1950–70-х годах не отмечалось полного открытия акватории моря ото льда в летний период, а в период с 1980-х годов до настоящего времени в некоторые годы наблюдаются нулевые значения ПМЛ. При этом разброс межгодовой изменчивости в годы минимума и максимума достигал 700 тыс. км². Летом эти значения гораздо ниже, что связано с практически полным отсутствием морских льдов. С 1980-х годов всё чаще наблюдаются периоды с пол-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между сглаженным пятилетним скользящим средним площади морского льда (ПМЛ)* в арктических морях для периода 1979–2017 гг. для марта, июня, сентября и декабря. Значимые (на 95%-м уровне) коэффициенты корреляции выделены жирным шрифтом

Море**	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Месяц
1	0,70	0,50	0,06	0,32	0,66	–0,51	–0,38	–0,28	0,67	III
	0,71	0,00	0,15	–0,19	0,39	0,71	–0,19	0,12	0,47	VI
	0,83	0,54	0,14	0,24	–	–0,42	0,67	0,52	–0,25	IX
	0,35	0,12	0,49	0,52	0,32	0,25	–0,52	–0,23	0,44	XII
2		0,72	0,29	0,52	0,12	–0,72	–0,47	–0,19	0,29	III
		–0,20	–0,18	–0,16	0,61	0,68	–0,37	0,56	0,13	VI
		0,63	–0,25	0,00	–	–0,47	0,35	0,51	–0,41	IX
		0,73	0,63	0,10	0,22	–0,02	–0,25	0,06	–0,22	XII
3			0,03	0,25	–0,06	–0,36	–0,32	–0,42	0,06	III
			0,60	0,19	0,05	–0,05	–0,14	–0,14	–0,01	VI
			0,12	0,18	–	–0,31	0,50	0,49	–0,12	IX
			0,24	–0,32	0,22	–0,24	–0,33	0,15	–0,07	XII
4				0,49	–0,01	–0,60	–0,06	0,52	–0,27	III
				0,54	–0,08	–0,23	0,11	–0,20	0,58	VI
				0,68	–	0,21	0,53	0,07	0,11	IX
				0,61	0,24	0,37	–0,10	0,06	–0,13	XII
5					0,10	–0,54	0,05	0,49	0,01	III
					–0,44	–0,28	0,53	0,02	0,49	VI
					–	0,24	0,51	0,37	0,08	IX
					0,15	0,56	0,19	–0,38	0,05	XII
6						–0,17	0,19	0,16	0,49	III
						0,50	–0,66	0,49	–0,26	VI
						–	–	–	–	IX
						–0,22	–0,13	0,42	–0,43	XII
7							0,47	–0,17	–0,23	III
							–0,20	0,47	–0,05	VI
							–0,15	–0,27	0,49	IX
							0,24	–0,69	0,15	XII
8								0,64	–0,55	III
								–0,14	0,43	VI
								0,41	0,14	IX
								–0,26	–0,41	XII
9									–0,43	III
									–0,21	VI
									–0,44	IX
									–0,40	XII

*Из временного хода ПМЛ для каждого моря удалён климатический тренд.

**Море: 1 – Баренцево, 2 – Карское, 3 – Лаптевых, 4 – Восточно-Сибирское, 5 – Чукотское, 6 – Охотское, 7 – Берингово, 8 – Баффина, 9 – Лабрадор, 10 – Гренландское

ностью свободным ото льда морем, а с 2005 г. режим полностью свободного ото льда моря стал практически постоянным.

Непосредственно на побережье Баренцева моря в марте статистически значимой связи аномалий температуры и льда не отмечается (только на Кольском п-ове) (рис. 5, а). Но наблюдается область значимых отрицательных корреляций на севере Западной Сибири – на побережье Карского моря и на п-ове Таймыр. Это может быть связано с тем, что изменения ПМЛ в Баренцевом и Карском морях сильно коррелирова-

ны (см. табл. 2). Наиболее сильные отрицательные корреляции (–0,62) отмечаются в районе арх. Земля Франца-Иосифа.

Положительные корреляции над Канадским арктическим архипелагом, востоком Канады, Чукоткой, западом Аляски, контрастирующие с отрицательными корреляциями над арктическим побережьем Сибири, объясняются влиянием Арктической осцилляции как на ПМЛ в Баренцевом море, так и на аномалии температуры [33]. Положительные связи достигают своего максимума в районе Баффиновой Земли.

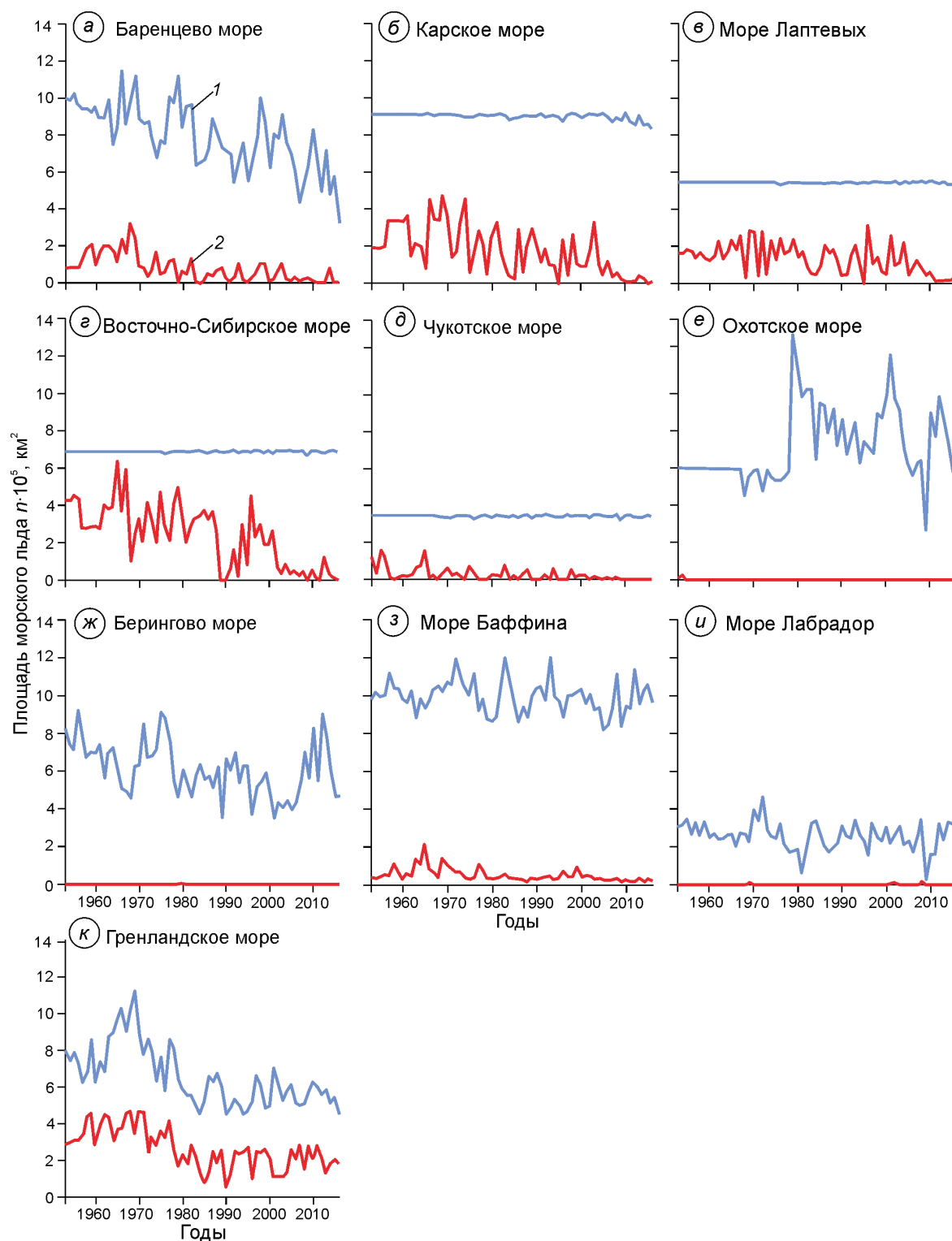


Рис. 4. Площадь морского льда (км^2) по данным архива HadISST1 в период 1953–2016 гг. в марте (1) и сентябре (2) в арктических морях:

a – Баренцевом; *б* – Карском; *в* – Лаптевых; *г* – Восточно-Сибирском; *д* – Чукотском; *е* – Охотском; *ж* – Беринговом; *з* – Баффина; *и* – Лабрадор; *к* – Гренландском

Fig. 4. Sea ice area time series (km^2) based HadISST1 dataset for 1953–2016 in March (1) and in September (2) in the Arctic seas:

a – Barents; *б* – Kara; *в* – Laptev; *г* – East Siberian; *д* – Chukchi; *е* – Okhotsk; *ж* – Bering; *з* – Baffin; *и* – Labrador; *к* – Greenland

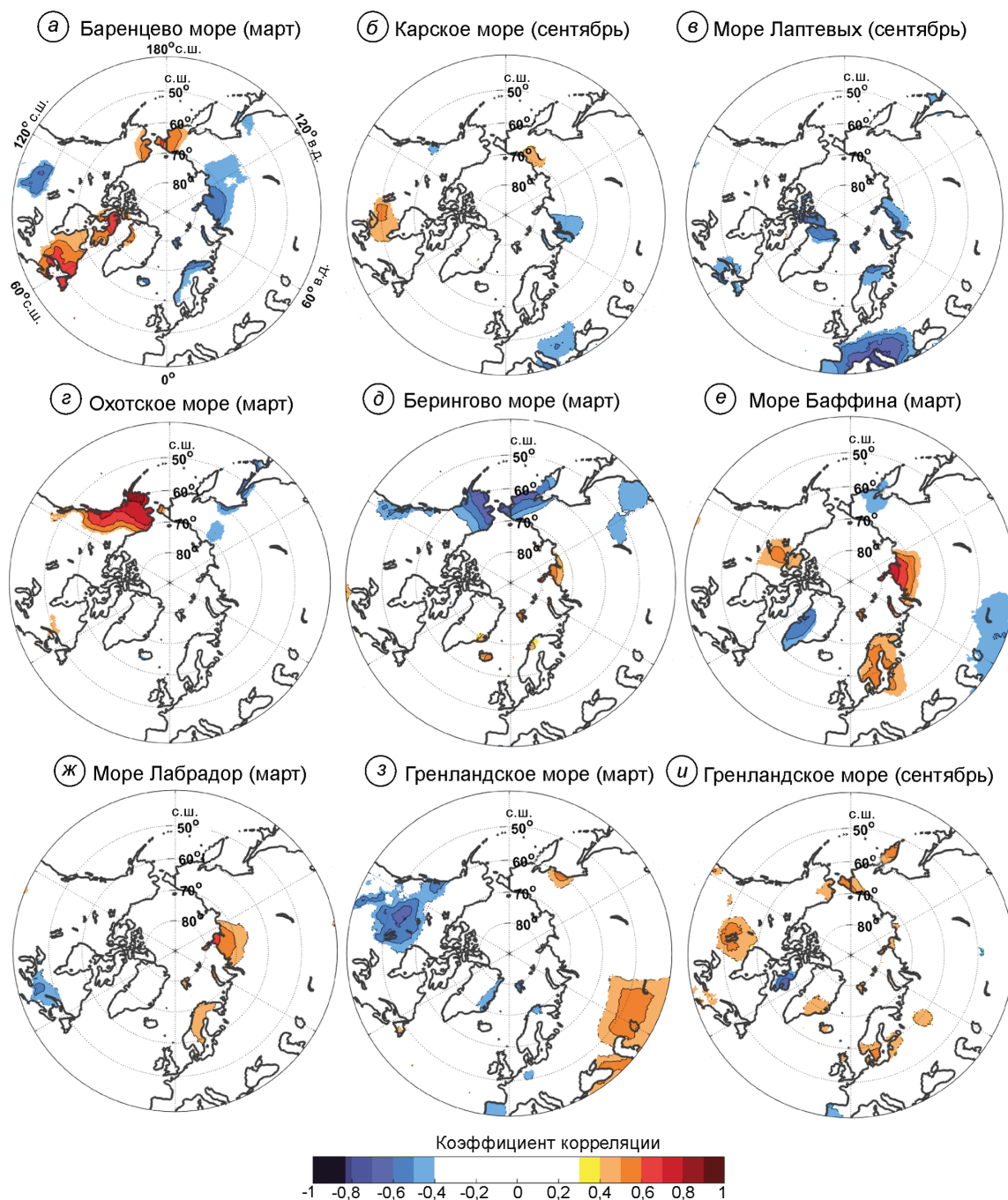


Рис. 5. Коэффициенты корреляции между площадью морского льда в Баренцевом море в марте (а), в Карском море (б) и море Лаптевых (в) в сентябре, в Охотском (г), Беринговом (д), Баффина (е), Лабрадор (ж), Гренландском (з) морях в марте, Гренландском море в сентябре (и) и приповерхностной температурой в период 1953–2016 гг. (оба параметра сглажены пятилетним скользящим средним).

Области значимых корреляций (на 90%-м уровне) закрашены [коэффициенты, по модулю превышающие 0,42 (а), 0,4 (б), 0,41 (в), 0,48 (г), 0,42 (д), 0,45 (е), 0,42 (ж), 0,4 (з, и)]

Fig. 5. Correlation coefficients for correlations between sea ice area in the Barents Sea in March (а), in the Kara Sea (б) and Laptev Sea (в) in September, in Okhotsk Sea (г), Bering Sea (д), Baffin Sea (е), Labrador Sea (ж), Greenland Sea (з) in March, in the Greenland Sea in September (и), and land temperature (both parameters are smoothed 5 year running average) for 1953–2016.

Regions with significant (90% confidence level) correlations are shaded [(absolute value of correlation coefficients more than 0,42 (а), 0,4 (б), 0,41 (в), 0,48 (г), 0,42 (д), 0,45 (е), 0,42 (ж), 0,4 (з, и)]

Площадь морских льдов в *Карском море* в марте оставалась почти постоянной в течение исследуемого периода (см. рис. 4, б) с незначительным сокращением (на 5–7%) после 2010 г. Основная изменчивость ПМЛ отмечается в летний сезон, когда ПМЛ за период 1953–2016 гг. изменялась от 0,48 млн км² до полностью открытой ото льда акватории. На пике годового хода Карское море практически весь исследуемый период было полностью покрыто льдом. Регулярное появление лет с участками открытой воды зимой началось с начала XXI в. Летом наблюдаются сильная изменчивость (СКО 96 тыс. км², что составляет почти 2/3 средней площади льда в Карском море в сентябре) и значительный отрицательный тренд ПМЛ (–44 тыс. км²/10 лет). Как и для Баренцева моря, примерно после 2005 г. произошёл переход к преимущественно безлёдному режиму в сентябре. Поскольку наибольшая изменчивость ПМЛ проявляется в сентябре, была проанализирована связь этого параметра с температурой именно в этот месяц (см. рис. 5, б). Отрицательные корреляции отмечаются с архипелагами Новая Земля (наиболее сильные отрицательные корреляции достигают –0,54), Северная Земля, п-овом Ямал, западом Таймыра. Можно отметить дальнюю связь с ПТВ на Балканах. Положительные корреляции с температурой обнаружены в центральных частях Канады и на севере Восточной Сибири.

Площадь морских льдов в *море Лантевых*, как и в Карском море, в зимний период характеризуется слабой изменчивостью с почти полным покрытием акватории моря морскими льдами и значительными колебаниями в летний период (СКО 74 тыс. км² при площади моря 700 тыс. км²) с заметным сокращением ПМЛ в последние десятилетия (тренд –30 тыс. км²/10 лет) (см. рис. 4, в). Отрицательные корреляции с температурой отмечаются в сравнительно небольших регионах прибрежной арктической зоны: на Кольском п-ове и севере Скандинавии, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, в северной части Новой Земли, Северной Земли, на п-ове Ямал и северо-западе Таймырского п-ова. Интересно, что самые сильные значимые отрицательные корреляции с температурой отмечаются в обширной области Западной и Южной Европы с максимальными по модулю значениями (–0,8) в Италии и на побережье Средиземного моря (см. рис. 5, в).

В зимний период *Восточно-Сибирское море* остаётся практически полностью покрытым морскими льдами (см. рис. 4, г). В летний сезон наблюдается сильная межгодовая и десятилетняя изменчивость ПМЛ с ярко выраженной тенденцией к уменьшению ПМЛ с середины 1960-х годов (тренд сокращения площади льда в сентябре и СКО – наибольшие среди рассматриваемых морей и составляют –93 тыс. км²/10 лет и 134,3 тыс. км² соответственно). Значимых связей с температурой почти не отмечается, только для сентября характерен небольшой участок значимых корреляций (не превышающих 0,5) над прилегающей к морю областью Якутии и над Чукоткой (не показан на рис. 4, г).

В *Чукотском море*, как и в большинстве морей в Восточном секторе Арктики, в зимние периоды 1953–2016 гг. практически вся акватория покрыта льдами (см. рис. 4, д). В сентябре в 1950–60-х годах выделяются два интенсивных декадных колебания ПМЛ, более чем в два раза превышающие последующие вариации, а затем изменчивость уменьшается и с 2000-х годов акватория моря становится свободной ото льда. Значимые области положительных корреляций отмечаются для сентября в Восточной Европе и в прибрежных районах Японского моря (не показано на рис. 4, д).

Охотское море – единственное из рассматриваемых в работе морей, изолированное от Арктического бассейна. Основная изменчивость наблюдается в зимний период с конца 1970-х годов по настоящее время (см. рис. 4, е). Резкое изменение ПМЛ в 1978–1979 гг. относится к артефакту и связано с появлением нового источника данных – спутникового зондирования. Увеличение ПМЛ в начале 2000-х годов подтверждается и материалами других исследований [39, 40]. В связи с этим корреляционный анализ проводился для периода 1979–2016 гг. для марта. В летний период акватория моря полностью свободна ото льда.

Области сильных положительных корреляций на Аляске и в западной части Канады с максимальными значениями, превышающими 0,8, с отрицательными корреляциями на северо-восточном побережье Охотского моря (см. рис. 5, г) указывают на связь изменчивости ПМЛ с интенсивностью Алеутской депрессии. Усиление депрессии одновременно приводит к адвекции тёплых воздушных масс с юга-запада на Аляску и притоку холодного арктического воздуха к Охотскому морю и росту ПМЛ. Связь изменчивости

площади морского льда в Охотском море с циркуляционной системой Алеутская депрессия – Сибирский антициклон исследуется в работе [41], в работе [42] отмечается и влияние САК.

Берингово море связывает Тихий океан и Арктический бассейн. Ход ПМЛ в зимний период обнаруживает декадную изменчивость (см. рис. 4, ж). В сентябре море остаётся свободным ото льда в течение всего исследуемого периода. В марте отмечается отрицательная связь ПМЛ с температурой полуостровов Чукотка, Камчатка, Аляска, северо-запада США, а также юга Дальнего Востока и северо-востока Китая, наиболее сильные отрицательные корреляции – с Алеутскими островами ($-0,81$) (см. рис. 5, д). Положительные корреляции наблюдаются с севером Таймыра и с архипелагами Северная Земля, Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и о. Исландия. Сильная десятилетняя и междесятилетняя изменчивость ПМЛ в Беринговом море зимой связана с изменениями температуры поверхности в Тихом океане. Значимая отрицательная корреляция (коэффициент корреляции $-0,6$) отмечается между индексом Тихоокеанской декадной осцилляции и ПМЛ в Беринговом море в марте. Поэтому для ПМЛ в марте отсутствует долгопериодная тенденция к уменьшению в последние десятилетия. Взаимосвязь изменений температуры поверхности северной части Тихого океана и характеристик ледовых условий в Беринговом море показана в работе [43].

Море Баффина связано с Арктическим бассейном множеством проливов. Морской лёд наблюдается в море Баффина в течение всего года (см. рис. 4, з). Наибольшая изменчивость отмечается в марте, однако явной тенденции к сокращению ПМЛ не установлено. В сентябре межгодовые и десятилетние изменения ПМЛ наблюдаются до 1980-х годов, затем изменчивость ПМЛ практически отсутствует. Проанализированы связи ПМЛ с температурой воздуха в марте, когда отмечается значительная изменчивость ПМЛ (СКО $91,1$ тыс. км²) при отсутствии долгопериодных трендов. Распределение областей значимых корреляций очень похоже на аналогичную карту для Баренцева моря (см. рис. 5, а), но с обратным знаком, что объясняется значительным противоположным влиянием САК на эти моря: усиление САК связано с усилением западного переноса в атлантическом секторе, уменьшением ПМЛ в Ба-

ренцевом море и с выносом арктического воздуха над морем Баффина. Изменчивость в Баренцевом море и море Баффина показывает значимые отрицательные корреляции в зимний период (см. табл. 2). В марте отрицательные связи отмечаются с западными и юго-западными районами Гренландии (до $-0,6$), с севером п-ова Камчатка и югом п-ова Чукотка (см. рис. 5, е). Положительные связи наблюдаются со Скандинавией, севером Таймыра и Канады.

В *море Лабрадор* наблюдается значительная изменчивость ПМЛ в зимний период (СКО $68,6$ тыс. км²), при этом не отмечается явно выраженного тренда (см. рис. 4, и). Максимум ПМЛ в начале 1970-х годов связан с Великой солёностной аномалией – сильным распреснением поверхностных вод Северной Атлантики [44]. Солёностные аномалии 1980-х и 1990-х годов, наряду с САК и явлением Эль-Ниньо/Южное колебание, также влияли на сильные межгодовые вариации ПМЛ [45]. В сентябре почти во все годы акватория моря была свободна ото льда. Картина связей ПМЛ в море Лабрадор в марте с температурой воздуха на суше (см. рис. 5, ж) схожа с зонами значимых корреляций ПМЛ в море Баффина на территории Евразии (см. рис. 5, е), однако в случае моря Лабрадор не прослеживается корреляций с полуостровами Камчатка и Чукотка. Отрицательные связи наблюдаются с юго-восточными районами Канады, наиболее сильные отрицательные корреляции ($-0,56$) прослеживаются с восточной частью п-ова Лабрадор. Отметим общую особенность во временном ходе ПМЛ морей канадской части Арктики (см. рис. 4, з, и) – изменчивость ПМЛ не обнаруживает тренда к сокращению ПМЛ.

В *Гренландском море* изменения ПМЛ имеют схожую динамику в марте и сентябре (см. рис. 4, к). Коэффициент корреляции между ними составляет $0,67$. Период повышенных значений ПМЛ отмечается в 1960-е годы, более низких значений – с 1980-х годов по настоящее время. Установлено также, что полностью свободным ото льда море не становится даже в сентябре. В Гренландском море количество льда определяется выносом льда Трансарктическим течением вдоль восточного побережья Гренландии. На изменчивость интенсивности выноса льда сильно влияет САК [46]. Вынос льда, составляющий в год примерно 1 млн км², по-видимому, огра-

ничивает с 1990-х годов дальнейшее сокращение ПМЛ, начавшееся с 1970-х годов.

В марте отрицательные связи ПМЛ с температурой воздуха отмечаются с восточным побережьем Гренландии (до $-0,65$), центральными и западными районами Канады, положительные связи — с побережьем Охотского моря (см. рис. 5, з). В сентябре отрицательная корреляция ПМЛ с температурой воздуха (см. рис. 5, и) наблюдается с Баффиновой Землёй (с минимальными значениями $-0,66$). Положительные корреляции охватывают значительно большую площадь: это восточная часть Гренландии, запад Скандинавии, Прибалтика, центральные районы Канады, Камчатка, восток Чукотки и запад Аляски.

Корреляции со сдвигом между площадью морских льдов и температурой воздуха. Также были проанализированы связи с временными сдвигами между ПМЛ в морях и температурой воздуха. Рассматривались связи ПМЛ в Баренцевом море в марте с температурой в январе, феврале, марте (синхронная корреляция) и апреле. Установлено, что наибольшие области значимых корреляций отмечаются между температурой в январе и льдом в марте. Значимые связи практически пропадают между температурой в апреле и льдом в марте. Обнаруживается и быстрое убывание абсолютного значения коэффициента корреляции в случае связи хода температуры в апреле с ПМЛ в марте. Запаздывание изменений ПМЛ относительно температуры воздуха указывает на роль океанического притока тепла в формировании аномалий ПМЛ [30, 34, 35]. Аномалии притока формируются главным образом аномалиями атмосферной циркуляции и с задержкой в несколько месяцев влияют на ПМЛ.

Заключение и выводы

Самое сильное сокращение площади морских льдов наблюдается в Баренцевом море в зимний период и в Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях в летний (вплоть до перехода к безлёдному режиму в начале XXI в.). В то же время в остальных арктических морях на фоне значительной десятилетней и междесятилетней изменчивости ПМЛ значимого тренда к уменьшению площади льда в последние десятилетия не отмечается. Выполненный автокорреляци-

онный анализ рядов среднемесячных аномалий отклонений ПМЛ от среднеклиматического сезонного хода показал, что коэффициент корреляции становится незначимым (менее 0,2) уже на сдвигах в три и более месяца, что подтверждается и другими работами [30, 31]. В Чукотском море аномалии ПМЛ не коррелированы уже при сдвиге в два месяца. Самое медленное убывание коэффициента автокорреляции отмечается в Баренцевом море, где значимая связь между ПМЛ прослеживается до сдвига в четыре месяца

Анализ связи изменчивости приповерхностной температуры воздуха на суше и площади морского льда в арктических морях показал наличие ожидаемой значимой отрицательной корреляции вблизи морей. Однако установлена связь с удалёнными от моря областями, в том числе с районами, находящимися существенно южнее арктических морей (связь аномалий ПМЛ в море Лаптевых в летний период с изменчивостью температуры в Западной и Южной Европе). Такая связь обусловлена главным образом влиянием атмосферной циркуляции, Североатлантического колебания, Тихоокеанской декадной осцилляции. Статистически значимые корреляции отмечаются лишь в ограниченных регионах. Максимальные абсолютные значения коэффициента корреляции достигают 0,6–0,7 (для исходных рядов) и 0,83 (для рядов, сглаженных пятилетним скользящим средним), в том числе и в удалённых от моря областях.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 18-05-60216, 17-29-05098) с использованием результатов, полученных в рамках Программы Президиума РАН «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». Оценки причинно-следственных связей климатических процессов проводились в рамках Госзадания (тема № 0148-2019-0009).

Acknowledgments. This study was supported by Russian Foundation for Basic Research (grant № 18-05-60216, 17-29-05098) using results obtained under Program of the Presidium of Russian Academy of Sciences «Climate change: causes, risks, consequences, problems of adaptation and regulation». Estimation of causal relationship climatic processes were carried out according to State target (№ 0148-2019-0009).

Литература

References

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 213 с.
2. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50.
4. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // Journ. of Geophys. Research. Oceans. 2006. V. 111. P. C11010.
5. 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. Т. 57. № 1. С. 77–107.
6. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
7. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø 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. № 3. P. 415–449.
8. Alexeev V.A., Walsh J.E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V. Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice // Environmental Research Letters. 2017. V. 12. № 8. P. 084011.
9. 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.
10. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // Nature. 2011. V. 479. № 7374. P. 509–513.
11. Olonscheck D., Mauritsen T., Notz D. Arctic sea-ice variability is primarily driven by atmospheric temperature fluctuations // Nature Geoscience. 2019. V. 12. № 6. P. 430.
12. Alexeev V.A., Esau I., Polyakov I.V., Byam S.J., Sorokina S. Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products // Climatic Change. 2012. V. 111. № 2. P. 215–239.
13. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // Journ. of Climate. 2010. V. 23. № 14. P. 3888–3906.
14. 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.
15. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // The Cryosphere. 2012. V. 6. № 6. P. 1231–1237.
1. Zakharov V.F. *Morskiye l'dy v klimaticheskoy sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1996. 213 p. [In Russian].
2. Alekseev G.V., Aleksandrov E.I., Glok N.I., Ivanov N.E., Smolyanitsky V.M., Kharlanenkova N.E., Yulin A.V. The evolution of the Arctic sea ice area in the context of current climate change. *Issledovaniye Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 2015, 2: 5–19. [In Russian].
3. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Arctic ice cover becomes seasonal? *Issledovaniye Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 2013, 4: 50 [In Russian].
4. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2006, 111: C11010.
5. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafyeva 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. [In Russian].
6. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climatic changes of ice conditions in the Arctic seas of the Eurasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 149–160. [In Russian].
7. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51 (3): 415–449.
8. Alexeev V.A., Walsh J. E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V. Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice. *Environmental Research Letters*. 2017, 12 (8): 084011.
9. Semenov V.A. Link Between Anomalous Cold Winters in Russia and Sea-Ice Decline in the Barents Sea. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016, 52 (3): 257–266. [In Russian].
10. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*. 2011, 479 (7374): 509–513.
11. Olonscheck D., Mauritsen T., Notz D. Arctic sea-ice variability is primarily driven by atmospheric temperature fluctuations. *Nature Geoscience*. 2019, 12 (6): 430.
12. Alexeev V.A., Esau I., Polyakov I.V., Byam S.J., Sorokina S. Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products. *Climatic Change*. 2012, 111 (2): 215–239.
13. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (14): 3888–3906.
14. 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*. Problems of Arctic and Antarctic. 2010, 1 (84): 67–80. [In Russian].
15. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere*. 2012, 6 (6): 1231–1237.

16. Бокучава Д.Д., Семенов В.А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. № 1. С. 28–51.
17. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.
18. Гудкович З.М., Ковалев Е.Г. О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 6. С. 1–7.
19. Фролов И. Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 2. С. 52–61.
20. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Вклад радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультисекстидесятилетней осцилляции в тренды приповерхностной температуры // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 9. С. 5–14.
21. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. P. 444–448.
22. Walsh J.E., Fetterer F., Scott Stewart J., Chapman W.L. A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850 // *Geographical Review*. 2017. V. 107. № 1. P. 89–107.
23. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 2003. V. 108. № D14. P. 4407.
24. Meier W.N., Hovelsrud G.K. van Oort B.E.H., Key J.R., Kovacs K.M., Michel C., Haas C., Granskog M.A., Gerland S., Perovich D.K., Makshtas A., Reist J.D. Arctic sea ice in transformation: A review of recent observed changes and impacts on biology and human activity // *Review of Geophysics*. 2014. V. 52. P. 185–217.
25. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. № 11. P. 7233–7246.
26. Alekseev G., Glok N., Smirnov A. On assessment of the relationship between changes of sea ice extent and climate in the Arctic // *Intern. Journ. of Climatology*. 2016. V. 36. № 9. P. 3407–3412.
27. Connolly R., Connolly M., Soon W. Re-calibration of Arctic sea ice extent datasets using Arctic surface air temperature records // *Hydrological Sciences Journ.* 2017. V. 62. № 8. P. 1317–1340.
28. Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Семенов В.А. Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 486–497.
29. Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset // *Intern. Journ. of Climatology*. 2014. V. 34. № 3. P. 623–642.
30. Lemke P., Trinkl E.W., Hasselmann K. Stochastic dynamic analysis of polar sea ice variability // *Journ. of Physical Oceanography*. 1980. V. 10. № 12. P. 2100–2120.
16. Bokuchava D.D., Semenov V.A. Analysis of surface air temperature anomalies in the Northern hemisphere in the 20th century using observational and reanalysis data. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2018, 1: 28–51. [In Russian].
17. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journ. of Climate*. 2003, 16 (12): 2078–2085.
18. Gudkovich Z.M., Kovalev E.G. About some mechanisms of cyclical climate changes in the Arctic and Antarctic. *Okeanologiya*. Oceanology. 2002, 42 (6): 1–7. [In Russian].
19. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Smolyanitsky V.M. Climate change in the Arctic and Antarctic — the result of natural causes. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2010, 2: 52–61. [In Russian].
20. Mokhov I.I., Smirnov D.A. Contribution of Greenhouse Gas Radiative Forcing and Atlantic Multidecadal Oscillation to Surface Air Temperature Trends. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 9: 5–14. [In Russian].
21. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*. 2001, 33: 444–448.
22. Walsh J.E., Fetterer F., Scott Stewart J., Chapman W.L. A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850. *Geographical Review*. 2017, 107 (1): 89–107.
23. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 2003, 108 (D14): 4407.
24. Meier W.N., Hovelsrud G.K. van Oort B.E.H., Key J.R., Kovacs K.M., Michel C., Haas C., Granskog M.A., Gerland S., Perovich D.K., Makshtas A., Reist J.D. Arctic sea ice in transformation: A review of recent observed changes and impacts on biology and human activity. *Review of Geophysics*. 2014, 52: 185–217.
25. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014, 52 (11): 7233–7246.
26. Alekseev G., Glok N., Smirnov A. On assessment of the relationship between changes of sea ice extent and climate in the Arctic. *Intern. Journ. of Climatology*. 2016, 36 (9): 3407–3412.
27. Connolly R., Connolly M., Soon W. Re-calibration of Arctic sea ice extent datasets using Arctic surface air temperature records. *Hydrological Sciences Journ.* 2017, 62 (8): 1317–1340.
28. Titkova T.B., Cherenkova Ye.A., Semenov V.A. Regional features of changes in winter extreme temperatures and precipitation in Russia in 1970–2015. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 486–497. [In Russian].
29. Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *Intern. Journ. of Climatology*. 2014, 34 (3): 623–642.
30. Lemke P., Trinkl E.W., Hasselmann K. Stochastic dynamic analysis of polar sea ice variability. *Journ. of Physical Oceanography*. 1980, 10 (12): 2100–2120.

31. Stroeve J., Hamilton L. C., Bitz C.M., Blanchard-Wrigglesworth E. Predicting September sea ice: Ensemble skill of the SEARCH sea ice outlook 2008–2013 // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. № 7. P. 2411–2418.
32. Onarheim I.H., Eldevik T., Arthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover // *Geophys. Research Letters*. 2015. V. 42. № 13. P. 5364–5371.
33. Thompson D., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Research Letters*. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300.
34. Schlichtholz P. Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38. P. L05705.
35. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
36. Dickson R. R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. № 15. P. 2671–2696.
37. Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // *Journ. of Climate*. 2006. V. 19. № 19. P. 4772–4784.
38. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
39. Ohshima K. I., Nihashi S., Hashiya E., Watanabe T. Interannual variability of sea ice area in the Sea of Okhotsk: Importance of surface heat flux in fall // *Journ. of Meteorol. Soc. Japan*. 2006. V. 84. P. 907–919.
40. Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.С. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г // *Изв. ТИНРО*. 2016. Т. 185. С. 228–239.
41. Linkin M.E., Nigam S. The North Pacific Oscillation—west Pacific teleconnection pattern: Mature-phase structure and winter impacts. // *Journ. of Climate*. 2008. V. 21. P. 1979–1997.
42. Ogi M., Tachibana Y., Yamazaki K. The connectivity of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and the summer Okhotsk high // *Journ. of Meteorol. Soc. Japan*. 2004. V. 82. P. 905–913.
43. Zhang J., Woodgate R., Moritz R. Sea ice response to atmospheric and oceanic forcing in the Bering Sea // *Journ. of Physical Oceanography*. 2010. V. 40. № 8. P. 1729–1747.
44. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1968–1982 // *Progress in Oceanography*. 1988. V. 20. № 2. P. 103–151.
45. Belkin I. M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.A. «Great salinity anomalies» in the North Atlantic // *Progress in Oceanography*. 1998. V. 41. № 1. P. 1–68.
46. Kwok R., Rothrock D.A. Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic oscillation // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 1999. V. 104. № C3. P. 5177–5189.
31. Stroeve J., Hamilton L. C., Bitz C. M., Blanchard-Wrigglesworth E. Predicting September sea ice: Ensemble skill of the SEARCH sea ice outlook 2008–2013. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41 (7): 2411–2418.
32. Onarheim I.H., Eldevik T., Arthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover. *Geophys. Research Letters*. 2015, 42 (13): 5364–5371.
33. Thompson D., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Research Letters*. 1998, 25 (9): 1297–1300.
34. Schlichtholz P. Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38: L05705.
35. Semenov V.A. Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2008, 418 (1): 106–109. [In Russian].
36. Dickson R. R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journ. of Climate*. 2000, 13 (15): 2671–2696.
37. Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent. *Journ. of Climate*. 2006, 19 (19): 4772–4784.
38. Semenov V. A., Mokhov I. I., Latif M. Influence of the ocean surface temperature and sea ice concentration on regional climate changes in Eurasia in recent decades. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012, 48 (4): 403–421. [In Russian].
39. Ohshima K. I., Nihashi S., Hashiya E., Watanabe T. Interannual variability of sea ice area in the Sea of Okhotsk: Importance of surface heat flux in fall. *Journ. of Meteorol. Soc. Japan*. 2006, 84: 907–919.
40. Pishchalnik V.M. Romanyuk V.A., Minervin I.G., Batukhtina A.S. Analysis of the dynamics of the ice cover anomalies of the Sea of Okhotsk in the period from 1882 to 2015. *Izvestiya TINRO*. Bulletin of TINRO. 2016, 185: 228–239. [In Russian].
41. Linkin M.E., Nigam S. The North Pacific Oscillation—west Pacific teleconnection pattern: Mature-phase structure and winter impacts. *Journ. of Climate*. 2008, 21: 1979–1997.
42. Ogi M., Tachibana Y., Yamazaki K. The connectivity of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and the summer Okhotsk high. *Journ. of Meteorol. Soc. Japan*. 2004, 82: 905–913.
43. Zhang J., Woodgate R., Moritz R. Sea ice response to atmospheric and oceanic forcing in the Bering Sea. *Journ. of Physical Oceanography*. 2010, 40 (8): 1729–1747.
44. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1968–1982. *Progress in Oceanography*. 1988, 20 (2): 103–151.
45. Belkin I. M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.A. «Great salinity anomalies» in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*. 1998, 41 (1): 1–68.
46. Kwok R., Rothrock D.A. Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic oscillation. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 1999, 104 (C3): 5177–5189.

Прикладные проблемы

УДК 551.324

doi: 10.31857/S2076673420010030

Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.)

© 2020 г. А.А. Суханова^{1*}, С.В. Попов^{2,1}, А.С. Боронина¹, С.Д. Григорьева¹, М.П. Кашкевич¹¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

*suhanova.anastassiya@yandex.ru

Geophysical surveys in the vicinity of the Progress station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18)

A.A. Sukhanova^{1*}, S.V. Popov^{2,1}, A.S. Boronina¹, S.D. Grigorieva¹, M.P. Kashkevich¹¹Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia

*suhanova.anastassiya@yandex.ru

Received February 25, 2018 / Revised May 31, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: East Antarctica, GPR profiling, ice crevasses, outburst flood, Progress Station, transport operations.

Summary

In recent years, when organizing works of the Russian Antarctic Expedition (RAE), considerable attention is given to the safety of logistics operations carried out at Russian stations and field bases. The main factors that threaten polar explorers are extensive systems of cracks and water breakthroughs, confined to the marginal, the most dynamic part of the outlet glaciers, in the area of which the most part of stations are located. One example of the impact of these processes on transport communications in Antarctica is the breakthrough of an intraglacial reservoir in the Dolk glacier near the station Progress (Larsemann Hills, Eastern Antarctica) in the season of the 62nd RAE (2016/17). The outburst resulted in the formation of a huge hole in the glacier body and an extensive system of cracks directed towards its flanks. This took place on the part of the route connecting the Progress Station with the point of organization the sledge-tractor train marches to inner regions of the Antarctic continent. Thus, this destroyed the transport links between these points. That is why during the seasonal works of the 63rd RAE (2017/18) geophysical surveys were carried out around the hole by means of the GPR profiling for the purpose to find the best way and organize a new all-season route. The GPR soundings performed at frequencies of 900 and 150 MHz, made possible to fix numerous cracks and large volumes of melt water accumulations in the near-surface part of the ice layer. The analysis of the obtained time sections and the assessment of the depths of cracks and watered areas did show that the detected objects in the glacier body were not dangerous for advancing of the sledge-caterpillar equipment passing by the hole. These surveys allowed planning the optimal new route, after which it was rolled up and put into operation. The logistical connection between the station and the airfield has been restored. Until the end of the field season, the new all-season route was actively used for transportation.

Citation: Sukhanova A.A., Popov S.V., Boronina A.S., Grigorieva S.D., Kashkevich M.P. Geophysical surveys in the vicinity of the Progress Station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (1): 149–160. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010030.

Поступила 25 февраля 2019 г. / После доработки 31 мая 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, георадиолокационное профилирование, ледниковые трещины, прорывной паводок, станция Прогресс, транспортные операции.

Представлены результаты исследований в районе Холмов Ларсеманн на участке ледника Долк в поисках безопасного места для организации новой всесезонной трассы с целью возобновления транспортного сообщения между станцией Прогресс, аэродромом и пунктом формирования санно-гусеничных походов, прерванного в результате образования провала в леднике Долк.

Введение

Один из важнейших факторов функционирования отечественных станций в Антарктиде — организация логистических операций между ос-

новными объектами инфраструктуры Российской антарктической экспедиции (РАЭ). В первую очередь это касается тех станций, которые расположены в прибрежной зоне материка, где ледники очень динамичны и на них возникают обширные

зоны трещин. Подобное наблюдается в районе станций Мирный и Прогресс [1]. С 2007/08 г. на последней формируются санно-гусеничные походы, до этого базировавшиеся на станции Мирный. Походы — основной способ обеспечения внутриконтинентальной станции Восток. Поэтому безопасность трассы Прогресс—Восток — одна из главных задач, которая тесным образом связана с изучением динамики ледника, определяющей процесс формирования и развития трещин. В настоящее время пристальное внимание уделяется также водоёмам, расположенным вблизи объектов инфраструктуры РАЭ и находящимся близко от снежников и ледников. Нередко в тёплое время года водоёмы переполняются в результате интенсивного приповерхностного таяния снежного покрова или циркуляции водотоков в теле ледника, что иногда вызывает катастрофические прорывные паводки [2, 3]. Своевременное их выявление и возможность прогнозирования подобных опасных процессов способны предотвратить экономический ущерб и сохранить человеческие жизни.

Подобные изыскания выполняются с помощью георадарных исследований, которые достаточно информативны и просты в исполнении. Этот метод успешно применяется в РАЭ с 2013 г. для всестороннего изучения приповерхностной части ледников и позволяет выявлять зоны трещин при организации и мониторинге взлётно-посадочных полос, а также трассы следования санно-гусеничных походов [1]. К подобным инженерным изысканиям можно отнести и георадарные работы, выполненные в 2017/18 г. в районе станции Прогресс. Эти работы носили уникальный характер, так как изучались не только ледниковые трещины, но и обширная депрессия в теле ледника Долк, связанная с прорывом внутриледникового водоёма [4].

Задача геофизических исследований

Прорыв внутриледникового озера произошёл 30 января 2017 г. вблизи российской станции Прогресс (холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида), в западной части ледника Долк. В результате прорыва образовался огромный провал размером 183×220 м [4] и у его бортов сформировалась система трещин (рис. 1). Как раз здесь проходил участок трассы, соединяющий станцию Про-

гресс с аэродромом и пунктом формирования санно-гусеничных походов, поэтому транспортное сообщение между ними было нарушено. Для возобновления коммуникации между этими пунктами были организованы новые варианты трасс, в частности для движения транспорта в зимнее время была организована новая дорога, которая пересекала узкую юго-западную часть озера Прогресс. Однако отсутствие какой-либо информации о глубинах озера ставило под вопрос безопасность передвижения транспорта по этому пути в летнее время, когда происходит интенсивное приповерхностное таяние ледяного покрова.

В период антарктического лета санно-гусеничная техника стала передвигаться по новому варианту трассы: в районе полевой базы «Прогресс-1», через скальные склоны, с западной стороны провала (рис. 2, а). Однако на этом пути были значительные уклоны рельефа, нередко достигающие $35\text{--}40^\circ$ и опасные для гусеничной техники. Кроме того, отдельные участки этого пути были с каменистым покрытием, что представляло опасность для ходовой части санно-гусеничной техники. Поэтому летом 2017/18 г. необходимо было выполнить геофизические изыскания в районе полевой базы Прогресс-1 для организации новой всесезонной трассы.

Характеристика района исследований

Рекогносцировочные работы были выполнены в западной части ледника Долк и в окрестностях полевой базы «Прогресс-1». На основе визуальной оценки местности и фотоснимков был сделан вывод о непригодности окружающих скальных массивов для проезда по ним санно-гусеничной техники, поэтому самым подходящим участком для организации всесезонной трассы сочли обход провала в западной части ледника Долк.

Ледник Долк, согласно [5], можно считать шельфовым. Косвенно на это указывают и материалы аэрорадиолокационного профилирования, выполненного в этом районе в сезон 32-й САЭ [6]. Движение ледника Долк очень нестабильно, и в краевой части он подвержен активному разрушению [7]. Крупное разрушение ледника, по словам очевидцев, произошло в 2015/16 г.; тогда огромные айсберги, отколовшиеся от ледника, заполнили залив Долк (см.

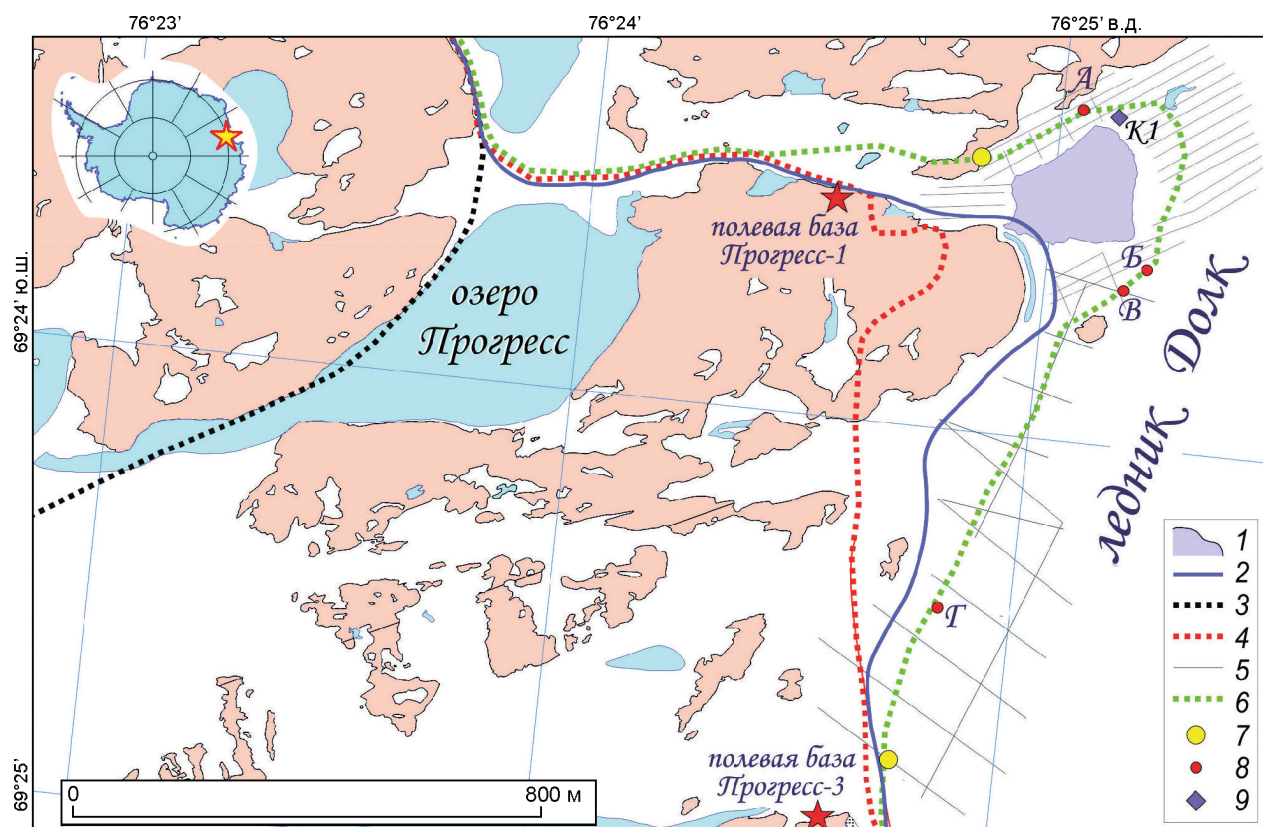


Рис. 1. Организация новой трассы после образования провала:

1 – контур провала; 2 – старая трасса, разрушенная провалом; 3 – зимняя трасса через юго-западную часть озера Прогресс; 4 – летняя трасса через скальные склоны; 5 – положение георадарных маршрутов в обход провала; 6 – новая трасса в обход провала; 7 – начало и конец георадарного маршрута, выполненного по участку новой трассы; 8 – участки георадарных маршрутов АБ и ВГ; 9 – пункт отбора керна К1

Fig. 1. The organization of the new route after the formation of the dip:

1 – boundary of the dip; 2 – the old route, which was destroyed by the dip; 3 – winter corridor through the southwestern part of the Progress lake; 4 – summer route through the rocky slopes; 5 – GPR profiles; 6 – new route across the dip; 7 – the beginning and the ending of the GPR profile, which was implemented along the new route; 8 – AB and BG fragments of GPR profile; 9 – drilling site K1

рис. 2, б). Подобные ледники характеризуются многочисленными зонами трещин (см. рис. 2, в), в одной из которых и произошёл этот провал.

На участке между провалом и полевой базой Прогресс-3 (см. рис. 1) также отмечены обширные обводнённые поверхности ледника Долк, генезис которых до конца не ясен. Формирование подобных водных скоплений может быть связано с процессами интенсивного приповерхностного таяния ледника в тёплые периоды антарктического лета. На участке от полевой базы Прогресс-3 до самого провала эти образования имеют вытянутое простираие (см. рис. 2, г). Можно предположить, что такие обводнённые зоны могли быть связаны с приповерхностным каналом, осложнённым системой неглубоких трещин, по которым воды из прорвавшихся

блилежащих озёр текли по направлению к внутриледниковому озеру в леднике Долк.

Таким образом, к основным объектам в теле ледника, влияющим на безопасность передвижения техники, относятся трещины и водные скопления в приповерхностной части ледниковой толщи. Поэтому основная задача геофизических исследований заключается в том, чтобы выявить наиболее значимые неоднородности в теле ледника и оценить степень их безопасности для проезда здесь санно-гусеничного транспорта. К опасным трещинам были отнесены разрывные нарушения шириной более 1 м с перекрывающим снежным мостом толщиной менее 1 м. Обводнённые участки определялись как безопасные, если их мощность была меньше высоты ходовой части гусеничной техники от дневной поверхности, т.е. не более 1 м.

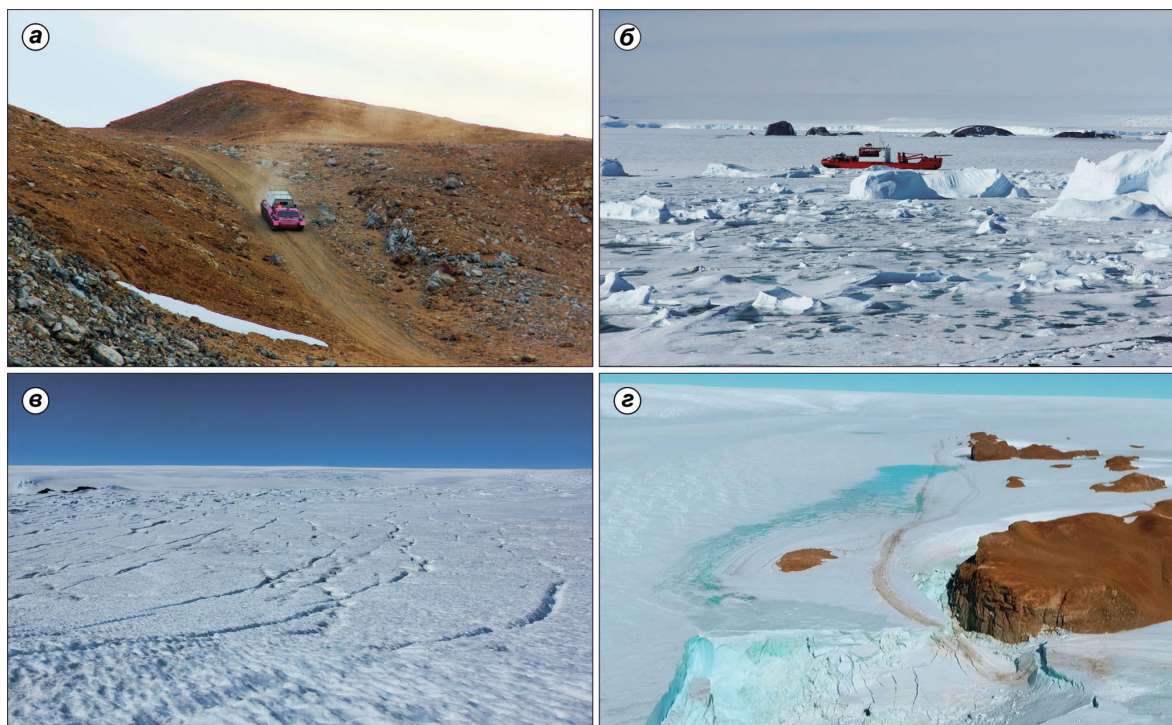


Рис. 2. Характер местности, на которой проводились инженерные изыскания:

a – трасса через скальные массивы; *б* – айсберги, заполняющие залив Долк; *в* – обширная система трещин в теле ледника Долк; *г* – скопление воды под снежным покровом между полевыми базами Прогресс-1 и Прогресс-3

Fig. 2. The character of the area, where engineering surveys were carried out:

a – route through the rocky arrays; *б* – icebergs, which fill the Dalk bay; *в* – the wide crevasse area in the Dalk Glacier; *г* – water bodies under the snow between stations Progress-1 and Progress-3 field bases

Методика выполнения полевых работ

В ходе геофизических работ была выполнена георадиолокационная съёмка при помощи георадаров ОКО-2 (ООО «Логические системы», Россия). Зондирование выполняли на частоте 150 МГц. Использовали также георадар GSSI SIR-3000 (Geophysical Survey Systems Inc., USA) с частотой зондирующих импульсов 900 МГц. Плановую привязку выполняли приёмоиндикатором Garmin GPSMap 64st. Сеть профилей геофизические исследования приведена на рис. 1.

Основная трудность при интерпретации радиолокационных и георадарных данных связана с определением кинематической модели среды для корректного пересчёта временного разреза в глубинный. Для её построения использовались данные, полученные по результатам кернового бурения в районе провала (см. рис. 1). Бурение велось с помощью механического бура Kovacs (Kovacs Enterprises, USA). Диаметр скважины составил 17 см, диаметр образца – 14 см, глубина бурения –

5 м. Полученный керн распиливали на отдельные образцы длиной 20 см. Температуру каждого образца определяли с помощью электронного термометра WT-1 (China) с погрешностью измерений $\pm 0,1$ °C. Чтобы избежать температурных изменений керна под воздействием окружающей среды температуру образцов измеряли сразу после отбора. Для этого в каждом образце высверливали отверстие глубиной около 6 см и в него полностью погружали щуп термометра. Измерение проводили в среднем через две минуты. При измерении массы использовали электронные весы WH-805 (China) с погрешностью измерений ± 1 г.

Характеристика временных георадарных разрезов

На основании результатов съёмки, а также визуальной оценки характера трещиноватости и обводнённости местности была намечена возможная конфигурация новой трассы. По ней был выполнен георадарный маршрут на частоте 150 МГц для под-

тверждения его безопасности. Для более удобного рассмотрения разреза его поделили на два участка — АБ и ВГ, расположение которых показано на рис. 1.

На рис. 3, а представлен *фрагмент АБ* георадарного маршрута, выполненного по пути следования новой трассы. На протяжении всего участка контрастно выделяется отражение 1, связанное с прямой волной. Далее, в левой части разреза наблюдается отражение 2, соответствующее сигналу, отражённому от скального основания. Эта граница довольно быстро исчезает за пределами окна регистрации, что объясняется значительными уклонами рельефа скального основания не только на дневной поверхности, но и под снежно-ледовой толщей. Кроме того, в начале участка фиксируется отражение 3, связанное с границей между снежно-фирновой толщей и льдом и исчезающее на расстоянии примерно 250 м от начала маршрута. Это показывает, что все неоднородности и нарушения, в частности трещины, формирующиеся в большом количестве вокруг провала, образуются непосредственно в теле ледника за счёт напряжений сжатия—растяжения, вызванных течением льда. Поэтому большинство трещин имеет вертикальные стенки, что на георадарных разрезах отражается в виде дифрагированных волн 4 и 5, образующихся в результате отражений от стенок трещин и располагающихся друг под другом в виде вертикальных линий (см. рис. 3, б, в). Отметим, что контрастность отражений от трещин на волновом поле визуально отличается. Это связано с тем, что часть трещин вокруг провала заполнена талой водой, за счёт чего существенно повышается диэлектрическая проницаемость и, как следствие, увеличивается интенсивность отражений от стенок трещин, сопровождающаяся многочисленными реверберациями 6. В увеличенном масштабе они представлены на рис. 3, г.

При анализе отражений, полученных от трещин, видно, что ширина последних в среднем не превышает 0,6 м. Подобные выводы о размерах трещин подтверждаются и на основании рекогносцировочного обследования участка проводимых работ. Поскольку большинство нарушений в ледниках в летний период лишено снежных мостов, можно подробно изучить их морфологию. Ширина трещин варьирует в пределах 0,5–0,6 м и считается относительно небольшой по сравнению с размером ходовой части используемой гусеничной техники. На представленном фрагменте георадарного маршрута не обнаружены ка-

кие-либо полости или каналы, которые могли бы привести к формированию провалов, подобных тому, который образовался в теле ледника Долк.

Как уже отмечалось, на исследуемой территории опасными могут считаться также скопления талых водных масс в приповерхностной части ледника Долк, особенно между полевыми базами Прогресс-1 и Прогресс-3. По информации, полученной от сотрудников станции Прогресс, такие скопления ежегодно образуются в наиболее тёплые периоды. Не стало исключением и антарктическое лето 2017/18 г., поэтому при геофизических исследованиях этому участку уделялось особое внимание. Природа этих скоплений до конца не ясна. Исходя из предположения, что образование таких обводнённых зон могло быть связано с циркуляцией прорывных водотоков в приповерхностной части ледниковой толщи, можно при помощи георадарной съёмки на этом участке попытаться установить основные черты строения верхней части ледника и морфометрические характеристики самих обводнённых зон.

Фрагмент *разреза ВГ* соответствует именно этому участку трассы (см. рис. 3, д). На протяжении всего разреза прослеживается интенсивное отражение 1, связанное с зондирующим импульсом (прямая волна). Как и на разрезе АБ, на небольшом участке маршрута прослеживается отражение 3 от незначительного по мощности снежно-фирнового слоя. Его утолщение по сравнению с остальной частью разреза, видимо, связано с заметным уклоном рельефа в этом месте, что способствует повышенной аккумуляции снега. В левой части разреза фиксируется также интенсивная граница 2, связанная с отражением импульсов источника от каменистого основания. Интересно, что прослеживается она не на всю глубину разреза, как на участке АБ. Вероятно, это объясняется тем, что уклоны скальных массивов, залегающие глубже задержки 200 нс, значительны. Электромагнитная волна отражается от каменистого основания под некоторым углом к вертикали, что не позволяет зарегистрировать сигнал на поверхности.

Наиболее интересные на этом участке — интенсивные отражения 7 и 8, связанные именно с водными скоплениями. Визуально на разрезе выявленные зоны отличаются друг от друга. Контрастные отражения 7 вызваны прохождением электромагнитной волны в трещиноватой среде, что подтверждается наличием дифрагированных

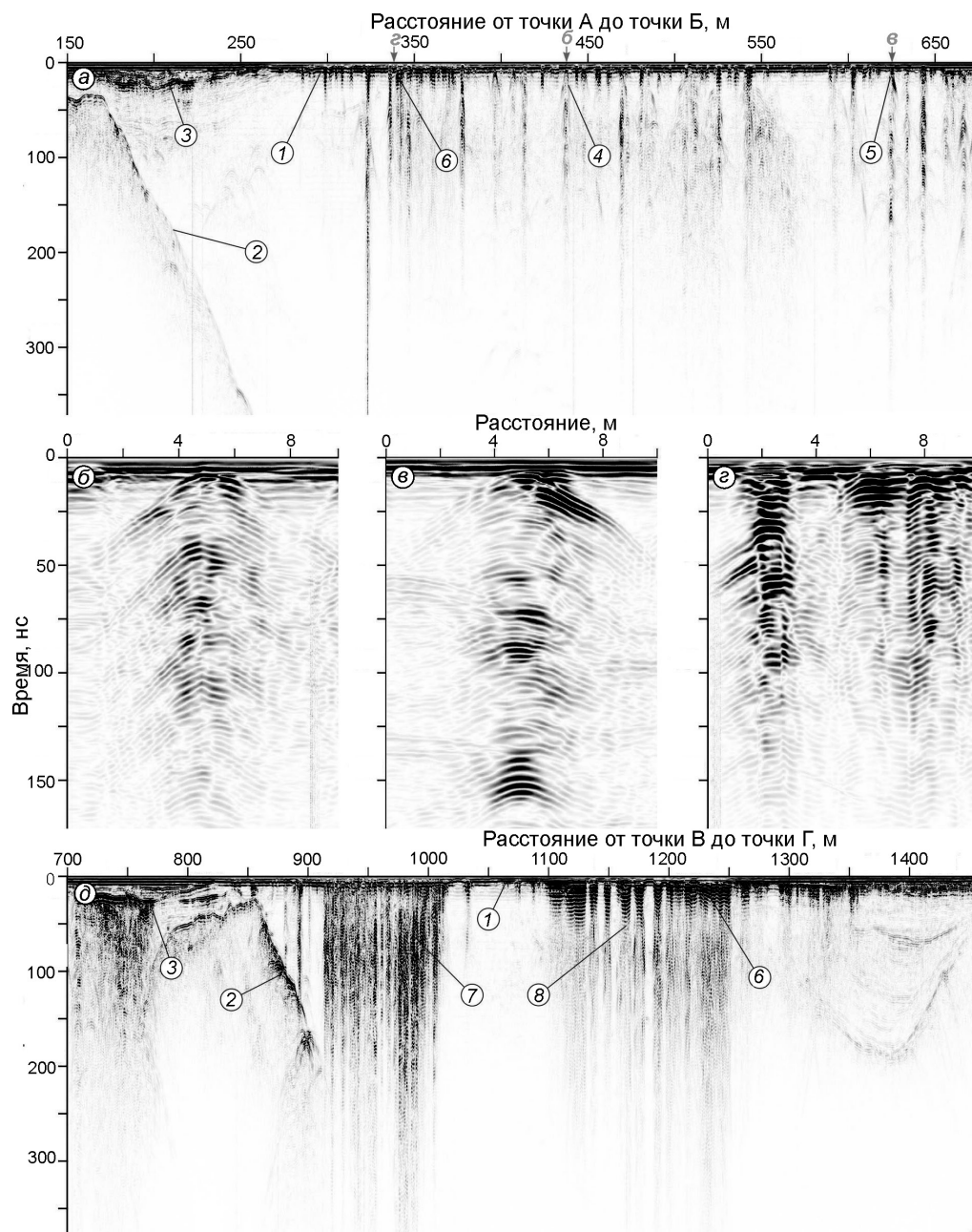


Рис. 3. Временной георадарный разрез, выполненный по пути следования новой всесезонной трассы: *a* – фрагмент АБ; *б–в* – укрупнённые фрагменты временного разреза с трещинами, помеченные теми же буквами на секции *a*; *д* – фрагмент ВГ. 1 – прямая волна; 2 – отражение от скальных пород; 3 – граница между снежно-фирновой толщей и льдом; 4, 5 – дифрагированные волны, образованные от стенок трещин; 6 – реверберации; 7 – водные скопления, развитые по трещинам; 8 – водные скопления в приповерхностной части ледника

Fig. 3. GPR time-section along new all-seasonal way: *a* – AB fragment; *б–в* – enlarged fragments of GPR time-section, marked by the same letters; *д* – BG fragment. 1 – direct wave; 2 – reflections from the rocks; 3 – reflection from the boundary between snow-firn layer and ice; 4, 5 – diffracted waves from the walls of crevasses; 6 – reverberations; 7 – water accumulation in the crevasses; 8 – water accumulation in the near-surface part of the glacier

волн, располагающихся друг под другом и образующих на волновом поле характерные для трещин отражения. Отражения 8 вызваны скоплениями водных масс в приповерхностной части ледниковой толщи. Об этом свидетельствуют и многочисленные реверберации 6, сопровождающие скопления, что указывает на их малую мощность и, как следствие, на многократное переотражение электромагнитной волны в небольшом водном пропластке. О характере трещиноватости этой зоны судить сложно, так как волновое поле на разрезе зашумлено кратными волнами, перебивающими

ми полезный отражённый сигнал. Однако непрерывность отражённого сигнала 8 и кратных волн 6 показывает, что в этом месте водные скопления представляют собой некие пустоты в приповерхностной части ледника Долк, заполненные водой.

Выбор кинематической модели среды

Для оценки глубины простираения в ледниковой среде выявленных трещин и водных скоплений необходима скоростная модель среды, позволяю-

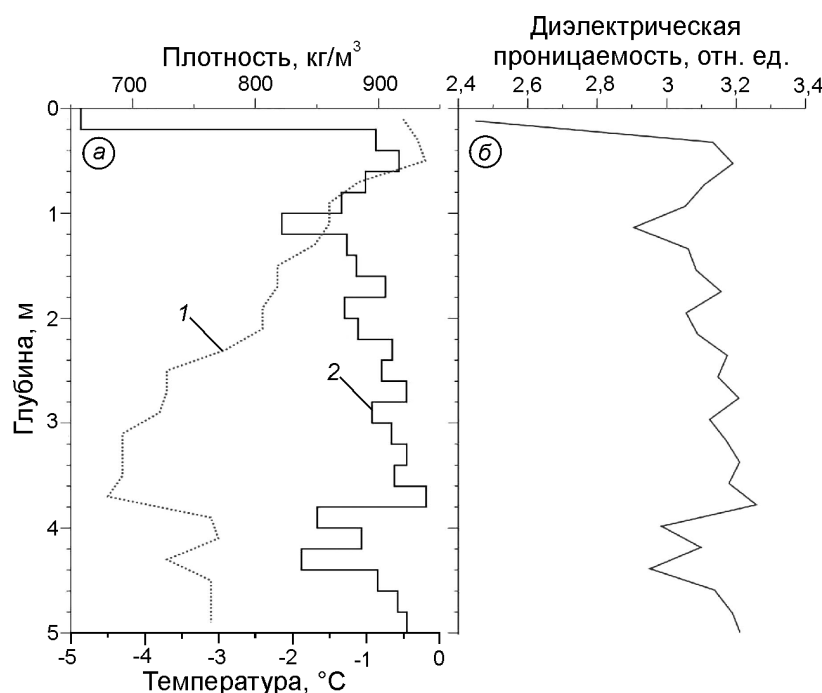


Рис. 4. Профили плотности, температуры и диэлектрической проницаемости керна К1:

а – профили: 1 – температуры; 2 – плотности; *б* – профиль диэлектрической проницаемости

Fig. 4. Ice core K1 density, temperature and permittivity:

a – profiles of: 1 – temperature; 2 – density; *b* – permittivity of the ice core

щая перейти от временного разреза к глубинному. В рамках георадарных исследований за характеристику кинематических свойств среды отвечает диэлектрическая проницаемость. По данным работ, выполненных в сезон 63-й РАЭ, изучено изменение диэлектрической проницаемости на основании скоростных моделей, полученных двумя способами: по данным кернового бурения в районе провала и по результатам анализа дифрагированных волн, образованных от стенок трещин вокруг провала.

Определение скоростной модели при помощи исследования керна основывается на эмпирической зависимости между скоростью распространения электромагнитных волн и плотностью исследуемой среды. Впервые опыт таких расчётов был представлен в работах В.А. Камминга и Дж.Д.К. Робина во второй половине XX в. [8, 9]. В дальнейшем подобные исследования проводили как за рубежом [10, 11], так и в нашей стране [12]. Спустя десятилетия, полученные результаты не теряют своей актуальности и применяются в комплексных геофизических и гляциологических исследованиях как в Арктике [13, 14], так и в Антарктиде.

Авторами настоящей работы был изучен керн К1, полученный в ходе гляциологических исследований в районе провала (см. рис. 1). Как уже отмечалось, для каждого образца керна длиной 20 см определялись температура и плотность, что позволило построить плотностной и температурный

профили по мере увеличения глубины (рис. 4, *а*). Значение температуры льда на разных глубинах изменяется от $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, и, согласно [15], для такого диапазона температур при расчёте относительной диэлектрической проницаемости можно воспользоваться следующим соотношением:

$$\varepsilon = (1 + 0,857\rho)^2, \quad (1)$$

где ε – диэлектрическая проницаемость среды, отн. ед.; ρ – плотность, кг/м^3 .

Получившийся, исходя из расчётов по соотношению (1), профиль диэлектрической проницаемости по керну К1 представлен на рис. 4, *б*. Видно, что значения претерпевают резкий скачок на первых 40 см разреза в пределах от 2,4 до 3,1 отн. ед. Причина в том, что верхняя часть керна представляет собой снег, находящийся на начальной стадии фирнизации. Поэтому более низкая плотность и, как следствие, пониженная диэлектрическая проницаемость снега связаны с тем, что поры в снежной толще заполнены воздухом. Полученные значения отвечают данным уже опубликованных исследований [12, 15]. Оставшаяся часть керна, судя по результатам стратиграфического описания, представляет собой лёд, здесь значения варьируют в интервале 2,98–3,25 отн. ед. Разброс значений обусловлен наличием линз с пониженной плотностью и слоёв льда с пузырьками воздуха, что несколько уменьшает диэлектрическую проницаемость. Мак-

симальные значения отвечают керновым прослоям с отсутствием каких-либо включений и пустот.

В предположении, что ниже первых 40 см начинается монолитный лёд, и на основе расчёта ϵ (см. рис. 4, б) значение диэлектрической проницаемости можно принять равным 3,13 отн. ед. Верхней же части разреза соответствует наибольший градиент диэлектрической проницаемости по сравнению с остальной частью отобранного керна; среднее значение на этом участке можно принять равным 2,72 отн. ед.

Не менее информативен способ получения данных о скоростях распространения электромагнитных волн на основе определения диэлектрической проницаемости по годографам дифрагированных волн [16–18]. На примере трещин на рис. 3, б, в было показано, что если обнаруживаются объекты, меньшие по размеру или соизмеримые с длиной волны зондирующего импульса, то при электромагнитном облучении георадаром эти объекты становятся источниками вторичных волн. На временных разрезах отражения от таких источников будут проявляться в виде дифрагированных волн, в вершине которых и находится зондируемый объект. Это позволяет рассчитать скорость распространения волн в среде выше объекта дифракций, а также глубину, на которой он располагается [17, 18]. В случае большого числа таких объектов на определённом участке исследования можно рассчитать скорость по всем имеющимся годографам.

Практически все маршруты георадарной съёмки на этом участке вели в обход провала (см. рис. 1), но в зоне распространения обширной системы трещин прибрежной части ледника Долк. В качестве примера на рис. 5, а приведён один из временных разрезов, полученных при георадиолокационном профилировании в зоне трещин. Последние довольно контрастно выделяются на разрезах, образуя многочисленные дифрагированные волны, что позволило на основании полученных годографов рассчитать значения диэлектрической проницаемости (см. рис. 5, б–г). Выявленные на разрезах дифрагированные волны приурочены к верхней части разреза и расположены в пределах первого метра от дневной поверхности. Появилась возможность рассчитать значения диэлектрической проницаемости по 280 годографам дифрагированных волн. По полученным данным построена схема диэлектрической проницаемости в верхней части ледникового покрова на террито-

рии в обход провала (см. рис. 5, д). Гридирование выполнялось при помощи программы Surfer 15.5 (Golden Software Inc., USA) методом Kriging. Параметры для создания грида выбирались с учётом масштаба съёмки и требуемой детальности схемы: радиус осреднения выбран равным 25 м, что соизмеримо с расстоянием между рядовыми маршрутами; расстояние между узлами сетки равно 5 м.

Как следует из представленной схемы, значения диэлектрической проницаемости изменяются от 2 до 3,34 отн. ед. и имеют некоторую закономерность в распределении по участку работ. В северо-западной части провала, в относительной близости от скальных массивов, диэлектрическая проницаемость достигает наименьших значений, что связано со снежным покрытием ледниковой толщи в этой части. В восточной части наблюдается тенденция к увеличению диэлектрической проницаемости, что, скорее всего, характеризуется отсутствием здесь снежного покрова и проведением зондирования непосредственно в ледяной среде. Кроме того, на кинематические свойства среды, преимущественно в восточной части провала, влияет большое количество талой воды, перемещающейся по системе трещин и скапливающейся в некоторых из них. Поэтому значения несколько возрастают. Отметим, что простираение этого обводнённого участка в восточной части имеет направление с юга на север, в сторону залива Долк, что также согласуется с визуальными наблюдениями за течением потоков талых вод в этом районе.

Исходя из того, что полученные по годографам значения ϵ соответствуют кинематической модели для первого метра ледниковой среды, при переходе от временного разреза к глубинному следует воспользоваться средним эффективным значением диэлектрической проницаемости, равным в данном случае 2,78 отн. ед. Это значение соответствует информации из литературных источников [15] и согласуется с эффективным значением ϵ по результатам статистического анализа (см. рис. 5, д).

При сопоставлении результатов скоростного анализа, выполненного по двум разным кинематическим моделям, установлено, что при переходе от временных георадарных разрезов к глубинным для первого метра среды необходимо воспользоваться значением диэлектрической проницаемости, равным 2,75 отн. ед. Указанное ϵ было рассчитано как среднее между тем значением, которое получилось при анализе керна (2,72 отн. ед.), и тем, кото-

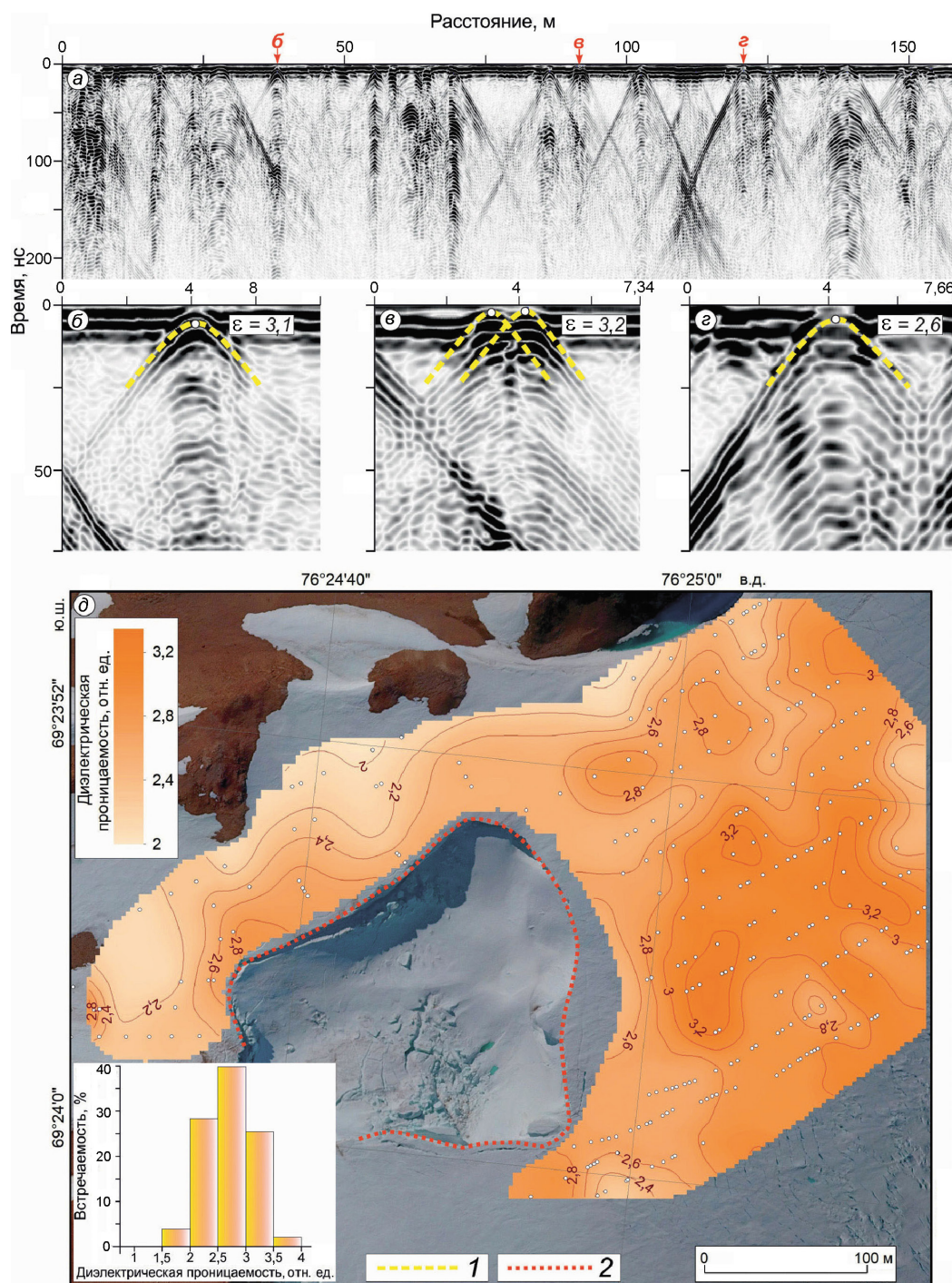


Рис. 5. Георадиолокационное профилирование в районе провала:

a – фрагмент георадарного маршрута, выполненного в зоне трещин ледника Долк; *б–г* – укрупнённые фрагменты временного разреза с трещинами, помеченные теми же буквами на секции *a*; *д* – схема диэлектрической проницаемости в пределах первого метра толщи ледника в районе провала. Сечение изолиний – 0,2 ед. Точками в секции *д* обозначены трещины, по которым осуществлялся расчёт диэлектрической проницаемости. 1 – годографы дифрагированных волн; 2 – контур провала. На врезке показана гистограмма распределения диэлектрической проницаемости по годографам дифрагированных волн

Fig. 5. GPR investigations in the dip area:

a – the fragment of the GPR time-section, which was registered in the dip area; *б–г* – enlarged fragments of GPR time-section, marked by the same letters; *д* – the glacier permittivity within the uppermost (1st meter) part of the glacier structure in the dip area. The contour interval is 0.2 units. The dots marked the crevasses, which used for calculations. 1 – hodographs of diffracted waves; 2 – boundary of the dip. Scattering of the permittivity is demonstrated in the insert

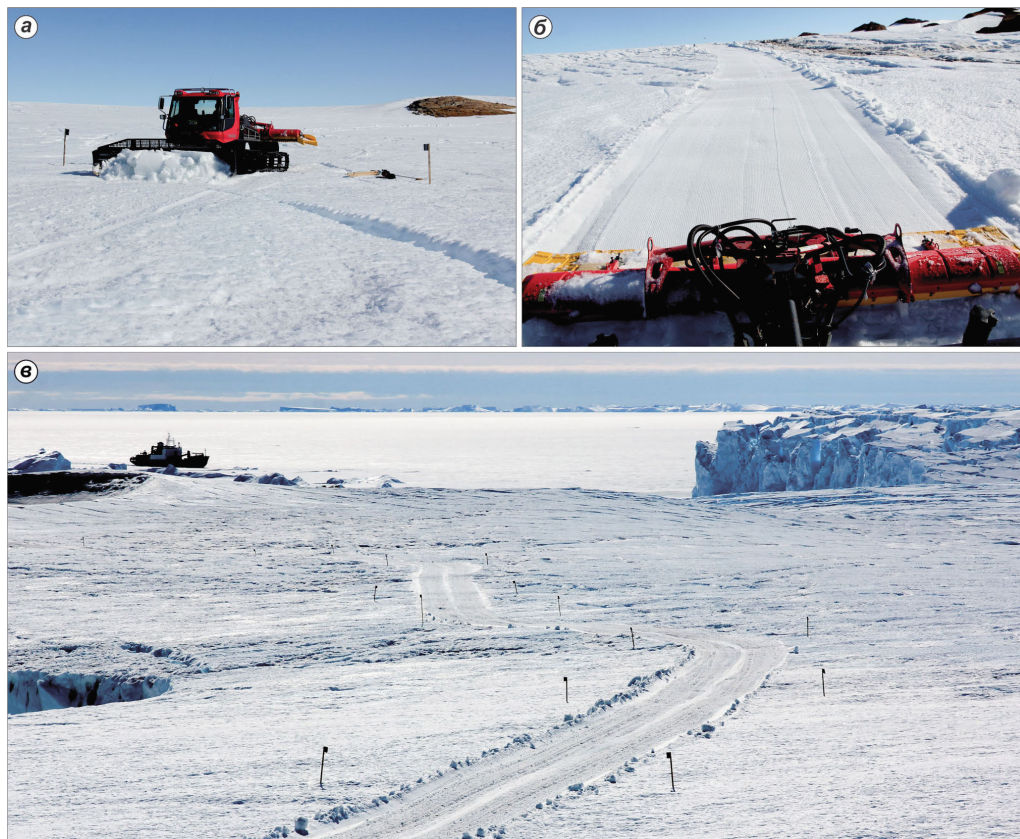


Рис. 6. Организация всесезонной трассы в районе провала:

а, б – укатка трассы при помощи санно-гусеничной техники; *в* – общий вид на трассу по завершении работ. Фотографии выполнены С.В. Поповым 23 января 2018 г. (*а, б*) и 3 февраля 2018 г. (*в*)

Fig. 6. Formation of all-seasonal trace in the dip area:

а, б – making the road smooth; *в* – common view after the finishing of the work. Photos by S.V. Popov, January 23, 2018 (*а, б*) and February 3, 2018 (*в*)

рое было определено на основании обсчёта годовых дифрагированных волн (2,78 отн. ед.). Для определения глубин расположения объектов ниже первого метра от дневной поверхности, исходя из результатов плотностного анализа керна К1, использовано значение $\varepsilon = 3,13$ отн. ед.

Оценка безопасности района исследований

На основе полученных значений диэлектрической проницаемости можно определить глубину трещин, пересекающих основную трассу, а также обводнённых участков, описанных ранее как водные скопления в приповерхностной части ледника. Глубина трещин на *участке АБ* в основном варьирует от 1 до 15 м. Однако при столь больших значениях глубин ширина трещин, как уже отмечалось, не превышает 0,6 м. Поэтому все

трещины на участке в обход провала можно отнести к категории безопасных, а сам участок считать пригодным для проведения транспортных операций. Толщина водных скоплений на *участке ВГ* достигает 1 м. Это не представляет большой опасности для используемых на станции транспортных средств, но может затруднить и замедлить их передвижение. Поэтому новую всесезонную дорогу было решено проложить в обход обводнённого участка (см. рис. 1).

По итогам выполненных геофизических работ намечен маршрут новой безопасной трассы в обход провала. Трещины, пересекающие дорогу, были забучены снегом, а трасса была укатана специализированной техникой и сдана в эксплуатацию (рис. 6). До окончания сезонных работ, а также в первые месяцы зимовочной экспедиции 2018 г. передвижение санно-гусеничной техники происходило именно по этой трассе.

Заключение

Геофизические изыскания в полевой сезон 2017/18 г. имели важное прикладное значение для обеспечения безопасности логистических операций в районе российской станции Прогресс. Выполненный комплекс инженерных исследований позволил восстановить сообщение между важнейшими пунктами инфраструктуры Российской антарктической экспедиции и найти наиболее оптимальный участок для организации новой всесезонной трассы. В дальнейшем планируется мониторинг укатанной дороги для выявления опасных объектов в теле ледника, что, при наличии последних, позволит оперативно скорректировать пути проезда санно-гусеничной техники.

Подобные исследования показывают эффективность применения геофизических методов для инженерных изысканий в районах отечественных антарктических станций. Метод георадиолокационного профилирования — достаточно простой с точки зрения реализации в полевых условиях — доказывает свою высокую информативность и точность, особенно при работе на ледниках. Успешный опыт проведения подобных изысканий [1], а также описанное в настоящей работе исследование на станции Прогресс позволяет сделать вывод, что георадиолокация может стать одним из ведущих методов органи-

зации и мониторинга состояния основных логистических объектов инфраструктуры РАЭ.

Благодарности. Авторы выражают благодарность своему коллеге, сотруднику гляцио-геофизического отряда 63-й РАЭ Г.А. Дешевых за помощь в проведении полевых работ; начальнику станции Прогресс 62-й РАЭ А.В. Миракину за помощь в организации выполненных работ и предоставление фотоматериалов; сотрудникам станции Прогресс 62-й РАЭ и начальнику станции Прогресс 63-й РАЭ А.В. Воеводину за помощь в организации выполненных работ; Институту наук о Земле СПбГУ и ООО «ГеофизПоиск» за предоставленную геофизическую аппаратуру. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00421.

Acknowledgments. The authors are grateful to their colleague G.A. Deshevykh for assistance in carrying out of the field work; to the head of the Progress Station of the 62nd RAE, A.V. Mirakin for assistance in the organization of performed works and the provision of photographic materials; to the staff of Progress Station of the 62nd RAE and the head of Progress Station of the 63rd RAE A.V. Voevodin for assistance during the work organization; Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University and «GeofizPoisk» for providing the geophysical equipment. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project № 18-05-00421.

Литература

1. Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.
2. Вайгачев А.З. Прорыв ледяной плотины озера Лагерного // Информ. бюл. Советской антарктич. экспедиции. 1965. № 54. С. 58.
3. Попов С.В., Боронина А.С., Прякина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озер в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида), в 2017–2018 гг. // Геориск. 2018. Вып. XII. № 3. С. 56–67.
4. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 427–432. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432.
5. Antarctic Digital Database (ADD), Version 7.0, January 2016. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.
6. Попов С.В., Киселев А.В. Отечественные аэро-геофизические исследования на землях Мак-

References

1. Popov S.V., Polyakov S.P. Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian Stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (1): 90–98. [In Russian].
2. Vaigachev A.Z. Breakthrough of ice dump of Lagernoye lake. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1965, 54: 58. [In Russian].
3. Popov S.V., Boronina A.S., Pryakhina G.V., Grigoreva S.D., Sukhanova A.A., Tyurin S.V. Breakthroughs of glacial and subglacial lakes at the Larsemann Hills (East Antarctica) in 2017–2018. *Georisk*. Georisk. 2018, XII (3): 56–67. [In Russian].
4. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 427–432. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432
5. Antarctic Digital Database (ADD), Version 7.0, January 2016. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.

- Робертсона, Принцессы Елизаветы и Вильгельма II, Восточная Антарктида // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 1. С. 3–13. doi: 10.21782/KZ 1560-7496-2018-1(3-13).
7. *Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 256 с.
8. *Cumming W.A.* The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters // Journ. of Applied Physics. 1952. V. 23. № 7. P. 768–773. doi: 10.1063/1.1702299.
9. *Robin G.D.Q.* Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique // Journ. of Glaciology. 1975. V. 15. № 73. P. 151–159. doi: 10.2017/s00221443000034341.
10. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* The in-situ dielectric constant of polar firn revisited // Cold Regions Science and Technology. 1995. V. 23. P. 245–256.
11. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
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. *Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit A., Marechal D.* Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997 // Polar Research. 1998. V. 17. № 2. P. 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.
14. *Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Г.А. Черняков.* Толщина снежного покрова на леднике Восточный Гренфьорд (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20.
15. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
16. *Попов С.В.* Определение диэлектрической проницаемости по годографам дифрагированных волн в рамках модели наклонно-слоистой среды // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 83–87. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(83-87).
17. *Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
18. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
6. *Popov S.V., Kiselev A.V.* Russian airborne geophysical investigations of Mac. Robertson, Princess Elizabeth and Wilhelm II Lands, East Antarctica. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (1): 3–13. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-1(3-13). [In Russian].
7. *Voitkovskiy K.F. Osnovy glyatsiologii*. Fundamentals of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 255 p. [In Russian].
8. *Cumming W.A.* The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. Journ. of Applied Physics. 1952, 23 (7): 768–773. doi: 10.1063/1.1702299.
9. *Robin G.D.Q.* Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique. Journ. of Glaciology. 1975, 15 (73): 151–159.
10. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. Cold Regions Science and Technology. 1995, 23: 245–256.
11. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984, 9 (5): 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
12. *Kotlyakov V.M., Macheret Y.Y., 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. *Winther J.G., Bruland O., Sand K., Killingtveit A., Marechal D.* Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. Polar Research. 1998, 17 (2): 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.
14. *Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A.* Snow thickness on Austre Grønfyordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20. [In Russian].
15. *Macheret Y.Y. Radiozondirovanie lednikov*. Radio echosounding of glaciers. Moscow: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].
16. *Popov S.V.* Determination of dielectric permittivity from diffraction traveltimes curves within a dipping-layer model. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (3): 75–79. doi: 10.21782/EC2541-9994-2017-3(75-79).
17. *Vladov M.L., Starovoytov A.V. Vvedenie v georadiolokatsiyu*. Introduction to GPR. Moscow: MSU, 2004: 153 p. [In Russian].
18. *Glazovsky A.F., Macheret Y.Y. Voda v lednikah. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

Подписано в печать 31.01.2020 г. Дата выхода в свет 28.02.2020 г. Формат 60 × 88^{1/8} Цифровая печать
Усл.печ.л. 19.0 Уч.-изд.л. 19.0 Бум.л. 10.0 Тираж 80 экз. Договорная цена Заказ 2868

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Российской академии наук

в ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки

Институт географии Российской академии наук

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

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

- В.М. Котляков, Л.В. Десинов, С.Л. Десинов, Е.О. Серова, И.Л. Ивонин, Е.Д. Крючкова, Е.А. Новикова, В.А. Рудаков.**
Колебания ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии по данным мониторинга с Международной космической станции. 5
- P. Sánchez-Gómez, F.J. Navarro, J.A. Dowdeswell, E. De Andrés.** Поверхностные скорости и айсберговый сток ледникового купола Академии Наук на Северной Земле. 19
- F.J. Navarro, P. Sánchez-Gómez, А.Ф. Глазовский, С. Recio-Blitz.**
Изменения высоты поверхности и баланс массы ледникового купола Академии Наук на Северной Земле. 29
- Г.А. Носенко, А.Я. Муравьев, М.Н. Иванов, А.И. Синицкий, В.О. Кобелев, С.А. Никитин.** Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата. ... 42
- П.А. Торопов, А.А. Шестакова, А.А. Полюхов, А.А. Семенова, В.Н. Михаленко.**
Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса. 58

Снежный покров и снежные лавины

- В.Н. Макаров, Л.С. Волкова.**
Геохимия снежного покрова в зоне влияния запуска ракеты-носителя (Якутия). 77
- Л.П. Голобокова, Т.В. Ходжер, Д.Г. Чернов, О.Р. Сидорова, О.И. Хуриганова, Н.А. Онищук, Н.А. Жученко, И.И. Маринайте.**
Химический состав приземного атмосферного аэрозоля в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген) по результатам многолетних исследований. 85
- Н.С. Малыгина, А.Н. Эйрих, Е.В. Агбалян, Т.С. Папина.**
Изотопный состав и регионы-источники зимних осадков в Надымской низменности. 98

Подземные льды и наледи

- Г.С. Дьякова, А.А. Гораявчева, О.В. Останин, В.В. Оленченко, Р.Ю. Бирюков.**
Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая. 109

Морские, речные и озёрные льды

- А.С. Тарасов.** Моделирование заторов льда в руслах рек (обзор). 121
- Т.А. Матвеева, В.А. Семенов, Е.С. Астафьева.** Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии. 134

Прикладные проблемы

- А.А. Суханова, С.В. Попов, А.С. Боронина, С.Д. Григорьева, М.П. Кашкевич.**
Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.). 149