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

Лёд и Снег
Ice and Snow

Том 58
№ 3, 2018

НАУКА

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 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, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,
A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,
A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin,
V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,
O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief), V.E. Tumskoy,
T. Vihma (Finnland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

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

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

Фото на обложке: Пульсирующая выводная лопасть ледника Вавилова на Северной Земле. 15 сентября 2014 г. Фото А.Ф. Глазовского.

Photo on the cover: The surging outlet lobe of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya. 15 September 2014. Photo by A.F. Glazovsky.

© Российская академия наук, 2018
© Русское географическое общество, 2018
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 58, № 3, 2018

Ice and Snow

МОСКВА НАУКА MOSCOW NAUKA
2018

Contents

Glaciers and Ice Sheets

I.S. Bushueva, A.F. Glazovsky, G.A. Nosenko. Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017 293

A.A. Rezepkin, V.V. Popovnin. Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025 307

A.Yu. Mikhailov, M.D. Ananicheva. Assessment of the evolution of the Northeastern Russia glacier systems using regular grid meteorological data 322

D.V. Bantsev, D.A. Ganyushkin, K.V. Chistyakov, A.A. Ekaykin, I.V. Tokarev, I.V. Volkov. Formation of glacier runoff on the northern slope of Tavan Bogd mountain massif based on stable isotopes data 333

Snow Cover and Avalanches

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard 343

P.A. Chernous, N.I. Osokin, R.A. Chernov. Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard 353

Yu.V. Efremov, A.V. Zimnitsky, D.Yu. Shulyakov, D.A. Lipilin. Snow patches of the Lagonaky highlands (Western Caucasus) 359

Sea, River and Lake Ice

N.A. Yaitskaya, A.A. Magaeva. Dynamics of the ice regime of the Sea of Azov in the XX–XXI centuries 373

R.A. Balakin, G.I. Vilkov. Investigation of acoustic properties of snow-covered sea ice 387

K.A. Kornishin, P.A. Tarasov, Ya.O. Yefimov, Yu.P. Gudoshnikov, S.M. Kovalev, Ye.U. Mironov, Ye.I. Makarov, A.V. Nesterov. Studies of the ice regime in the waters of the Gulf of Khatanga in the Laptev Sea 396

G.S. Bordonskiy, S.D. Krylov, A.A. Gurulev, A.O. Orlov, S.V. Tsyrenzhapov. Characteristics of opening in the ice cover formed by the gas vents 405

A.V. Sabylina, T.A. Efremova. The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay) 417

Critique and Bibliography

V.M. Kotlyakov. Planet Earth is the world of snow and Ice. Mysteries of ice crystals by eyes of the photographer-painter 429

doi: 10.15356/2076-6734-2018-3

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

И.С. Бушуева, А.Ф. Глазовский, Г.А. Носенко. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. 293

А.А. Резепкин, В.В. Поповнин. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. 307

А.Ю. Михайлов, М.Д. Ананичева. Оценка эволюции ледниковых систем Северо-Востока России по данным регулярного метеорологического архива 322

Д.В. Банцев, Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Токарев, И.В. Волков. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным 333

Снежный покров и снежные лавины

В.М. Котляков, А.В. Сосновский, Н.И. Осокин. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене 343

П.А. Черноус, Н.И. Осокин, Р.А. Чернов. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген). 353

Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий, Д.Ю. Шуляков, Д.А. Липилин. Снежники Лагонакского нагорья (Западный Кавказ) 359

Морские, речные и озёрные льды

Н.А. Яицкая, А.А. Магаева. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. 373

Р.А. Балакин, Г.И. Вилков. Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом. 387

К.А. Корнишин, П.А. Тарасов, Я.О. Ефимов, Ю.П. Гудошников, С.М. Ковалев, Е.У. Миронов, Е.И. Макаров, А.В. Нестеров. Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых 396

Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев, А.О. Орлов, С.В. Цыренжапов. Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа 405

А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова. Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) 417

Критика и библиография

В.М. Котляков. Планета Земля – это мир снега и льда. Тайны ледяных кристаллов глазами фотографа-художника 429

ДВА ЮБИЛЕЯ

70 лет Тянь-Шанской физико-географической станции

Физико-географическая станция на Тянь-Шане создана в 1948 г. Институтом географии АН СССР по инициативе известных географов – А.А. Григорьева и Г.А. Авсюка. Работы станции охватили бассейн р. Чон-Кызыл-Су, прилегающую подгорную равнину и котловину оз. Иссык-Куль. В с. Покровка был создан первый в СССР высокогорный географический стационар. Здесь работали Г.А. Авсюк, М.А. Глазовская, М.И. Иверонова, И.С. Щукин, сюда приезжали другие известные исследователи того времени. Г.А. Авсюк вёл круглогодичные съёмки ледников, изучал их температурный режим, разрабатывал новые методики и эксперименты, а его супруга М.И. Иверонова исследовала снежный покров и склоновые процессы.

В 1953 г. станция была передана Киргизскому филиалу АН СССР, который через год получил статут АН Киргизской ССР. Директором станции был назначен известный гляциолог, блестящий знаток оледенения Памира Р.Д. Забиров, который руководил станцией до 1976 г. Он продолжал исследования ледников Средней Азии, заложенные основателем станции Г.А. Авсюком. **В этом году отмечается 100-летие со дня рождения Р.Д. Забирова.** В 1955 г. станция была включена в число 11 стационаров на территории СССР, проводивших исследования по программе МГГ (1957–1958). В 1950–60-е годы на станции работали московские гляциологи Г.Н. Голубев, А.Н. Кренке, С.М. Мягков, Ю.Ф. Книжников, а в дальнейшем, по приглашению Р.Д. Забирова, здесь трудились учёные Ленинграда, Томска, Фрунзе, студенты из Московского, Ленинградского, Казанского, Воронежского, Томского и Киргизского и других университетов.

В 1997 г. станцию переименовали в «Тянь-Шанский высокогорный научный центр» НАН Киргизской Республики, с 2010 г. здесь работает Киргизско-Китайский научно-исследовательский центр «Горные экосистемы». Продолжаются наблюдения за снегонакоплением и абляцией ледников, а метеорологические данные собираются дистанционно. Станция продолжает приносить большую пользу гляциологии Евразии.

85 лет известному сибирскому гляциологу В.Р. Алексееву

Со времени организации журнала «Лёд и Снег» в 2010 г. в составе редколлегии журнала активно работал Владимир Романович Алексеев – специалист по наледям и подземному оледенению Сибири. В конце 1950-х годов его привлекла судьба учёных-мерзлотоведов М.И. Сумгина, В.Г. Петрова, П.И. Колоскова, А.М. Чекотилло, заложивших первые камни в фундамент отечественного мерзлотоведения. С 1960-х годов он работает в Иркутске в Институте географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, где основная тема его исследований – речные наледи. Поворотным моментом стало организованное по инициативе В.Р. Алексеева в Чите в 1973 г. Всесоюзное научное совещание по проблемам наледеобразования, результат которого – создание в Секции гляциологии Междуведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР подсекции наледей во главе с В.Р. Алексеевым. С этого времени наледи стали систематически изучаться и обсуждаться на многих совещаниях. В 1981 г. по предложению В.Р. Алексеева в Институте географии СО РАН была создана Лаборатория гляциологии, просуществовавшая 12 лет. За этот период были проведены эксперименты по возведению ледяных конструкций сложной конфигурации, изучены закономерности формирования и свойства снежного наката на автомобильных дорогах, вскрыты региональные особенности снежности в Саяно-Байкальской горной стране, определены пути рационального использования снежно-ледовых ресурсов юга Восточной Сибири.

В.Р. Алексеев опубликовал несколько крупных монографий о наледях и сопутствующих природных явлениях. Продолжая обобщение и систематизацию знаний в области инженерной геокриологии, гляциологии и ледотехники, в 2007 г. впервые в мире он издал фундаментальный терминологический словарь-справочник «Наледеведение». В.Р. Алексееву принадлежат несколько научно-популярных книг: «В краю вечного холода» (2010), «Мы живем на вечной мерзлоте» (2011), «Геотермия криолитозоны» (2015), «Притяжение мерзлой земли» (2016). Он и сейчас продолжает трудиться в Институте мерзлотоведения СО РАН в Якутске. Гляциологи России поздравляют юбиляра и желают ему долгих лет жизни!

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.65 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306

Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг.

© 2018 г. И.С. Бушуева*, А.Ф. Глазовский, Г.А. Носенко

Институт географии РАН, Москва, Россия
*bushueva@igras.ru

Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017

I.S. Bushueva*, A.F. Glazovsky, G.A. Nosenko

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*bushueva@igras.ru

Received January 15, 2018 *Accepted April 13, 2018*

Keywords: ***Arctic, glacier surge, ice cap, ice velocity, Severnaya Zemlya.***

Summary

The glaciers and ice caps in the Arctic are experiencing noticeable changes which are manifested, in particular, in the intensification of their dynamic instability. In this paper we present data on a large-scale surge in the Western basin of the Vavilov ice dome on the archipelago Severnaya Zemlya, derived from satellite images and supplemented by airborne RES-2014 and available publications. Analysis of 28 space images of 1963–2017 demonstrated that the surge developed over the whole period. In the first decade (1963–1973), the advance was very slow – from 2–5 to 12 m/year. Since the 1980-ies, the ice movement began to accelerate from tens to a hundred of meters per a year in the 2000-ies. The sudden change happened in the year 2012 when the surge front began to move already at speeds of about 0.5 km/year. In 2015, the volume of advanced part reached almost 4 km^3. Maximal speed 9.2 km/year was recorded in 2016. From 1963 to 2017, the edge of the glacier advanced by 11.7 km, and its area increased by 134.1 km^2 (by 47% relative to the basin area of 1963), that caused spreading of crevasse zone up the glacier. Surface speeds reached a maximum of 25.4 m/day in 2016 and decreased to 7.6 m/day in 2017. The authors suggest that the initial activation of the southern and western edges of the ice dome could be a reaction to the climate signal, possibly occurred several centuries ago. The ice crevassing and cryo-hydrological warming of ice, enhanced by positive feedback, resulted in instability of the glacier and the displacement of the edge of the ice belt containing moraine and frozen to the bed, which transformed into a catastrophic movement. The surge was facilitated by change of bedrock conditions as the ice lobe progressed offshore from permafrost coastal zone to the area of loose marine bottom sediments with low shear strength. The surge seems to be also stimulated by anomalously warm summer of 2012.

Citation: Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A. Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 293–306. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306.

Поступила 15 января 2018 г. *Принята к печати 13 апреля 2018 г.*

Ключевые слова: ***Арктика, ледниковый купол, подвижка ледника, Северная Земля, скорости льда.***

Исследованы скорости продвижения фронта и роста площади западного сектора ледникового купола Вавилова на Северной Земле с 1963 по 2017 г. Показано, как медленное продвижение фронта перешло в фазу катастрофической подвижки, которая достигла кульминации в 2016 г., когда скорости движения ледника достигали 9,2 км/год. В результате подвижки в акваторию Карского моря на расстояние 11,7 км выдвинулась ледниковая лопасть площадью 134,1 км^2 и объёмом не менее 4 км^3, начавшая продуцировать айсберги.

Введение

В настоящее время сокращается площадь и масса арктических ледников, изменяется их температурный режим [1]. По данным космических измерений, потери массы ледников Российской Арктики в 2003–2015 гг. составляли в среднем −16,0±2,3 Гт/год (−310±45 мм в.э./год) [1], а скорости движения льда на их языках при общем отступании краёв ледников возросли [2]. В ряде мест Арктики усилилась динамическая неустойчивость оледенения: возникли пульсации выводных ледников и крупные подвижки отдельных бассейнов ледниковых куполов [2]. Вероятно, такие изменения – следствие перестройки внутреннего гидротермического режима ледников в результате общих изменений климата, а также прямого или косвенного взаимодействия с морем. В данной работе исследуются свидетельства такой крупной подвижки, которая развивалась в западном секторе ледникового купола Вавилова на Северной Земле [3]. На основе анализа 28 космических изображений, полученных за период 1963–2017 гг., и данных радиолокационного зондирования ледника с вертолёта Ми-8, выполненного в 2014 г., мы оценили скорости продвижения фронта ледника, увеличение его площади, поверхностные скорости движения льда, изменения высоты ледниковой поверхности и объёмов льда, перемещённого в результате подвижки.

Район исследования

Ледниковый купол Вавилова (79,30° с.ш., 95,47° в.д.) расположен на о. Октябрьской Революции в архипелаге Северная Земля (рис. 1, *а*). В Каталоге ледников СССР [4] купол Вавилова показан как один ледник общей площадью 1816,8 км^2. В данной работе исследуется западная область этого купола, которая составляет часть сектора № 6, выделенного на куполе Вавилова в работе [5]. Эта область примерно совпадает с ледниковым бассейном G094974E79307N площадью 354,65 км^2, выделенным на куполе Вавилова в каталоге Randolph Glacier Inventory (RGI) [6] На рис. 1, *б* показаны контуры этого бассейна по каталогу RGI и его контуры, уточнённые нами на основе ЦМР ArcticDEM (http://pgc.umn.edu/arcticdem). Площадь этой части ледникового купола в пределах уточнённых границ

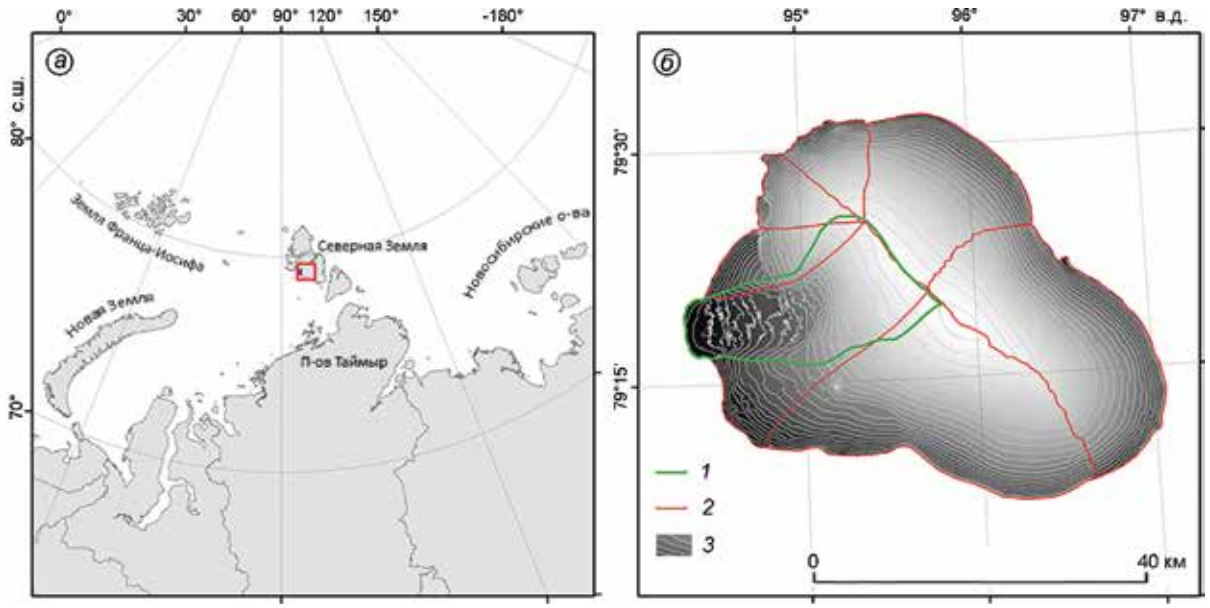

Рис. 1. Ледниковый купол Вавилова, Северная Земля.
а – красный квадрат указывает на расположение купола Вавилова; *б*: *1* – граница исследуемого в данной работе бассейна в 2007 г., определённая на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM; *2* – ледоразделы купола в соответствии с каталогом RGI [6]; *3* – изогипсы, построенные по цифровой модели рельефа ArcticDEM, интервал – 25 м

Fig. 1. Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya.
а – red box indicates the location of the Vavilov Ice Cap; *б* – *1* – studied basin in 2007 identified using ArcticDEM; *2* – glaciers borders taken from the Randolph Glacier Inventory [6]; *3* – contours calculated using ArcticDEM, interval is 25 m

составляла на 2007 г. 309,2 км^2. Далее в тексте эту часть ледника будем называть «западный бассейн» или «западный сектор».

Данные и методы

Плановые изменения. Для оценки планиметрических изменений выводной части западного бассейна ледникового купола Вавилова использованы данные дистанционного зондирования Земли с 1963 по 2017 г. Эти снимки получены разными космическими аппаратами: Landsat 1, 5, 7, 8, Terra (ASTER) и Corona. Основные критерии для выбора изображений: минимальная облачность; достаточная освещённость; минимальное наличие морского льда около края ледника; время съёмки предпочтительно в конце периода абляции. Для последних лет (2011–2017 гг.) использовано по несколько снимков в год. В итоге выбрано и обработано 28 изображений (табл. 1). Для снимков с космических аппаратов Landsat 7 и 8 проведена процедура паншарпенинга (создание цветных изображений с улучшенным пространственным разрешением). Снимки со спутника Landsat 8 имеют субпиксельную привязку, поэтому они использовались в качестве эталонных изображений. Остальные снимки были привязаны к эталонным изображениям на основе контрольных точек, выбранных на суше около ледника. Оцифровку границ ледника вели в ручном режиме.

Изменения высоты поверхности и объёма. Оценка изменения высоты поверхности ледника и его объёмов выполнялась по цифровым моделям рельефа (ЦМР), построенным по космическим снимкам, полученным аппаратурой ASTER (космический аппарат TERRA) в 2000 и 2015 г. Для повышения качества снимки были предварительно отфильтрованы медианным фильтром (размер окна 9 × 9 пиксела). ЦМР морского дна и ложа ледника построена на основе данных воздушного радиолокационного зондирования ледника, выполненного 15 сентября 2014 г., а также изобат и точек глубин с топографической карты масштаба 1:200 000. В этой работе также использована мозаика ЦМР ArcticDEM для выделения ледоразделов.

Скорости движения ледниковой поверхности. Скорость течения льда оценивалась с помощью двух источников. Первый источник – набор данных GoLIVE (Global Land Ice Velocity Extraction from Landsat 8 (GoLIVE), Version 1 [7]), содержащий результаты расчётов скорости льда, полученных на основе автокорреляции разновременных пар панхроматических изображений Landsat 8 [8]. Были использованы восемь пар таких изображений для периода с марта 2015 г. по март 2017 г. (табл. 2) Пространственное разрешение этих данных составляло 300 м. Второй источник – данные радиолокационных спутников (Sentinel-1 A и B) [9]. Интерферометрические пары Sentinel на область купола Вавилова имеются с ноября 2016 г. Выбрано пять интерферометрических пар, по которым, используя функции отслеживания смещений в наборе программного инструментария SNAP 5.0 (http://step.esa.int/main/toolboxes/snap/), дана оценка движения ледниковой поверхности между снимками каждой пары. Пространственное разрешение радарных данных варьирует от 5 до 20 м. Все использованные для анализа скоростей движения

Таблица 1. **Использованные космические изображения**

Дата съёмки	Космический аппарат или съёмочная система
Пространственное разрешение 5 м	
1963 г.	Corona
Пространственное разрешение 60 м	
20.07.73	Landsat 1
Пространственное разрешение 30 м	
02.08.85	Landsat 5
25.07.86	
31.08.87	
24.08.88	
23.08.90	
27.06.94	
14.07.98	
Пространственное разрешение 15 м	
12.07.00	Landsat 7
21.08.00	Aster
25.06.05	
04.07.07	Landsat 7
20.08.10	
18.06.11	
14.09.11	Aster
06.07.12	Landsat 7
24.07.12	
01.07.13	Landsat 8
26.09.13	
24.05.14	
12.08.14	
28.08.14	
06.04.15	
12.08.15	
11.04.16	
29.07.16	
16.04.17	
12.09.17	

Таблица 2. **Пары снимков, использованные для оценки скоростей движения ледника**

Дата первого снимка	Дата второго снимка
KA Sentinel-1	
12.12.2016	24.12.2016
18.03.2017	30.03.2017
30.03.2017	11.01.2017
10.06.2017	22.06.2017
12.12.2017	24.12.2017
KA Landsat 8	
23.03.2015	24.04.2015
24.04.2015	10.05.2015
10.05.2015	26.05.2015
26.05.2015	11.06.2015
11.06.2015	29.07.2015
09.03.2016	25.03.2016
25.03.2016	10.04.2016
12.03.2017	13.04.2017

выводной части купола Вавилова интерферометрических пары приведены в табл. 2. Интерферометрическая пара снимков, полученная в марте и апреле 2017 г., выбрана специально для сравнения с оценками скоростей движения, устанавливаемых на те же даты из набора GoLIVE.

Результаты

Выделение ледоразделов и рельеф ложа. Согласно каталогу ледников RGI (ледник G094974E79307N), западный бассейн купола Вавилова занимает 354,65 км^2 (см. рис. 1, *б*). Используя ЦМР ArcticDEM и космический снимок со спутника Landsat 7, сделанный в 2007 г., мы выделили уточнённые границы этого ледникового бассейна. Выбор снимка 2007 г. обусловлен тем, что выделение границ в каталоге RGI для купола Вавилова также было сделано по снимкам 2007 г. По нашим данным, в 2007 г. площадь западного бассейна ледникового купола Вавилова составляла 309,2 км^2. На снимках, сделанных в видимом диапазоне спектра, отчётливо видно, что в верхней части бассейна основной поток льда двигается с северо-востока, в средней части поворачивая на запад.

Подлёдный рельеф ледника устанавливается по данным воздушного радиозондирования, выполненного на частоте 100 МГц российско-британской экспедицией в 1997 г. [10] и на частоте 20 МГц группой отдела гляциологии Института географии РАН в 2014 г. Согласно этим данным (рис. 2), направление основного тока льда совпадает с направлением пологой подледниковой долины, которая лишь в самой нижней своей части погружается ниже уровня моря до глубин 50–60 м и не имеет каких-либо переуглублённых бассейнов и ригелей. Однако отметим, что зона зарождения подвижки совпадает с участком долины, расположенным ниже уровня моря.

Изменение длины, площади и развитие трещин. На разновременных космических снимках установлено, что с 1963 г. край западного бассейна ледникового купола Вавилова, обрамлённый полосой мореносодержащего льда шириной до 500 м, начал медленно выдвигаться в сторону моря. Это продвижение захватило кромку ледникового купола протяжённостью около 7 км, располагавшуюся ближе всего к береговой линии. В результате начала формироваться всё более выраженная лопасть, постепенно выдвигавшаяся в море, но сохранявшая вплоть до 2010 г. сплошную кайму мореносодержащего льда. К 2011 г. выдвигающийся край лопасти и обрамляющая его кайма стали более раздробленными. С 2014 г. лопасть, продолжая интенсивно наступать, начала сильно распластываться в ширину. Её фронт стал сильно изрезан, мореносодержащая полоса практически разрушилась, от лопасти стали отламываться отдельные айсберги. С середины 2016 г. фронт ледника начал заметно разрушаться. В 2017 г. ледник продолжал увеличиваться в размерах, но меньшими темпами.

Чтобы количественно проанализировать изменения размеров ледника, мы оценили продвижение его фронта по десяти линиям тока (рис. 3, *а*) за весь период наблюдений с 1963 г. В первое десятилетие – с 1963 по 1973 г. – наступание было очень медленным: от 2–5 м/год по краям лопасти до 12 м/год в осевой части её фронта. С 1980-х годов продвижение стало медленно возрастать: от первых десятков метров в год до первой сотни метров в год в 2000-х годах. Перелом наступил в 2012 г., когда фронт стал выдвигаться уже со скоростями около 0,5 км/год, а максимальные темпы продвижения, составляющие 4,5 км/год, были отмечены в 2016 г. Всего за период с 1963 по 2017 г. край ледника выдвинулся на 11,7 км (см. рис. 3, *в*, *г*), а его площадь увеличилась на 134,1 км^2 (см. рис. 3, *б*).

Выдвижение лопасти сопровождалось интенсивным развитием трещин на её поверхности и распространением зоны трещин вверх по леднику. В сентябре 2014 г. аэровизуальные наблю-

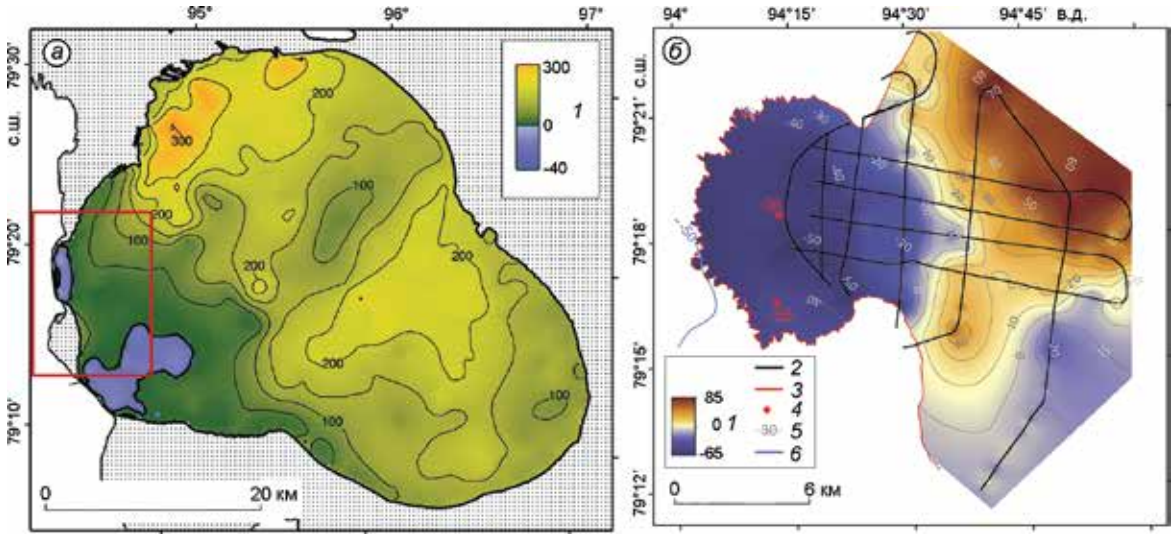

Рис. 2. Подледниковый рельеф купола Вавилова.

а – топография ложа купола по данным воздушного радиолокационного зондирования на частоте 100 МГц, выполненного в 1997 г., сечение изогипс – 50 м. Области ниже уровня моря показаны голубым цветом [10]. Красным квадратом отмечены границы рис. 2, *б*; *б* – карта подледникового ложа нижней части западного бассейна купола Вавилова по данным воздушного радиолокационного зондирования на частоте 20 МГц, выполненного 15 сентября 2014 г.: *1* – высота поверхности, м; *2* – положение маршрутов съёмки; *3* – граница ледника в 2015 г.; *4* – значения глубин, снятые с топографической карты; *5* – изолинии; *6* – изобаты

Fig. 2. Subglacial topography of the Vavilov Ice Cap.

а – topography of the glacier bed according to the data of airborne radio sounding at a frequency of 100 MHz, performed in 1997, contours are at 50 m intervals. The areas below sea level are painted blue [10]. Red box indicates the borders of fig. 2, *б*; *б* – map of the subglacial bed of the lower part of the western basin of the Vavilov Ice Cap according to the data of airborne radio sounding at a frequency of 20 MHz, performed on September 15, 2014: *1* – elevation, m; *2* – position of the sounding profiles; *3* – glacier border in 2015; *4* – bathymetric points from topographic map; *5* – contours; *6* – isobaths

дения показали, что регулярные трещины, поперечные току льда, отмечались на протяжении 16 км от края ледника, убывая в частоте и ширине по мере удаления от края. Однако на космических изображениях с разрешением 15 м эта зона в 2014 г. идентифицировалась только в районе лопасти, но уже на снимках апреля 2015 г. общая площадь зоны с трещинами составляла 86,95 км^2, на снимках апреля 2016 г. – 237,5 км^2, а апреля 2017 г. – 266,37 км^2 (рис. 4, *в*). Площадь зоны трещин выше границы ледника 1963 г. по отношению к площади выдвигающейся лопасти увеличилась с 76% в 2015 г. до 103% в 2017 г. Иными словами: развитие области разрывных нарушений вверх по леднику достигло и превысило всю площадь выдвигающейся лопасти.

Изменение высоты поверхности ледника. Для оценки её изменения мы использовали ЦМР, построенные по космическим снимкам ASTER, полученным в 2000 и 2015 г. Методика расчётов показана на рис. 4, *а*. Выше горизонтали 100 м (2015 г.) поверхность ледника опустилась в среднем на 56,6 м, максимум – на 119 м (см. рис. 4, *б*). Увеличение объёма ледника на этой площади составило 1,918 км^3. В то же время объём выводной части ледника повысился на 4,101 км^3, из которого 1,223 км^3 – разница между двумя ЦМР выше уровня моря, а 2,878 км^3 – объём ниже уровня моря с учётом допущения, что ледник скользит по дну моря и не всплывает.

Изменение скорости движения поверхности ледника. Для сравнения скоростей движения поверхности льда выбраны семь профилей: один – вдоль линии тока и шесть – поперёк (рис. 5, *а*). Согласно данным GoLIVE, в период с 2015 по 2017 г. скорость движения поверхности ледника сначала росла и достигла максимума 25,4 м/день в 2016 г., а к 2017 г. уменьшилась до 7,6 м/день (см. рис. 5, *б*). С 2015 по 2017 г. максимум скорости продвинулся в верхнюю часть ледника вслед за развитием трещин. К сожалению, данные GoLIVE рассчитаны только в границах каталога RGI, т.е. не охватывают часть лопасти, выдвинувшуюся после 2007 г.

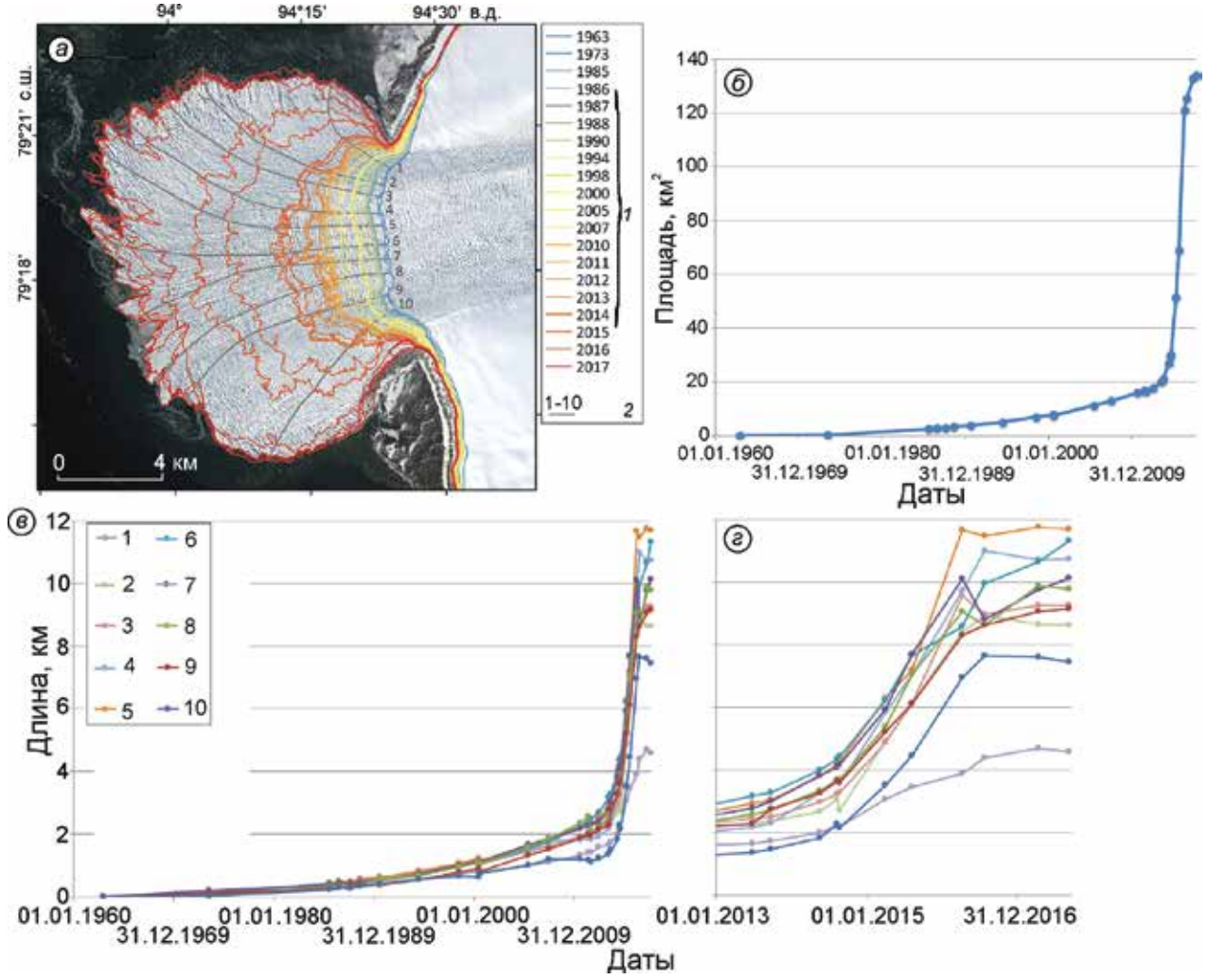

Рис. 3. Изменения размеров ледника.
а – изменение фронта западного бассейна купола Вавилова с 1963 по 2017 г.: *1* – годы; *2* – линии тока, по которым проводились измерения изменения длины ледника (см. рис. 3, *в* и *г*); *б* – изменение площади ледника с 1963 по 2017 г.; *в* – изменение длины ледника с 1963 по 2017 г.; *г* – увеличенный фрагмент графика изменения длины ледника с 2013 по 2017 г.
Fig. 3. Changes of glacier size.
а – changes of front line of the western basin of the Vavilov Ice Cap from 1963 to 2017; *1* – years; *2* – flow lines used for calculation of the glacier length changes; *б* – area changes from 1963 to 2017; *в* – length changes from 1963 to 2017; *г* – zoomed fragment of figure of length changes from 2013 to 2017

Отметим, что скорости движения поверхности ледника в апреле 2017 г., по данным GoLIVE, почти совпадают с оценками скорости, полученными для того же периода времени по радарным данным со спутников Sentinel-1. Используя радарные интерферометрические пары Sentinel-1, мы проанализировали, как менялись скорости движения поверхности ледника в течение года с декабря 2016 г. по сентябрь 2017 г. (см. рис. 5, *в*). В декабре 2016 г. ледник двигался особенно быстро – его максимальные скорости достигали 10,2 м/день; в первой половине 2017 г. они уменьшились до 7,4 м/день, в июле были равны 6,5 м/день, а в сентябре несколько повысились до максимума 7,1 м/день.

Обсуждение

Ценные сведения об изменениях купола Вавилова во второй половине XX в. обобщены в монографии [5], а их оригинальная интерпретация дана в статье [11]. Сравнение положения края ледника по всему периметру в 1952 и

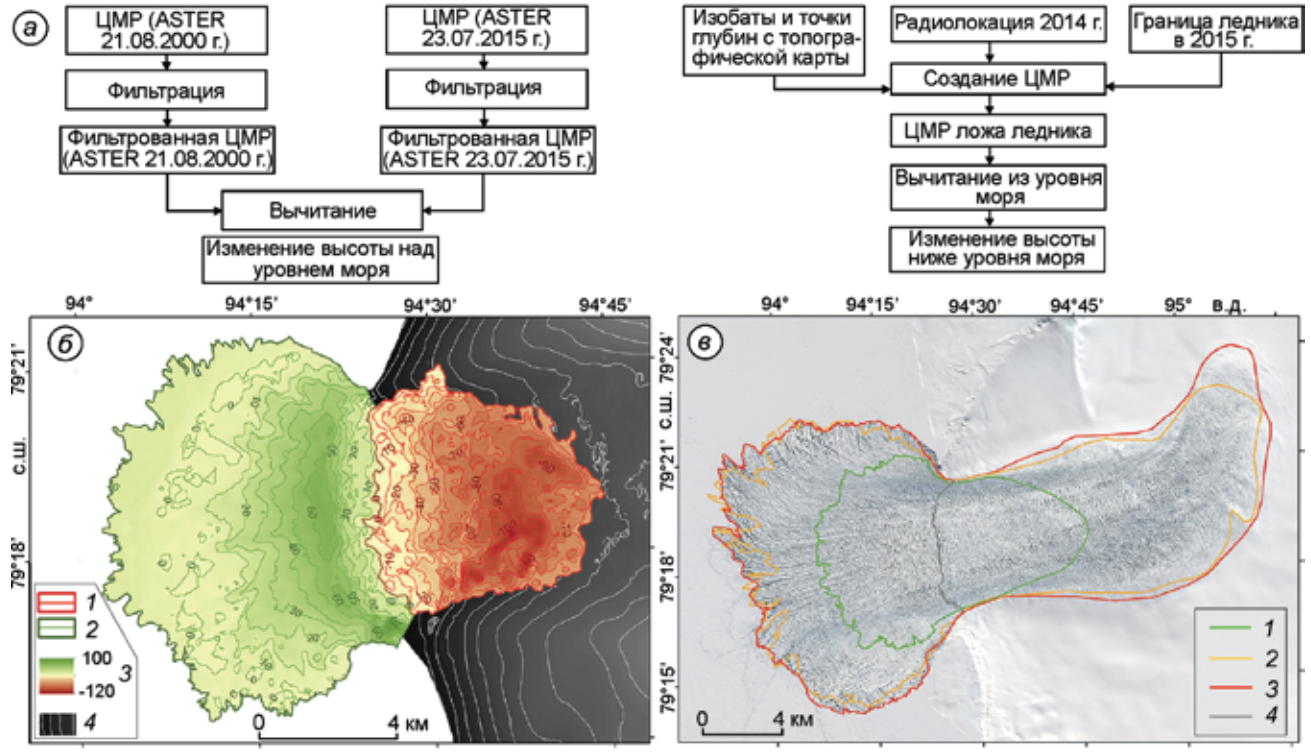

Рис. 4. Изменения поверхности ледника.
а – схема расчёта изменения высоты поверхности на леднике; *б* – изменения высоты поверхности с 2000 по 2015 г.: *1* – границы и изолинии понижения поверхности; *2* – границы и изолинии повышения поверхности; *3* – изменения высоты поверхности ледника, м; *4* – изолинии; *в* – эволюция распространения трещин на леднике: *1* – 06.04.2015; *2* – 11.04.2016; *3* – 16.04.2017; *4* – граница ледника в 1963 г.

Fig. 4. Elevation changes of the glacier surface
а – scheme of calculation of surface elevation changes; *б* – elevation changes from 2000 to 2015: *1* – border and isolines of glacier surface degradation; *2* – border and isolines of glacier surface rise; *3* – elevation changes, m; *4* – contours; *в* – evolution of crevasses on the glacier: *1* – 06.04.2015; *2* – 11.04.2016; *3* – 16.04.2017; *4* – glacier border in 1963

1985 гг. показало, что за 33 года на северном и восточном участках периметра ледникового купола его край был стабилен или отступил в среднем на 150 м (максимум 450 м), а южная кромка ледника выдвинулась почти на всём своём протяжении на расстояние от 150 до 450 м. На западном краю ледника, т.е. в области будущей пульсации, отмечен ещё один участок протяжённостью по фронту 9 км, где также наблюдалось значительное продвижение – от 170 до 400 м. Отметим, что, по нашим данным, максимальное продвижение здесь за период 1963–1985 гг. составляло 427 м. Из этого следует, что в 1952–1963 гг. продвижение было не более 30 м, т.е. скорости наступания фронта в этот период не превышали 3 м/год.

Более поздние оценки, представленные на карте изменения ледников на Северной Земле в 1980–2000-х годах [12], показывают, что скорость движения края западного бассейна осенью 1995 г. составляла 15 см/день (55 м/год), а протяжённый участок поверхности в области бассейна с 1980-х годов по 2008 г. понизился на 10 м, причём этот участок понижения по форме совпал с формой подледниковой долины. Несколько меньшие скорости движения льда в краевой части бассейна – 15–20 м/год – были определены методом InSAR по паре изображений ERS от 15 и 16 мая 1996 г. [10]. В любом случае эти скорости заметно выше скоростей 1–2,5 м/год, полученных при модельных расчётах движения ледникового купола Вавилова [5, 10], учитывающих баланс массы, заданный по наземным измерениям.

Важно, что наступание 1952–1985 гг. южной и западной кромок сопровождалось изменениями в положении верхней границы моренного пояса, обрамляющего ледник по периметру. Моренный пояс продвинулся на расстояния, пре-

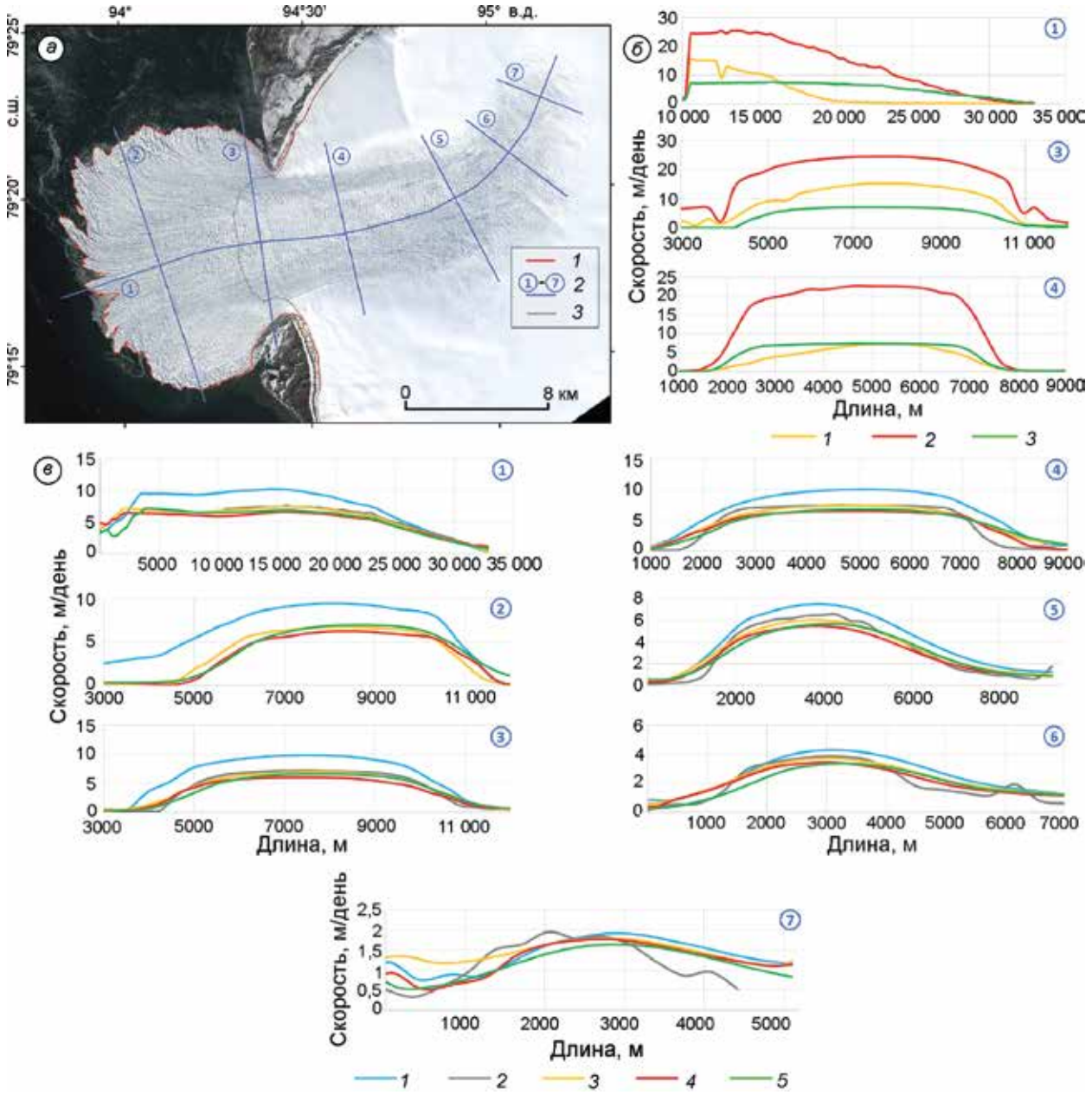

Рис. 5. Скорости движения поверхности ледника.
а – 1 – граница ледника 12 сентября 2017 г.; *2* – расположение профилей, для которых строились графики скоростей движения льда; *3* – граница ледника по каталогу RGI; *б* – скорости движения льда, по данным GoLIVE в апреле 2015 (*1*), 2016 (*2*) и 2017 гг. (*3*); *в* – скорости движения поверхности льда, полученные по радарным снимкам Sentinel-1 в декабре 2016 (*1*), апреле 2017 (*3*), июне 2017 (*4*) и сентябре 2017 гг. (*5*) и посчитанные в программе GoLIVE для апреля 2017 г. (*2*). Цифры в кружках соответствуют профилям на рис. 5, *а*

Fig. 5. Ice surface velocities.
а – 1 – position of glacier front line in 12.09.2017; *2* – position of lines which were used for graphs constructions; *3* – glacier border in the RGI [6]; *б* – glacier velocities taken from GoLIVE program in April 2015 (*1*), April 2016 (*2*) and April 2017 (*3*); *в* – glacier surface velocities calculated using radar data from Sentinel-1 obtained in December 2016 (*1*), April 2017 (*3*), June 2017 (*4*) and September 2017 (*5*) and taken from GoLIVE program for April 2017 (*2*). Numbers indicate corresponding line on the Fig. 5, *а*

вышающие наступание самой кромки ледника. Ширина его сократилась на 100–250 м в результате частичного перекрытия этого пояса более подвижным льдом [5]. Слои мореносодержащего льда в этом поясе падают внутрь ледника под крутыми углами. Наличие в мореносодержащем льду

блоков обломочного материала с ненарушенной слоистостью и хорошей сохранностью раковин показывает, что они образовались в результате отчленения подстилающих ледник пород, находящихся в мёрзлом состоянии, и были перенесены на небольшое расстояние. По мнению [5], загиб слоёв льда и соответствующий наклон блоков рыхлых отложений, отторгнутых от ложа, связаны с подпором клина льда, приморожденного к ложу по периметру ледникового купола. Такой клин был также идентифицирован нами на радарограммах краевой части ледникового купола при воздушной радиолокации 2014 г. (рис. 6, *в*).

По результатам наших наблюдений, мореносодержащий пояс, обрамляющий край западного бассейна, не был перекрыт или разрушен наступающим льдом при подвижке 1963–2017 гг., а выпирался им вперёд по всему фронту выдвигающейся лопасти. Есть факты, свидетельствующие, что при сдвиге этого пояса мореносодержащего льда его нижние глубинные части остались на прежнем месте. Во-первых, практически на всех космических снимках ледниковой лопасти в рельефе её поверхности «просвечивает» структура, совпадающая с положением края ледника 1952 г. (см. рис. 6, *а*). Во-вторых, на профилях радиолокационного зондирования в этих же местах отмечается валообразное повышение рельефа ложа (см. рис. 6, *б*). На этом основании можно предположить, что клин мореносодержащего льда был срезан надвигающейся массой по внутренним сколам, а его корни остались в виде указанной подледниковой структуры.

По мнению В.Н. Голубева [11], динамика кромки купола Вавилова в 1952–1985 гг. определялась суперпозицией синхронного воздействия современного потепления и эпихронного воздействия климатических событий, которые проявляются в динамике фронта ледника через интервал времени, близкий к периоду обмена массы. На северной кромке ледника, отстоящей от ледораздела в среднем на 14 км, к такому эпихронному событию относится потепление, имевшее место около 2000 лет назад, а на южной кромке, отстоящей от ледораздела в среднем на 18 км, – похолодание, которое было около 1 тыс. 200 лет назад. С этим же похолоданием он связывает формирование пояса мореносодержащего льда, когда из-за увеличения толщины ледника действующие на его подошве усилия превышали прочность подстилающих мёрзлых грунтов на сдвиг (около 1 МПа).

Предположение, что изменения кромки купола Вавилова представляют собой результат наложения климатических сигналов разной продолжительности, трансформируемых в динамике и температурном режиме ледника и подстилающих его пород, вполне может рассматриваться как рабочая гипотеза, которая требует дальнейших *углублённых* исследований. Что касается современных условий, то нельзя не учитывать, что описываемые события происходят на фоне роста температур воздуха, наблюдаемого в последние десятилетия в Арктике, где они растут в два раза быстрее, чем в среднем по миру [13]. Особенно заметен рост числа положительных температурных аномалий в полярных широтах с начала XX в. (http://nsidc.org/soac/temperature.html#merra-temperature). Степень потепления зависит от региона и времени года. В районе Северной Земли заметное увеличение температур воздуха на уровне 2 м приходится на летне-осенний период (рис. 7, *а*, *б*). Повышение температур сопровождается сокращением площади морских льдов в восточной части Карского моря (см. рис. 7, *в*), что, в свою очередь, способствует дополнительному прогреву свободной ото льда морской поверхности и увеличению продолжительности относительно более тёплого периода. Такое потепление климата должно увеличивать количество воды в жидкой фазе на поверхности и, вероятно, в теле ледника. На снимке ASTER, полученном 21 августа 2000 г. (рис. 8), видно, что граница сезонного снежного покрова поднялась почти до ледораздела. На открытой поверхности ледника, ниже границы зоны ледяного питания, хорошо видны годовые слои, а область выше неё представляет собой снежное болото, покрытое сетью временных водотоков и заполненных водой участков поверхности.

Вероятно, длиннопериодный климатический сигнал, вызвавший в 1952–1985 гг. общее продвижение южной и западной кромок купола, способствовал образованию в западном бассейне достаточного количества трещин растяжения, которые стали перехватывать поверхностный сток талых вод. В результате начало развиваться криогидрологическое отепление толщи льда, т.е. повышение его температур из-за повторного замерзания талых вод, проникающих в тело ледника по тре-

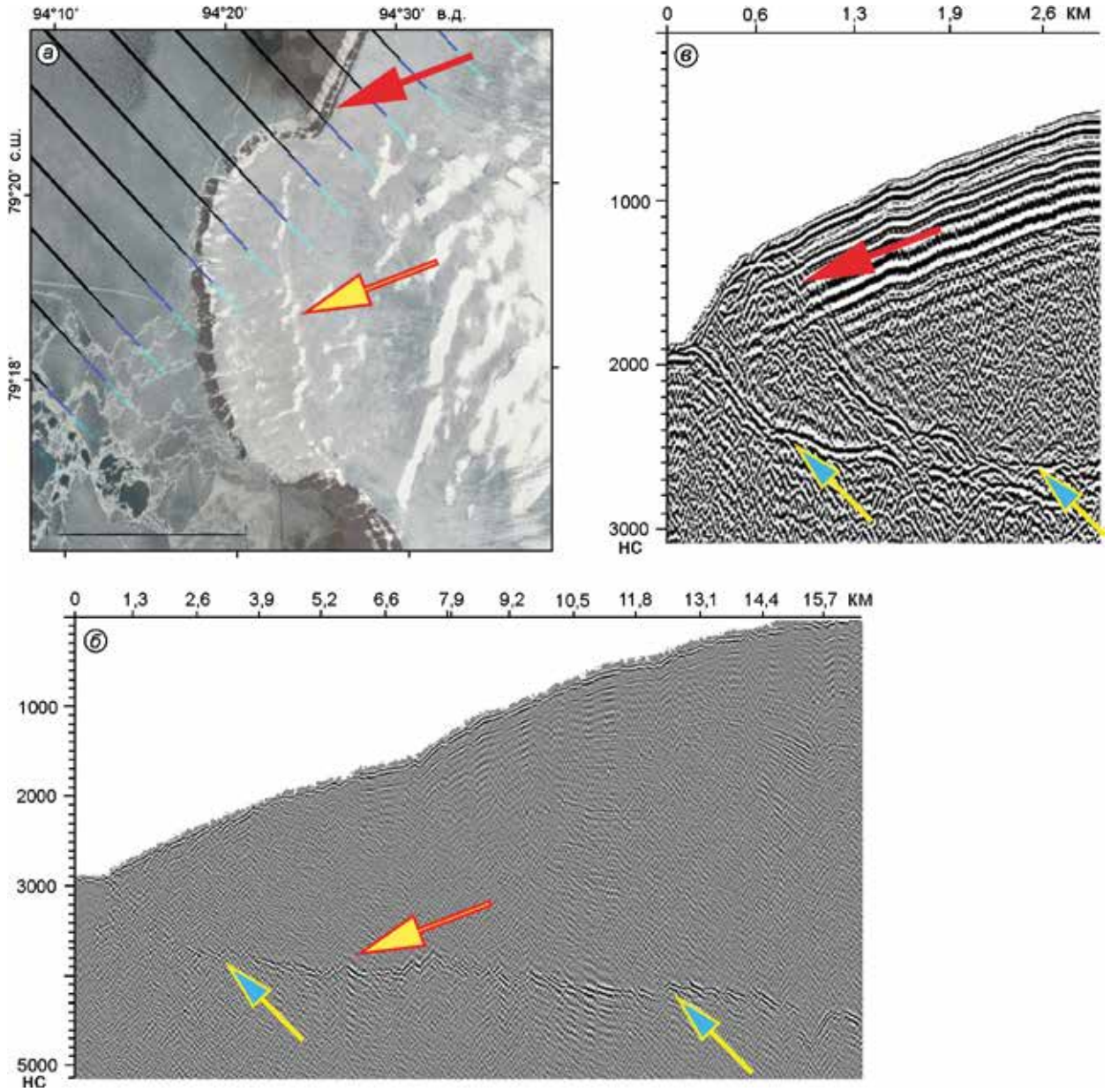

Рис. 6. Подледниковая структура (указана жёлтой стрелкой), соответствующая положению края ледника в 1952 г. Она обнаруживается на космических изображениях (*а*) (снимок Landsat 7 от 04 июля 2007 г.) и в рельефе подледникового ложа ледника Вавилова (*б*) (положение маршрута 035_014_3, снятого 15 сентября 2014 г. с запада на восток). Для сравнения приводится (*в*) положение маршрута 035_014_7 в краевой части купола с мореносодержащим поясом на участке, не испытавшем подвижки (красная стрелка). На рис. 6, *б, в* по горизонтальной оси отложено расстояние в километрах, по вертикальной оси – время двойного пробега радиоимпульса, нс. Отражения от ложа показаны голубыми стрелками

Fig. 6. Subglacial structure (indicated by a yellow arrow) corresponding to the position of the edge of the glacier in 1952. It is found on space images (*а*) of Landsat 7 from July 04, 2007, and in the relief of the subglacial bed (*б*) on the radar profile 035_014_3 of the Vavilov glacier, shot on September 15, 2014 (from west to east). For comparison the radar profile 035_014_7 is given (*в*). It shows the edge part of the dome with the moraine-containing belt on the area which did not experience movements (red arrow). In Fig. 6, *б*, *в* the horizontal axis is distance in kilometers, the vertical axis is the time of the double run of the radio impulse in nanoseconds. Reflections from the bed are shown with blue arrows

щинам. Не исключено, что часть вод могла проникать до ложа ледника. Из-за этого повышались скорости деформации и движения льда, росло количество трещин, возрастали перехват поверхностного стока и криогидрологическое отепление толщи льда. Накапливавшиеся за последние тёп-

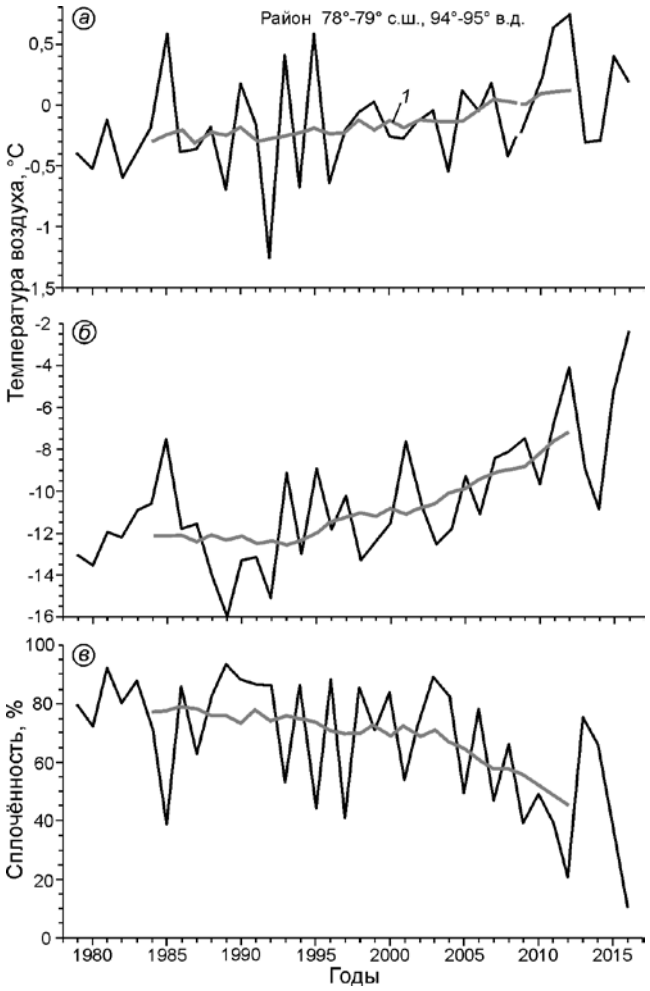

Рис. 7. Изменения средней температуры воздуха за июнь–август (*а*), сентябрь–ноябрь (*б*) и концентрации морских льдов (*в*) в период 1979–2016 гг. в районе исследований по данным [14].
1 – скользящее среднее по пятилетиям
Fig. 7. Changes of air temperatures JJA (*а*), SON (*б*) and sea ice concentration (*в*) in the period 1979–2016 in the study area according to [14].
1 – 5-year moving average.

лые десятилетия изменения гидротермической структуры западного бассейна могли оказаться достаточными для перехода к неустойчивому состоянию, которое завершилось подвижкой. Значительная протяжённость этого процесса во времени обусловлена инерционностью системы, связанной с её грандиозным масштабом.

О значительном влиянии воды на динамику арктических ледников можно судить по развитию крупной подвижки бассейна № 3 Восточного ледяного поля на Шпицбергене, начало бурного развития которой в аномально тёплом 2012 г. совпадает по времени с активизацией подвижки ледника Вавилова и продолжается до сих пор. Ступенчатое изменение скорости зафиксировано непрерывной GPS-съёмкой с весны 2008 г. и показывает ежегодную приуроченность пиков увеличения скорости к периоду таяния, когда количество воды на леднике максимально [15, 16]. В 2014 г. максимальные скорости течения на нём достигли уже 3800 м/год. С 2010 г. край бассейна № 3 увеличился на 50 км^2, а в 2014 г. активизировался соседний бассейн № 2.

Кроме перечисленных здесь причин и механизмов, дополнительным фактором активизации западного бассейна купола Вавилова в 2012 г. стало постепенное выдвижение лопасти в акваторию с надвиганием на рыхлые донные отложения – гораздо менее прочные на сдвиг, чем многолетнемёрзлые породы у наземного края ледника. С этого времени лопасть стала особенно быстро продвигаться и распластываться вширь, в результате чего её край стал сильно раздроблён, мореносодержащий пояс разрушился и началась активная фронтальная абляция с образованием айсбергов.

Заключение

Анализ 28 космических изображений 1963–2017 гг. позволил установить, что крупная подвижка западного сектора ледникового купола Вавилова на Северной Земле развивалась в течение всего этого периода. Но в первое десятилетие (с 1963 по 1973 г.) наступание было очень медленным – от 2–5 до 12 м/год. С 1980-х годов продвижение стало несколько ускоряться – от первых десятков метров в год до первой сотни метров в год в 2000-х годах. Перелом наступил в 2012 г., когда фронт стал выдвигаться со скоростями около 0,5 км/год. Объём выдвинувшейся лопасти в 2014 г. составил не менее 4 км^3. Максимальные темпы продвижения лопасти 9,2 км/год отмечены в 2016 г. Всего за период с 1963 по 2017 г. край ледника выдвинулся на 11,7 км, а его площадь увеличилась на 134,1 км^2. Активное выдвижение лопасти в 2014–2017 гг. шло одновременно с распространением вверх по леднику обширной зоны трещин растяжения, площадь которой в 2017 г. (134,9 км^2) достигла и превысила площадь самой лопасти, также целиком разбитой трещинами.

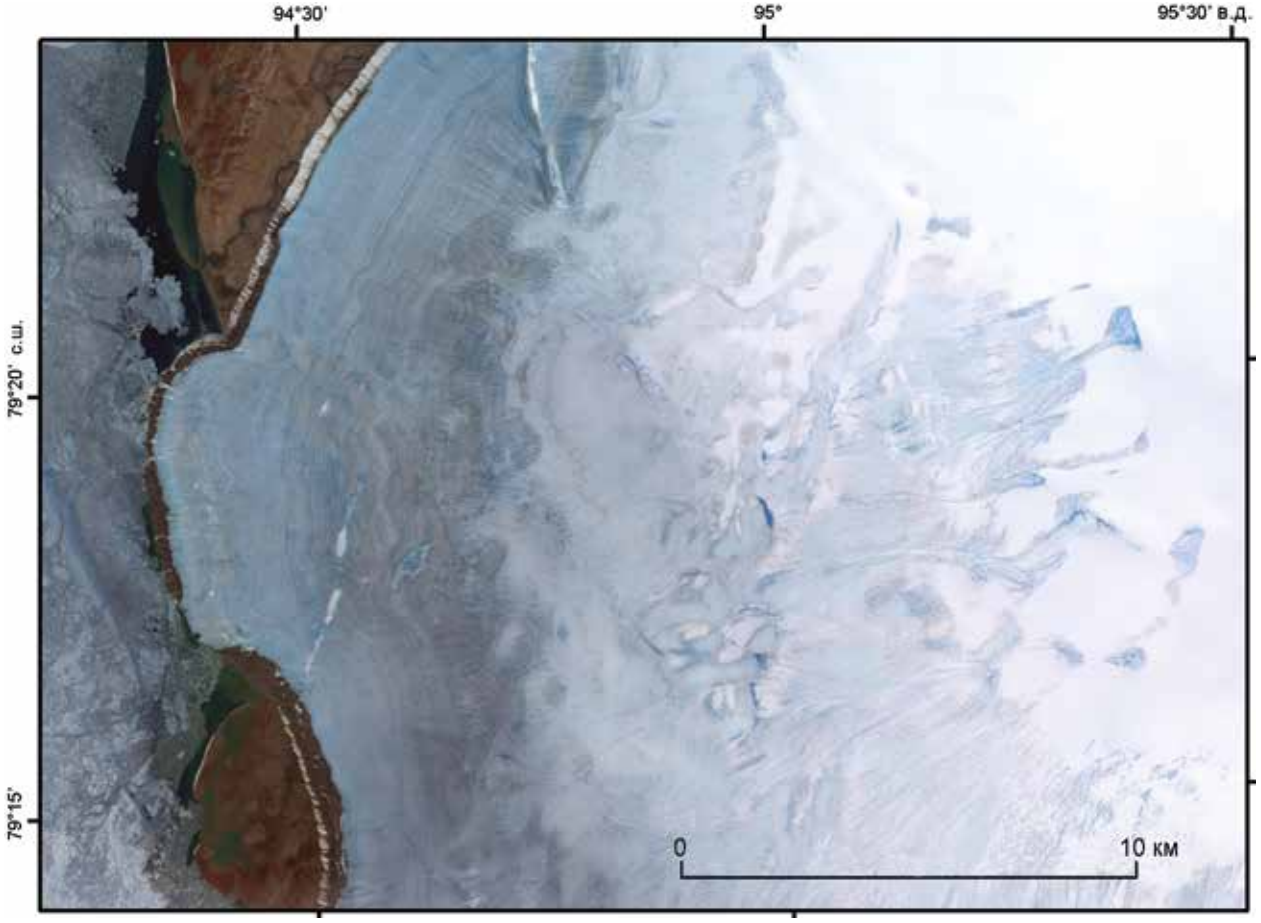

Рис. 8. Состояние поверхности ледника Вавилова в конце периода абляции на снимке ASTER (21 августа 2000 г.)
Fig. 8. Condition of the Vavilov Ice Cap surface at the end of the ablation period on the ASTER image (August 21, 2000)

Анализ поверхностной скорости движения ледника по данным космических изображений Landsat 8 и Sentinel-1 показал, что в период с 2015 по 2017 г. она сначала росла и достигла максимума 25,4 м/день в 2016 г., а в 2017 г. уменьшилась до 7,4 м/день. С 2015 по 2017 г. максимум скорости продвинулся в верхнюю часть ледника вслед за развитием зоны трещин.

На основе всех имеющихся сведений сделано предположение, что общая активизация южной и западной кромок купола Вавилова может быть связана с его реакцией на климатический сигнал, отдалённый на несколько столетий. Такая активизация в западном бассейне привела к формированию трещин растяжения в количестве, достаточном для эффективного перехвата поверхностных талых вод, образование которых усилилось в связи с наблюдаемым современным климатическим потеплением в этом районе. Результатом стало криогидрологическое отепление толщи льда, приведшее к повышению деформации льда, дальнейшему усилению движения и росту числа трещин. Вероятно, такие взаимоусиливающиеся изменения в западном бассейне оказались достаточны, чтобы краевой клин мореносодержащего льда, приморожденный к ложу, был срезан надвигающейся массой по внутренним сколам и ледник перешёл к неустойчивому состоянию, которое завершилось катастрофической подвижкой. Этому также способствовали аномально тёплые условия лета 2012 г., и само надвигание лопасти на рыхлые донные морские отложения с малой прочностью на сдвиг.

Учитывая всё это, необходимо, во-первых, продолжить дистанционные, а по возможности и полевые наблюдения в западном бассейне купола Вавилова; во-вторых, обратить внимание на состояние других его краёв, в частности, у озера Изменчивое. Дальнейшим направлением может стать более подробное исследование развития зоны трещин на леднике совместно с анализом интенсив-

ности поверхностного таяния. Эта крупнейшая ледниковая подвижка из когда-либо наблюдавшихся в Российской Арктике может быть сигналом глубоких и продолжительных изменений внутреннего строения арктических ледников, что обусловлено общими природными изменениями.

Благодарности. Работа выполнялась при поддержке РФФИ, гранты 16-35-00333 и 17-55-80107, госзадания № 01201352474 «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам». А.Ф. Глазовский проводил обработку радиолокационных измерений 2014 г. в рамках проекта РНФ № 14-37-00038 «Изменения окружающей среды в Арктике и их влияние на население и народное хозяйство».

ЦМР ArcticDEM предоставлена Полярным геопространственным центром в рамках заказов NSF OPP 1043681, 1559691 и 1542736. Данные Landast, предоставленные Геологической службой США, были загружены с EarthExplorer, а данные с космического аппарата Sentinel-1 были предоставлены Европейским космическим агентством. Программное обеспечение для обработки этих данных разработано для Европейского космического агентства компанией Array в партнерстве с DLR, Brockmann Consult и OceanDataLab. Данные по спутника ASTER получены в рамках проекта Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS), инициированного геологической службой США и НАСА. Материалы о температуре июня–июля–октября, сентября–октября–ноября и концентрации морских льдов в сентябре–октябре–ноябре получены с использованием Climate Reanalyzer (http://cci-reanalyzer.org), Институт изменения климата, Университет Мэна, США.

Acknowledgments. This study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, grants № 16-35-00333 and 17-55-80107, and the Government Contract № 01201352474 «Estimates of the current state and changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with highlighting of the data on reference glaciers». A. Glazovsky conducted the processing of radar measurements of 2014 within the framework of the project RSF № 14-37-00038 «Environmental changes in the Arctic and their impacts on the human wellbeing and infrastructure».

ArcticDEM was provided by the Polar Geospatial Center under NSF OPP awards 1043681, 1559691 and 1542736. Landsat images courtesy of the U.S. Geological Survey, were downloaded from EarthExplorer. Sentinel-1 data was produced from ESA remote sensing data. The Sentinel-1 Toolbox was developed for ESA by Array in partnership with DLR, Brockmann Consult and OceanDataLab. ASTER data was obtained from Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) project which was initiated by the U.S. Geological Survey and NASA. Temperatures JJA, SON at 2 m and sea ice concentration were obtained using Climate Reanalyzer (http://cci-reanalyzer.org), Climate Change Institute, University of Maine, USA.

Литература

1. *Box J.E., Sharp M.* Changes to Arctic land ice // Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Oslo, Norway, 2017. P. 137–168.
2. *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 (9). 947 p. doi:10.3390/rs9090947.
3. *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.
4. Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 1. М.-Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 81 с.

References

1. *Box J.E., Sharp M.* Changes to Arctic land ice. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 2017: 137–168.
2. *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 (9): 947 p. doi: 10.3390/rs9090947.
3. *Glazovsky A., Bushueva I., Nosenko G.* «Slow» surge of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya. Proceedings of the IASC Workshop on the Dynamics and Mass Balance of Arctic Glaciers, Obergurgl, Austria. 23–25 March 2015.
4. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 81 p. [In Russian].

5. *Большиянов Д.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1995. 216 с.
6. Электронный ресурс: RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0 // Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. P. 71. doi: https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
7. Электронный ресурс: *Scambos T., Fahnestock M., Moon T., Gardner A., Klinger M.* Global Land Ice Velocity Extraction from Landsat 8 (GoLIVE), Version 1 // [79.2–79.4°N, 93.7–95.5°E]. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 2016. doi: http://dx.doi.org/10.7265/N5ZP442B. Accessed on June 14, 2017.
8. *Fahnestock M., Scambos T., Moon T., Gardner A., Haran T., Klinger M.* Rapid large-area mapping of ice flow using Landsat 8 // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 185. P. 84–94. http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.023.
9. Электронный ресурс: Copernicus Open Access Hub. https://scihub.copernicus.eu/dhus/
10. *Bassford R.P.* Geophysical and numerical modelling investigations of the ice caps on Severnaya Zemlya // A dissertation submitted to the University of Bristol in accordance with the requirements of the degree of PhD in the Faculty of Science Bristol Glaciology Centre, School of Geographical Sciences, January 2002. 220 p.
11. *Голубев В.Н.* Современные колебания ледникового купола Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1988. Вып. 85. С. 196–204.
12. *Tyukavina A.I., Sharov A.I.* Severnaya Zemlya: Glacier changes in 1980–2000s. Map 1:100 000 scale. Inv. № 817106_02 // Joanneum Research. 2009.
13. *Serreze M.C., Barry R.G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Global and Planetary Change. 2011. V. 77 (1–2). P. 85–96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
14. Электронный ресурс: Climate Reanalyzer http://cci-reanalyzer.org/Reanalysis_monthly/tseries.php.
15. *Dunse T., Schellenberger T., Hagen J.O., Kääb A., Schuler T.V., Reijmer C.H.* Glacier-surge mechanisms promoted by a hydro-thermodynamic feedback to summer melt // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 197–215. https://doi.org/10.5194/tc-9-197-2015.
16. *Schellenberger T., Dunse T., Kääb A., Schuler T.V., Hagen J.O., Reijmer C.H.* Multi-year surface velocities and sea-level rise contribution of the Basin-3 and Basin-2 surges, Austfonna, Svalbard // The Cryosphere Discussion. 2017. https://doi.org/10.5194/tc-2017-5, in review.

5. *Bol'shiyanov D.Yu., Makeyev V.M. Arkhipelag Severnaya Zemlya. Oledeneniye, istoriya razvitiya prirodnoy sredy.* The Northern Earth Archipelago. Glaciation, the history of development of the natural environment. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1995: 216 p. [In Russian].
6. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017: P. 71. doi: https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
7. *Scambos T., Fahnestock M., Moon T., Gardner A., Klinger M.* Global Land Ice Velocity Extraction from Landsat 8 (GoLIVE), Version 1. [79,2–79,4° N, 93,7–95,5° E]. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 2016. doi: http://dx.doi.org/10.7265/N5ZP442B. Accessed on June 14, 2017.
8. *Fahnestock M., Scambos T., Moon T., Gardner A., Haran T., Klinger M.* Rapid large-area mapping of ice flow using Landsat 8. Remote Sensing of Environment. 2015, 185: 84–94. http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.023.
9. Copernicus Open Access Hub https://scihub.copernicus.eu/dhus/.
10. *Bassford R.P.* Geophysical and numerical modelling investigations of the ice caps on Severnaya Zemlya. A dissertation submitted to the University of Bristol in accordance with the requirements of the degree of PhD in the Faculty of Science Bristol Glaciology Centre, School of Geographical Sciences. January 2002: 220 p.
11. *Golubev V.N.* Modern fluctuations of the Vavilov Ice Cap on the Severnaya Zemlya. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 85: 196–204. [In Russian].
12. *Tyukavina A.I., Sharov A.I.* Severnaya Zemlya: Glacier changes in 1980–2000s. Map 1:100 000 scale. Inv. № 817106_02. Joanneum Research. 2009.
13. *Serreze M.C., Barry R.G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. Global and Planetary Change. 2011, 77 (1–2): 85–96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
14. Climate Reanalyzer http://cci-reanalyzer.org/Reanalysis_monthly/tseries.php.
15. *Dunse T., Schellenberger T., Hagen J.O., Kääb A., Schuler T.V., Reijmer C.H.*: Glacier-surge mechanisms promoted by a hydro-thermodynamic feedback to summer melt. The Cryosphere. 2015. 9: 197–215. https://doi.org/10.5194/tc-9-197-2015.
16. *Schellenberger T., Dunse T., Kääb A., Schuler T.V., Hagen J.O., Reijmer C.H.* Multi-year surface velocities and sea-level rise contribution of the Basin-3 and Basin-2 surges, Austfonna, Svalbard. The Cryosphere Discussion, 2017. https://doi.org/10.5194/tc-2017-5, in review.

УДК 551.324 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-307-321

О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г.

© 2018 г. А.А. Резепкин, В.В. Поповнин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
rezepkin@gmail.com

Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025

A.A. Rezepkin, V.V. Popovnin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
rezepkin@gmail.com

Received November 15, 2017 *Accepted March 26, 2018*

Keywords: ***ablation, Central Caucasus, debris cover, deglaciation, forecast, glacier, heat balance, mass balance, rockfall.***

Summary

Current glaciation of the Central Caucasus is in the regressive stage of evolution. Observed long rising of the air temperature in the ablation seasons (almost 1 °C since 1968 on the Djankuat Glacier) together with insignificant growth of winter precipitation caused a long period of the glacier degradation: since 1871 the mass balance of the glacier, with rare exceptions, remained negative. During this time, the glacier has lost about 60 m w.e. mainly by areas of the smallest ice thickness, i.e. the steep slopes of the rocky framing of the firn basin which become exposing from ice due to conditions of extreme instability. In parallel with the processes of freezing and thawing in cracks, this leads to a significant increase in the frequency of rockfalls. In 2001–2003, huge rockfalls occurred on the glacier from the slopes, which had recently undergone deglaciation. The last one covered 4% of the glacier surface with about 70 000 m^3 of clastic products. The marine cover differs significantly from the open ice surface in its thermal characteristics, which affect the structure of the thermal balance and the absolute values of ablation. The temperature inside the moraine is positive throughout the ablation season, even at a depth of 60 cm, but the absolute values of daily maximum melting are five times lower than those on open ice. The influence of the moraine material layer on the ablation is determined not only by its thickness, but also by the structure. The field experiment conducted in 2011 demonstrated that melting under a layer of coarse-grained material (particle diameter 16–17 cm) is four times faster than under a layer of fine-grained (7–8 cm) material equal in thickness. The study of the influence of the surface moraine and the account of its further growth in thickness and area made it possible to predict changes in the surface of the glacier by 2025. The climatic forecast was made using the HadCM3 model (A2 climate change scenario). Data on air temperature and precipitation were used to construct a predictive field of the mass balance of the Djankuat Glacier for each year until 2025. This became possible by the use of a quantitative parameterized relationship between the mass balance of the entire glacier and each of its points, identified in the study of the total mass transfer of the glacier, as well as parameterized linear regression equations. The forecast of hypsometry of the Djankuat Glacier made it possible to determine that by 2025 the depression of the tongue areas covered by the moraine will be 7–15 m (or 42–45%) smaller than areas of the open ice. This means that at the present stage of the glaciation development the surface moraine plays a role in the evolution of the glacier, commensurable with the climate factor.

Citation: Rezepkin A.A., Popovnin V.V. Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 307–321. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-307-321.

Поступила 15 ноября 2017 г. *Принята к печати 26 февраля 2018 г.*

Ключевые слова: ***абляция, баланс массы, дегляциация, камнепад, ледник, поверхностная морена, прогноз, тепловой баланс, Центральный Кавказ.***

Преобладание отрицательных значений баланса массы ледника Джанкуат за минувшие полтора столетия привело к значительному накоплению моренного материала на его поверхности. Поверхностная морена искажает структуру теплового баланса и влияет на изменение баланса массы ледника. В настоящее время поверхностная морена перекрывает 13% площади ледника и на 93% этой площади оказывает бронирующее воздействие. На основании климатической модели HadCM3 установлено, что к 2025 г. забронированные мореной участки языка будут понижаться на 7–15 м (или на 42–45%) медленнее, чем участки открытого льда. Ныне поверхностная морена играет в эволюции ледника роль, соизмеримую с климатическим фактором.

В условиях уже давно продолжающейся дегляциации Центрального Кавказа, сопровождающейся высвобождением из-подо льда неустойчивого скального обрамления, возрастает поступление на поверхность ледника обломочного материала. Поверхностная морена отличается от чистой ледяной поверхности своими теплофизическими характеристиками, формирует участки с особой структурой теплового баланса и особым ходом таяния погребённого льда. Учитывая постоянный рост толщины и площади моренного чехла на языках горных ледников, можно утверждать, что поверхностная морена постепенно перестаёт быть пассивным участником внешнего массообмена ледниковой системы. Чехол морены начинает влиять на эволюцию ледника, и это влияние со временем усиливается: дальнейшее разрастание морены ослабляет, а не усугубляет деградацию ледника.

Постановка проблемы

Отступание ледников влияет на стабильность скального обрамления двумя путями. Во-первых, при дегляциации обнажаются скальные склоны долины, переработанные ледником таким образом, что угол их наклона оказывается гораздо более крутым, чем до оледенения. Подобная переработка склонов ведёт к увеличению скалывающих напряжений внутри склона [1, 2]. Под действием силы тяжести каменный материал обрушивается к подножию склонов. Во-вторых, под массой льда в подстилающем скальном основании появляются деформации сжатия, которые при дегляциации начинают компенсироваться релаксационными деформациями [3]. Для завершения этого процесса может потребоваться долгий период времени – до нескольких тысяч лет [4].

Снятие напряжения со скальных пород выражается в образовании сети трещин, что сопровождается потерей сцепления по граням трещин и соответственно уменьшением устойчивости склона. Это может привести либо к немедленному, либо к отложенному перераспределению каменного материала, выражающемуся в камнепадах. Во втором случае срок между освобождением скал ото льда и моментом срыва камней будет определяться временем гашения остаточных напряжений в скальной массе [5]. Кроме того, в рассматриваемой сети трещин дополнительными агентами дестабилизации могут выступать и циклический процесс замерзания–оттаивания, который в летний период может происходить ежесуточно, и химическое выветривание (в большей степени это касается карбонатных пород). Наконец, в сейсмически активных регионах, к которым относятся многие горные области, включая Приэльбрусье, обрушение ослабленных описанными процессами скальных массивов может спровоцировать даже небольшие толчки.

Время реакции склона на дегляциацию оценивали Д. Круден и С. Ху [6], которые предположили, что распределение камнепадов во времени может быть описано моделью усталости. Согласно их расчётам, общая вероятность обвала экспоненциально уменьшается с течением времени t, прошедшим после дегляциации, параллельно с процессом снижения числа потенциальных мест образования обвала. Модель выражается следующим уравнением:

$$S_t = S_a e^{-\lambda t},$$

где S_t и S_a – количество литогенного материала на моменты времени t и $t = 0$ соответственно; λ – темп расхода доступного каменного материала внутри одного года, выражаемый как вероятность камнепада внутри заданного интервала времени.

Данная модель представляет собой полезный инструмент обоснования уменьшающейся частоты камнепадов с течением времени, прошедшем со времени дегляциации, но её трудно проверить на практике и откалибровать. Идеальный метод калибровки – датирование отложений камнепадов в каком-либо детально изученном регионе. Но, к сожалению, данных такого рода сегодня нет. Попытка определения временного распределения камнепадов в постгляциальный период была предпринята У. Уолли с коллегами в Исландии [7], но она основывалась на субъективной классификации возраста каменных обвалов и не может быть использована в качестве достоверной проверки рассматриваемой модели. Тем не менее ряд исследователей в своих полевых изысканиях подтверждает достоверность данной модели. Многие авторы отмечают существование конусов выноса каменного материала у подножия склонов, обнажившихся из-под ледниковой оболоч-

ки в позднем плейстоцене–голоцене, делая акцент на том, что темпы накопления обломочного материала в рассматриваемых конусах выноса в настоящее время несоизмеримо ниже, чем непосредственно после отступания ледника [8–11].

На основе лихенометрических измерений, проведённых для определения темпов аккумуляции обломочного материала у подножия склонов в Канадских Скалистых горах, Б. Лукман и К. Фиске [12, 13] установили, что прирост каменной массы за последние годы составил приблизительно 0,03 м. Порядок этой величины слишком невелик, чтобы образовать весь тот объём каменного материала, который был на их исследовательском полигоне, поэтому С. Хинчлифф и К. Бэллантайн [14] предположили, что основная фаза накопления обломочного материала пришлась на период парагляциальной модификации склона. На основе исследований на о. Скай (Шотландия) они также пришли к выводу, что основная часть обломочного материала на конусах выноса накопилась непосредственно после отступания ледника.

Ещё в начале прошлого столетия было замечено, что основную часть срединных морен и моренных плащей кавказских ледников составляют обломки, поступающие со скальных участков в обрамлении ледника, что использовалось для изучения геологического строения этих труднодоступных областей [15]. Последующие исследования в горных системах на ледниках, существующих в широком спектре климатических условий (например, на Северном Кавказе [16, 17], Тянь-Шане [18], Шпицбергене [19–21]), подтвердили теорию о том, что основную роль в разрастании поверхностных морен играют обвально-осыпные процессы со скального обрамления ледника, а не вытаивание донных морен, взброшенных на поверхность по плоскостям скалывания.

В связи с этим следует отметить череду обвалов, произошедших в области питания ледника Джанкуат в 2001–2003 гг. с северных склонов отрезка Главного Кавказского хребта между пер. Джантуган и горой Гумачи, которые сравнительно недавно вытаяли из-под тонкой ледяной оболочки и сейчас подвергаются наиболее интенсивной перигляциальной переработке. Летом 2001 г. фрагменты развалившегося скального зуба на гребне, служившего ещё со времен Международного геофизического десятилетия контрольным пунктом местной геодезической сети под названием «Голова лошади», достигли нижнего цирка, преодолев расстояние более 850 м при перепаде высот около 500 м. Диаметр самого большого обломка, достигшего основания нижнего цирка, превышал 8 м. На следующий год обвалилась другая часть «Головы лошади». Дальность выброса была приблизительно такой, как и год назад. В итоге рядом с отложениями 2001 г. появился новый узкий коллювиальный конус выноса, а слившиеся массы камней у подножия субвертикальной стены скал Аристова образовали сплошной каменный шлейф.

Все эти процессы померкли перед обвалами 2003 г. с пика Деберля. Ещё во время весенней снегосъёмки были замечены россыпи камней в фирновом бассейне, показывающие, что активная камнепадная деятельность началась здесь в разгар зимы. В июне произошло три небывало мощных обвала, последний из которых, особенно крупный, происшедший в ночь на 1 июля, был слышен в долине Адыл-су за несколько километров от эпицентра событий. Пик Деберля – довольно крупная гора в цепи Главного Кавказского хребта – оказался почти полностью разрушенным, а искажения привычного очертания линии горизонта стали издалека видны невооружённым глазом. Грубообломочные отложения обвалов покрыли обширные площади в области питания ледника в диапазоне высот 3200–3600 м, а достигшие самых низких поясов потоки коллювия преодолели фирновую линию. Под завалами камней оказалось примерно 4% площади ледника Джанкуат. Ориентировочно масса поступившего литогенного материала составила 70 тыс. м^3. Такая толща литогенной брони существенно сократила приход энергии к поверхности области питания, и в настоящее время это сказывается в ускорении нарастания слоя морены на языке [22].

Основываясь на реконструкции баланса массы ледника Джанкуат с 1871 г., построенной М.Б. Дюргеровым и В.В. Поповниным [23], можно утверждать, что ледник на протяжении минувших почти полутора столетий интенсивно деградировал: судя по кумуляте баланса массы, за этот срок он потерял около 60 м в.э., т.е. в ближайшее время следует ожидать, как минимум, сохранения темпов поступления каменно-

го материала на ледник, а при интенсификации текущих климатических изменений – и дальнейшего усиления интенсивности камнепадов. Инструментальные наблюдения за поверхностной мореной, проводившиеся на леднике Джанкуат с 1983 г., показывают, что до 2010 г. объём поверхностной морены увеличился на 141% (с 70,3 до 169,5 тыс. м^3), причём наиболее интенсивный рост отмечен именно в последние 15 лет [24]. В то время как дегляциация, обусловленная климатическими изменениями, действительно приводит к усилению обвально-осыпной деятельности и накоплению более значительного по мощности слоя моренного материала на поверхности ледников, при увеличении толщины и площади моренного покрова на первое место выйдут его теплофизические свойства, влияющие на усиление или ослабление абляции забронированного моренным чехлом льда, вплоть до полной блокировки климатического сигнала. И хотя климатические изменения представляют собой первопричину эволюционных изменений горного ледника, уже в ближайшее время баланс массы, пространственное и гипсометрическое положение ледника Джанкуат будет определяться не только изменениями климата и внутренним массообменом, но не в последнюю очередь и эволюцией моренного чехла.

Методика исследований

Поверхностная морена – особая часть ледника. Поверхность, забронированная чехлом обломочного материала, отличается от чистой ледяной поверхности рядом свойств. Определяющими являются разница в структуре и величинах компонентов теплового баланса, а следовательно, в интенсивности таяния чистого и покрытого мореной льда. В итоге эта разница отражается и на балансе массы ледника в целом.

Суточный ход компонентов теплового баланса замореннной поверхности, установленный по результатам функционирования с 2008 г. автоматической метеостанции, находящейся на гребне срединной морены, в верхней части языка, на высоте 3000 м, имеет те же закономерности, что и ход теплобалансовых величин на не забронированной моренным чехлом поверхности. Вместе с тем имеются и различия. Абсолютные значения и, следовательно, суточная амплитуда потока явного тепла на замореннной поверхности более чем вдвое выше. Это объясняется различием теплоёмкостей льда и слагающего морену материала. Поток явного тепла также имеет обратную зависимость от удельной влажности поверхности. Кроме того, на него влияет и суточная амплитуда температуры, которая выше над поверхностью морены. Минимум теплопотока, отвечающий наибольшему прогреву моренной толщи к 18 часам, на морене запаздывает по отношению к чистому льду на 3–4 часа. Поток скрытого теплообмена на ледяной и моренной поверхностях примерно одинаков по абсолютным значениям, но различается по знаку: на поверхности морены происходит конденсация водяного пара (положительные абсолютные значения теплового потока), а на ледяной поверхности идёт испарение (отрицательные значения). Баланс длинноволновой радиации на моренной поверхности по абсолютным значениям больше. Максимальное влияние на абляцию оказывает радиационный баланс поверхности ледника, поэтому таким параметром, как скрытый теплообмен, ввиду его малых абсолютных значений можно пренебречь.

Тепловые и радиационные изменения на поверхности морены с некоторым запозданием отражаются на изменении подморенного таяния, где большое значение имеют толщина и теплопроводность морены. Для ледника Джанкуат установлено, что наибольшая интенсивность таяния погребённого льда достигается при толщине морены 2–3 см, составляя 130–140% интенсивности таяния чистого льда. Усиливающий таяние эффект сохраняется до достижения моренным материалом толщины 6–7 см. А.Н. Божинским и др. [25] установлено, что для условий Центрального Кавказа суточные колебания температуры затухают в слое морены толщиной 0,16 м, сезонные – в слое толщиной 1,64 м, а годовые – в слое 3,1 м. Если морена состоит из крупнообломочного материала, то данные цифры могут быть увеличены приблизительно на 20–25%. Практически, слой морены толщиной в несколько метров может полностью изолировать нижележащий лёд от тепловых воздействий.

С целью геотермического мониторинга в толще морены рядом с метеостанцией с 2008 г. функционирует ряд автоматических регистра-

торов температуры TinyTag, установленных на разных глубинах для отображения эпюры температур в морене. Выяснилось, что положительные и отрицательные пики температур на глубине 60 см запаздывают на 2–3 часа по отношению к пикам, зафиксированным датчиком на глубине 5 см. Весь период абляции температура в толще морены даже на глубине 60 см, в непосредственной близости от кровли подстилающего льда, была положительной, что даёт основание предполагать непрекращающуюся абляцию погребённого льда.

С 2008 г. абляция погребённого льда ежечасно измерялась ультразвуковым самописцем Sonic Ranger, размещённым над поверхностной мореной в непосредственной близости от комплекса метеостанции Campbell Scientific и самописцев TinyTag. Аблятографы фиксировали явный экранирующий эффект моренного покрова. Интенсивность абляции чистого льда на пике суточного хода (4–5 мм в.э./ч в 12–13 часов) в пять раз превышает темпы таяния погребённого льда на опорной площадке с толщиной морены 60 см. Отличия абсолютных значений таяния погребённого и чистого льда связаны с бронирующей ролью моренного покрова, подтверждённой также советскими и зарубежными исследователями [26–28 и др.]. При этом интенсивность таяния погребённого льда определяется не только теплофизическими, но и гранулометрическими свойствами моренного материала. Полевой эксперимент, проведённый авторами в 2011–2012 гг., позволил установить, что при толщине моренного материала 14 см абляция льда, погребённого под слоем крупнообломочного материала (размер частиц 16–17 см), идёт в четыре раза интенсивнее, чем под слоем мелкообломочного (размер частиц 7–8 см).

Многолетние прямые наблюдения дали возможность определить, в какой степени абляция погребённого под чехлом поверхностной морены льда количественно отличается от абляции чистого льда, а также от чего она зависит и каково её внутрисуточное распределение. Появилась возможность откорректировать поля баланса массы на замореннных участках ледника с учётом теплофизических свойств и современной толщины поверхностной морены. В 2010 г. на основании измерений в 189 точках [24] была составлена карта толщины поверхностной морены; принимались во внимание и темпы увеличения мощности морены.

Детальное изучение влияния поверхностной морены на абляцию позволило экстраполировать это влияние на будущее. Для моделирования развития климатической ситуации на леднике Джанкуат использована модель HadCM3, основанная на климатическом сценарии A2 [29]. Это – совмещённая атмосферно-океаническая модель глобальной циркуляции (AOGCM), разработанная Метеорологическим Офисом Хэдли (Великобритания) и принятая как одна из основных в Третьем докладе IPCC в 2001 г. За выбором модели последовал этап обработки данных. Сведения о температуре воздуха, полученные с помощью этой модели, были верифицированы инструментально измеренными температурами на метеостанции Терскол, расположенной в 17 км от ледника Джанкуат [30], и показали при проверке великолепную сходимость ($r = 0{,}9$).

Даунскейлинг представляет собой непростую задачу, которая требует для её решения использование специального программного обеспечения, например, статистического пакета SDSM 4.2. Но он послужил лишь первым этапом климатического прогнозирования. Смоделированные температуры были приведены к высоте джанкуатского стационара, а затем – через высотный градиент 0,65 °C/100 м и с учётом температурного скачка $\Delta t_{л} = -1{,}0$ °C – к высотной отметке опорной точки на языке ледника. С помощью той же климатической модели были смоделированы и осадки. В итоге при использовании наиболее вероятного сценария изменения климата, разработанного межправительственной группой экспертов и заложенного в основу общепризнанной климатической модели, был сделан прогноз изменения климата в бассейне ледника Джанкуат на каждый месяц каждого года на период до 2025 г. Определённую верификацию модельных данных можно усматривать в том, что алгоритм прогнозирования, применённый в ретроспективном ключе к уже измеренным метеоэлементам, демонстрирует хорошее соответствие модельных и фактических значений: при коэффициентах корреляции 0,71 для температур и 0,68 для осадков средние квадратические отклонения составляют 0,5 °C и 8 мм за 15 сезонов абляции и акку-

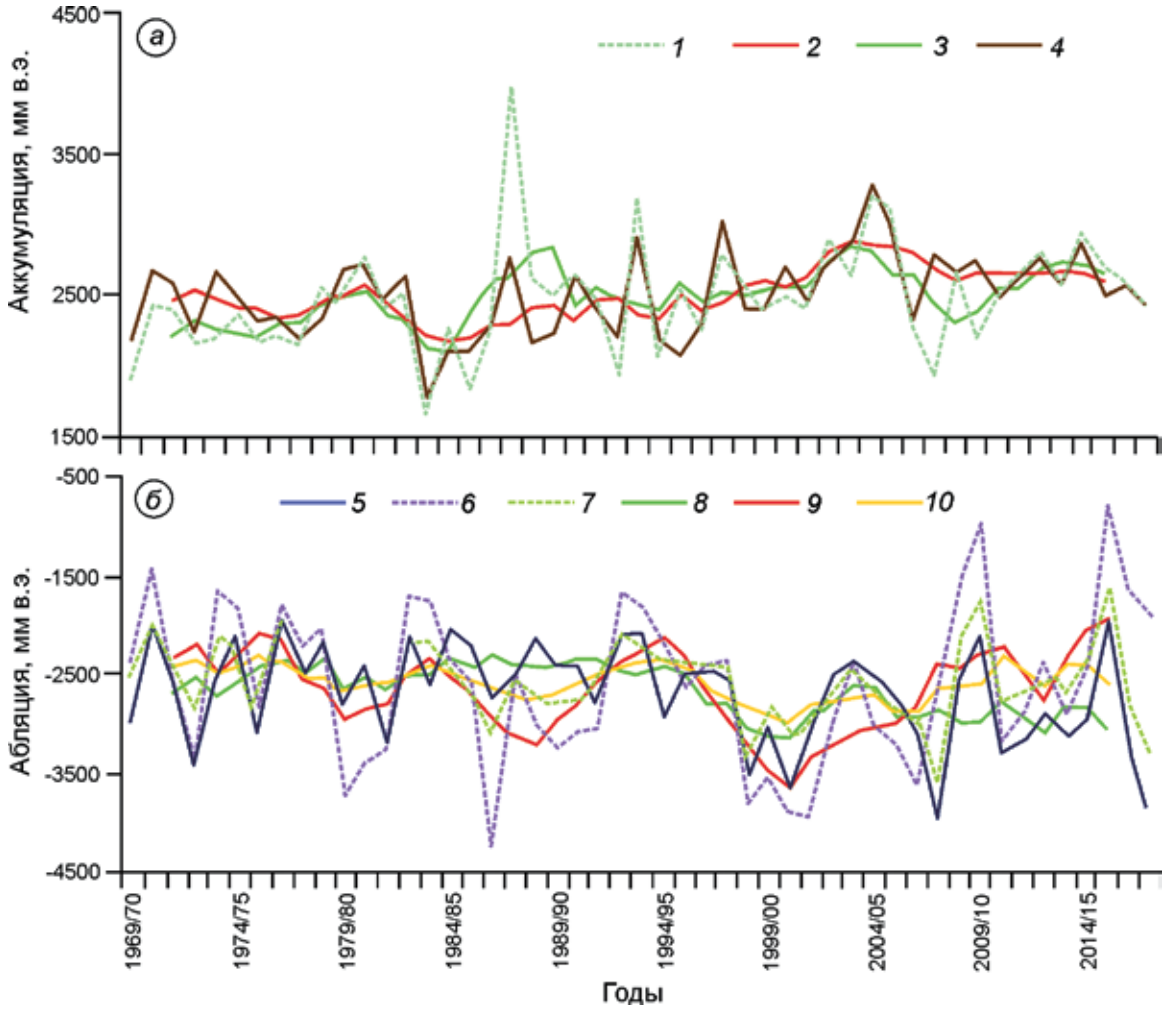

Рис. 1. Совмещённый ход аккумуляции (*а*) и абляции (*б*) ледника Джанкуат, измеренных (*1*, *3* и *5*, *8*), а также рассчитанных по уравнениям линейной регрессии (*2*, *4* и 7, *10*) и формуле Дюргерова–Поповнина (*6*, *9*) за период 1968/69–2015/16 гг.: годовые (*1*, *2*, *5–7*) и скользящие сглаженные по пятилеткам (*3*, *4*, *8–10*) значения
Fig. 1. Accumulation (*a*) and ablation (*б*) of the Djankuat Glacier – directly measured (*1*, *3* and *5*, *8*) and calculated using linear regression equation (*2*, *4* и *7*, *10*) and Dyurgerov–Popovnin formula (*6*, *9*) for 1968/69–2015/16; annual (1, *2*, *5–7*) and 5-term smoothed (*3*, *4*, *8–10*) values

муляции на стыке XX и XXI вв. соответственно. В этом случае расчётную схему можно признать приемлемой, а прогностические величины температур и осадков – достоверными и пригодными для дальнейших построений.

На основании составленного климатического прогноза появляется возможность прогнозирования величин аккумуляции, абляции, баланса массы и объёма жидкого стока с ледника до 2025 г. Аргументом для расчёта аккумуляции выбрана сумма зимних осадков с сентября по май, а для расчёта абляции – средняя летняя температура t_s с июня по август. Аккумуляция аппроксимировалась линейно (рис. 1, *а*); коэффициент линейной корреляции составил 0,74. Процедура вычислений абляции A могла базироваться на двух методах: или с помощью формулы Кренке–Ходакова, модифицированной ранее М.Б. Дюргеровым и В.В. Поповниным [23] специально для ледника Джанкуат: $A = (1{,}7t_s + 3{,}78)^3 + 410$, где абляция выражена в миллиметрах слоя воды, или с помощью выведенного уравнения линейной регрессии. Для выбора оптимального метода выполнена верификация обоих за период с измеренными напрямую значениями абляции – с 1968/69 по 2006/07 г. В первом случае коэффициент корреляции между измеренной и рассчитанной абляцией составил 0,73, во втором – 0,72

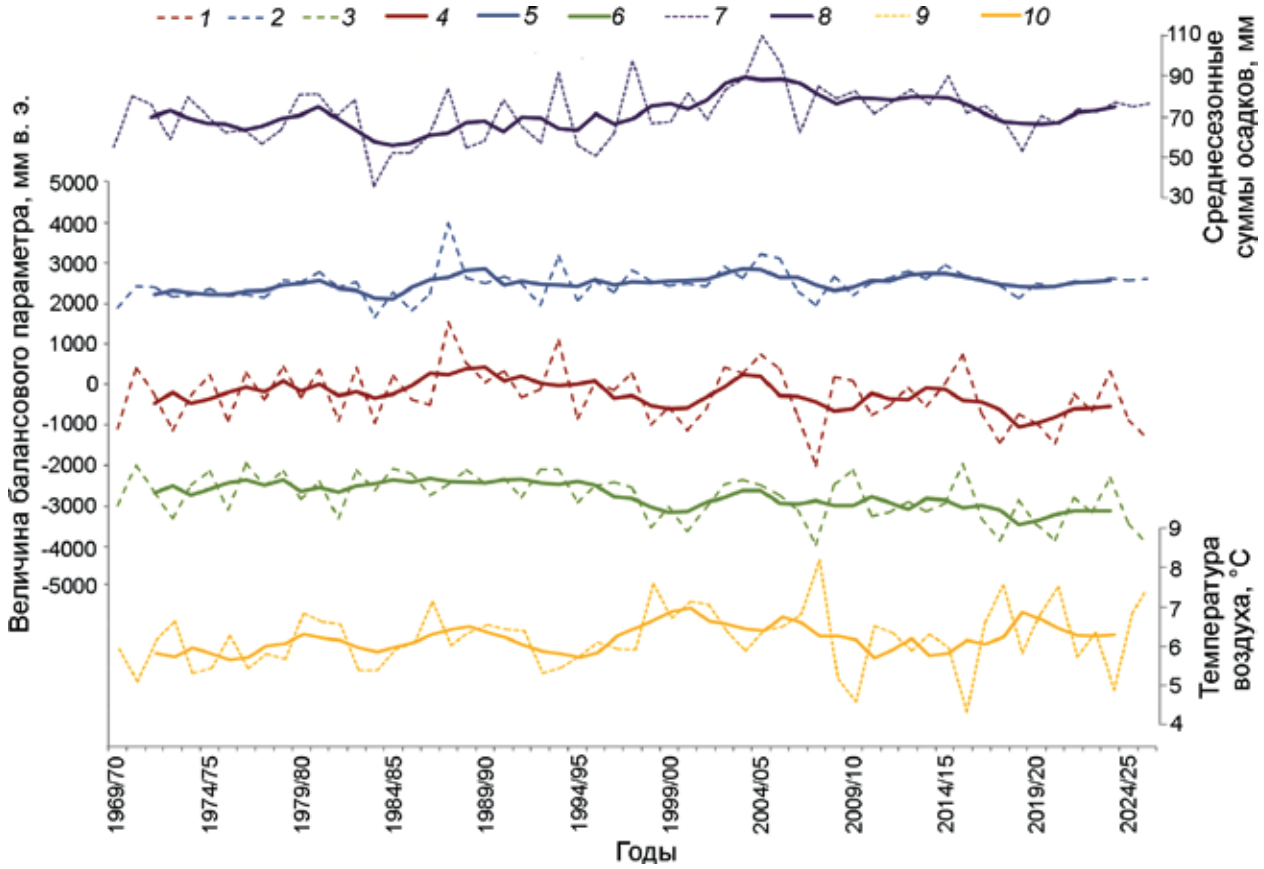

Рис. 2. Совмещённый ход аккумуляции (*2*, *5*), абляции (*3, 6*) и баланса массы (*1*, *4*) ледника Джанкуат, а также ведущих метеодетерминантов – суммы зимних осадков (*7*, *8*) и среднелетней температуры воздуха (*9*, *10*) за период 1968/69–2024/25 гг.: годовые (*1–3*, *7*, *9*) и скользящие сглаженные по пятилеткам (*4–6*, *8*, *10*) значения
Fig. 2. Accumulation (*2*, *5*), ablation (*3*, *6*), mass balance (*1*, *4*) of the Djankuat Glacier as well as their meteorological determinants – sum of winter precipitation (*7*, *8*) and mean summer air temperature (*9*, *10*) for 1968/69–2006/07: annual (*1–3*, *7*, *9*) and 5-term smoothed (*4–6*, *8*, *10*) values

(см. рис. 1, *б*). Однако, несмотря на это и из-за того, что расчёт по второму методу, т.е. с помощью выведенного уравнения линейной регрессии, обнаруживает лучшее соответствие не только с фазами колебаний, но и с абсолютными значениями фактически измеренных величин, что со всей наглядностью следует из графика рис. 1, *б*, для прогноза абляции был использован именно этот метод.

Результаты исследования и их обсуждение

Ожидаемый по итогам моделирования ход суммы зимних осадков (рис. 2) показывает слабовыраженную тенденцию к росту. Согласно расчётам, увеличение фоновой снежности к 2025 г. по сравнению с периодом инструментального мониторинга на леднике Джанкуат составляет 7%. Прогностические значения летней температуры воздуха (см. рис. 2) указывают на тренд к потеплению на высоте границы питания ледника Джанкуат приблизительно на 1 °С чуть более чем за 50 лет – с 1968 по 2025 г. Отметим, что по прогнозу ход средних температур воздуха за сезон абляции гармонично продолжает многолетнюю тенденцию последних десятилетий, не обнаруживая особо сильных девиаций от фактически наблюдённых величин. За период прогнозирования наблюдаются лишь два относительно небольших максимума в сезоны абляции – 2016/17 и 2019/20 гг. (8,1 и 8,0 °С соответственно), но оба они уступают измеренной средней температуре 2006/07 г., которая составляет рекордные 8,9 °С, что в настоящее время представляет собой абсолютный максимум.

Экстраполируя на ближайшее будущее установленные на текущем этапе корреляции параметров внешнего массообмена ледника с соответствующими метеопредикторами, выводим прогнозируемый на период до 2024/25 г. ход годовых значений абляции, аккумуляции и баланса массы ледника Джанкуат (см. рис. 2). Прогностический отрезок сравнительно плавно продолжил серию инструментально измеренных за период мониторинга параметров, чего и следовало ожидать, так как никаких кардинальных изменений при линейном развитии климатической ситуации и закономерном увеличении моренонакопления (т.е. при отсутствии каких-либо новых катастрофических событий) произойти и не должно. Величины аккумуляции останутся на прежнем уровне, а тенденция к росту значений абляции, наметившаяся в начале 1990-х годов, сохранит свою выраженность. Следовательно, по окончании первой четверти XXI в. следует ожидать некоторого смещения фоновых величин баланса массы в сторону ещё более отрицательных значений из-за небольшого, по сравнению с сегодняшним днём (и статистически отнюдь не драматического), увеличения летних температур воздуха и практического отсутствия роста количества зимних осадков.

Относительно короткий срок предпринятого прогнозирования балансовых характеристик ледника обусловлен устойчивостью свойств подобия полей аккумуляции, абляции и баланса массы на этом леднике. Поле баланса массы сочетает в себе закономерности, выявленные отдельно для двух его составляющих, но имеет ряд особенностей. Если изменчивость одних участков полей определяется преимущественно изменчивостью аккумуляции, то на других возрастает роль абляции. Возможен вариант, когда процессы аккумуляции и абляции взаимно компенсируют друг друга. В каждой точке изменчивость поля баланса массы определяют различные комбинации значений аккумуляции и абляции. Устойчивость поля снегонакопления горного ледника напрямую зависит от устойчивости поля его поверхностного рельефа. Поскольку рельеф поверхности ледника относительно стабилен, поля аккумуляции ледника в разные по снежности годы должны отличаться подобием [31]. В то же время нелишне иметь в виду, что связи между полями аккумуляции и морфологией ледника далеко не всегда можно считать устойчивыми [32].

Анализ полей аккумуляции репрезентативного ледника позволил установить характерные для них черты подобия, среди которых – плавное возрастание фоновых значений снегонакопления с высотой и выдержанная во времени приуроченность локальных максимумов к подножиям горы Уя-тау и скал Аристова, к верхнему и нижнему циркам и к Джантуганскому плато. Велико и влияние рельефа: повышенная аккумуляция характерна для отрицательных форм рельефа, а заниженная, вплоть до нулевой, отмечается на гребнях (в частности, форм моренного мезорельефа), бровках ледопадов и других выпуклостях; пониженные значения аккумуляции установлены также на склонах с большой крутизной и на фирново-ледяной облицовке бассейна. Крайняя неоднородность структуры поля аккумуляции из года в год наблюдается на языке и на участках, покрытых чехлом поверхностной морены.

Гипотеза подобия предполагает, что водозапас сезонного снега E в каждой точке a в любой год i функционально связан со среднеледниковой аккумуляцией в этот год [31]: $E_{ai} = f_a(E_i)$. Вид этой функции остаётся неизменным в течение определённого периода, на который распространяется данная гипотеза. Исследование устойчивости и подобия полей аккумуляции ледника Джанкуат проводилось неоднократно [31, 33, 34]. Во всех работах степень подобия полей оценивалась методом корреляционного анализа, который даёт возможность выявлять межгодовую взаимоувязанность полей и определять связь полей за отдельные годы со средним многолетним шаблоном. Коэффициент корреляции, связывающий годовые значения в точках поля аккумуляции с их среднемноголетней величиной, оказался равным $r = 0{,}83$ [34]. При этом связь полей аккумуляции за отдельные годы между собой оказалась существенно слабее их связи со средним многолетним полем ($r = 0{,}65$). Кроме того, В.Г. Пастуховым [33] отмечено, что структура поля аккумуляции практически не меняется и остаётся устойчивой только в пределах 10–15-летнего интервала времени, после чего свойства подобия могут резко ослабляться.

Анализ полей абляции ледника Джанкуат по аналогии с полями аккумуляции позволил установить свойственные только им черты подобия.

В отличие от полей аккумуляции, они имеют более ярко выраженную высотную зональность, т.е. уменьшение значений абляции с высотой. При этом наибольшая вариация значений наблюдается на языке ледника, где к определяющим факторам для распределения абляции относятся гляциоморфологические особенности рельефа поверхности, связанные с развитием моренного покрова. За время прямого мониторинга ледника Джанкуат происходил постоянный рост чехла поверхностной морены как по площади, так и по толщине. В 1968 г. площадь морены составляла 0,104 км^2, в 1974 г. – 0,153 км^2, а через 10 лет – 0,252 км^2 [22]. Ввиду неравнозначных темпов таяния чистого и замороженного льда относительное превышение моренных валов и отдельных муравьиных куч может достигать 10–20 м при средней мощности слоя литогенной оболочки 1 м. Постоянные максимумы абляции наблюдаются в нижней части языка, на участках, свободных от моренного покрова. За счёт отепляющего воздействия в результате отражения солнечных лучей от обрамляющих выходов коренных пород наблюдается увеличение абляции на краевых участках ледника, а также на перегибах. Устойчивые же минимумы абляции регистрируются на пригребневом Джантуганском плато и на отдельных участках затенённой крутой облицовки фирнового бассейна. Само поле абляции характеризуется весьма слабыми градиентами, заметно уступающими полю приходной составляющей баланса. В ходе исследования статистической структуры полей абляции ледника Джанкуат [34, 35] установлено, что значение коэффициента корреляции, связывающее годовые значения абляции в отдельных точках с их среднемноголетней величиной, оказалось равным $r = 0,94$, что заметно теснее связи этих точечных значений за отдельные годы между собой ($r = 0,87$) [34]. При этом структура поля абляции практически не менялась за 10 лет, хотя отдельные изменения, связанные с динамикой поверхностной морены, и затрагивали незначительную площадь.

Наконец, был выполнен статистический анализ устойчивости во времени полей баланса массы b_n ледника Джанкуат. Для всех балансовых лет за период с 1988 по 2007 г., по которому на данный момент окончательно завершена процедура реанализа исходных материалов, поля баланса массы, представленные в растровом формате GRID с размером ячеек 2,5 × 2,5 м, были конвертированы более чем в 255 тыс. точек с соответствующими значениями, по которым и выполнялся анализ. Подобная детальность достигается за счёт построения в компьютерном ГИС-пакете расчётного растра путём вариации сплайн-интерполяции векторной карты масштаба 1:10 000, учитывающей локальные максимумы и минимумы рельефа. Такая детальность необходима при построении полей рельефа на горных территориях, где горизонтали на топографических картах могут быть расположены предельно близко друг к другу и построение растра с большим размером ячейки, например 10×10 м, попросту лишено смысла. Пространственные изменения структуры поля баланса массы могут описываться осреднённым коэффициентом корреляции между его значениями в каждом из более чем 255 тыс. узлов и балансом массы ледника в целом в соответствующем году. За 19 лет его значение оказалось равным 0,74. Это указывает на крепкие связи между величинами баланса в узлах сетки 2,5 × 2,5 м с его значением по леднику в целом. Лучше всего эти связи выражены в верхней части языка, в высотном поясе 2900–3000 м ($r = 0,86$), хуже всего – на облицовке фирнового бассейна в поясе 3600–3700 м ($r = 0,71$).

Критерий устойчивости полей баланса массы во времени – коэффициенты их межгодовых корреляций $r(\Delta\tau)$. Изначально расчёт этого показателя для ледника Джанкуат был выполнен по 11 полям баланса 1988–1998 гг. [34]. Установлено, что корреляционная функция $r(\Delta\tau)$ практически не обнаруживает убывания с течением времени, а также выдвинута гипотеза о том, что период устойчивости на леднике Джанкуат превышает 20 лет. При повторном исследовании, основанном на более длинном ряде из базы геоданных ледника Джанкуат, обнаружена ошибочность такого суждения. Анализ осреднённых корреляций полей баланса массы за различные интервалы времени показал, что их устойчивость сохраняется максимум в течение 9–10 лет, а затем значения $r(\Delta\tau)$ опускаются ниже 0,75, причём на 19-й год коэффициент корреляции уменьшается уже до 0,31 [33]. Резкое падение тесноты сравнительно устойчивых взаимосвязей между полями баланса после преодоления временно́го порога в 15–16 лет объясняется двумя причинами: незначительностью выборки по длительным

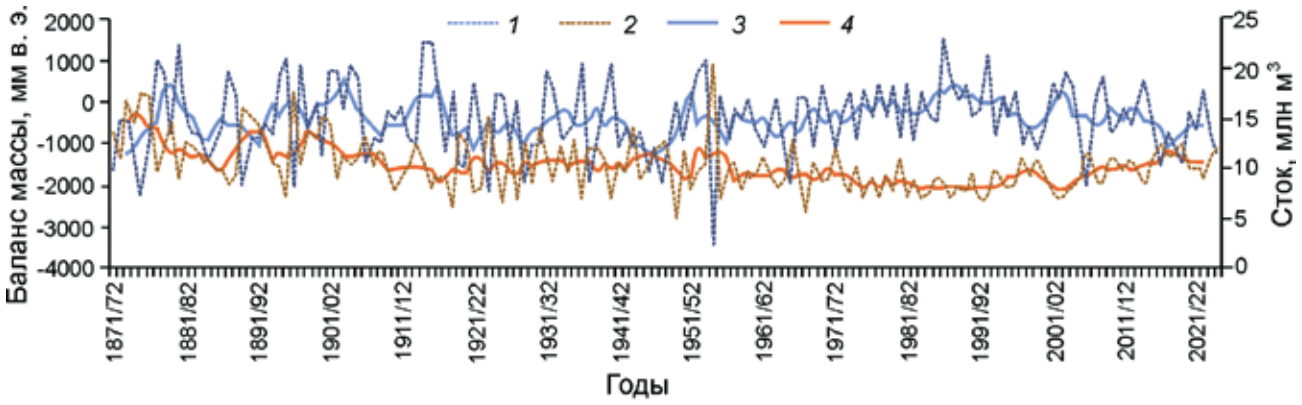

Рис. 3. Баланс массы (*1*, *3*) и объём жидкого стока с ледника Джанкуат (*2*, *4*) за период с 1871 по 2025 г.: годовые (*1*, *2*) и скользящие сглаженные по пятилеткам (*3*, *4*) значения
Fig. 3. Mass balance (*1*, *3*) and liquid runoff of the Djankuat Glacier (*2*, *4*) for 1871–2025 AD: annual (*1*, *2*) and 5-term smoothed (*3*, *4*) values

интервалам времени и непрерывным трёхмерным изменением поля рельефа ледника Джанкуат, от которого зависит конфигурация полей всех компонентов баланса массы и самой результирующей величины. Отчасти поэтому, а именно из-за прогрессирующего нарушения свойств подобия полей баланса массы за отрезки времени более 10–15 лет, рубеж прогнозирования был сознательно ограничен 2025 г.

В результате объединения реконструированных (1871–1967 гг.), измеренных (1968–2016 гг.) и прогностических (2017–2025 гг.) данных об аккумуляции, абляции, балансе массы и объёме жидкого ледникового стока ледника Джанкуат получен непрерывный ряд этих параметров за 153 года (рис. 3). На протяжении практически всего этого времени абляция превышает аккумуляцию. Преобладанием аккумуляции характеризуются лишь два небольших отрезка времени в несколько лет – в конце XIX в. и в 1980–1990 гг. Наблюдается некоторый спад в значениях аккумуляции на протяжении первой половины XX в. Абляция в этот период, наоборот, характеризовалась повышенными значениями. Скорее всего, именно в этот промежуток времени и произошло основное отступание ледника на современном этапе. В настоящее время аккумуляция находится на уровне середины XIX в., и в дальнейшем прогнозируется небольшое её понижение. Абляция, напротив, будет демонстрировать тенденцию к возрастанию. Сочетание этих компонентов означает чуть более быструю по сравнению с последними двумя десятилетиями потерю массы ледником Джанкуат. Самое отрицательное значение баланса массы за весь 153-летний период реконструировано для сезона 1954/55 г., когда оно составило −3490 мм в.э., а максимальное, равное +1540 мм, наблюдалось в 1986/87 г. Среднее значение баланса массы за весь период составило −400 мм в.э., а среднее значение объёма стока – 10,4 млн м^3.

Прогноз баланса массы ледника послужил основой для дальнейшего прогнозирования изменений рельефа его поверхности при допущении, что возможными изменениями за период прогнозирования полей параметров внутреннего массообмена (т.е. скоростных характеристик течения ледникового льда, в первую очередь, а также горизонтальной составляющей вектора скорости) можно пренебречь. Тем самым вычленяется изменение облика поверхности языка исключительно за счёт эффекта эволюции моренного чехла, хотя, строго говоря, рельеф языка в данном модельном варианте от истинного будет отличаться несильно: горизонтальная составляющая вектора скорости на периферии языка стремится к нулю по мере приближения к маргинальным сегментам. Поэтому отклонения будут обусловлены лишь некоторым разнесением вдоль линий тока прогностического и фактического местоположений отдельных элементов мезорельефа языка (перегибов, гребней, ложбин и т.п.). В силу пренебрежимо малых скоростей течения такие отклонения составят метры, от силы первые десятки метров в плане, что не сыграет принципиальной роли для иллюстрации

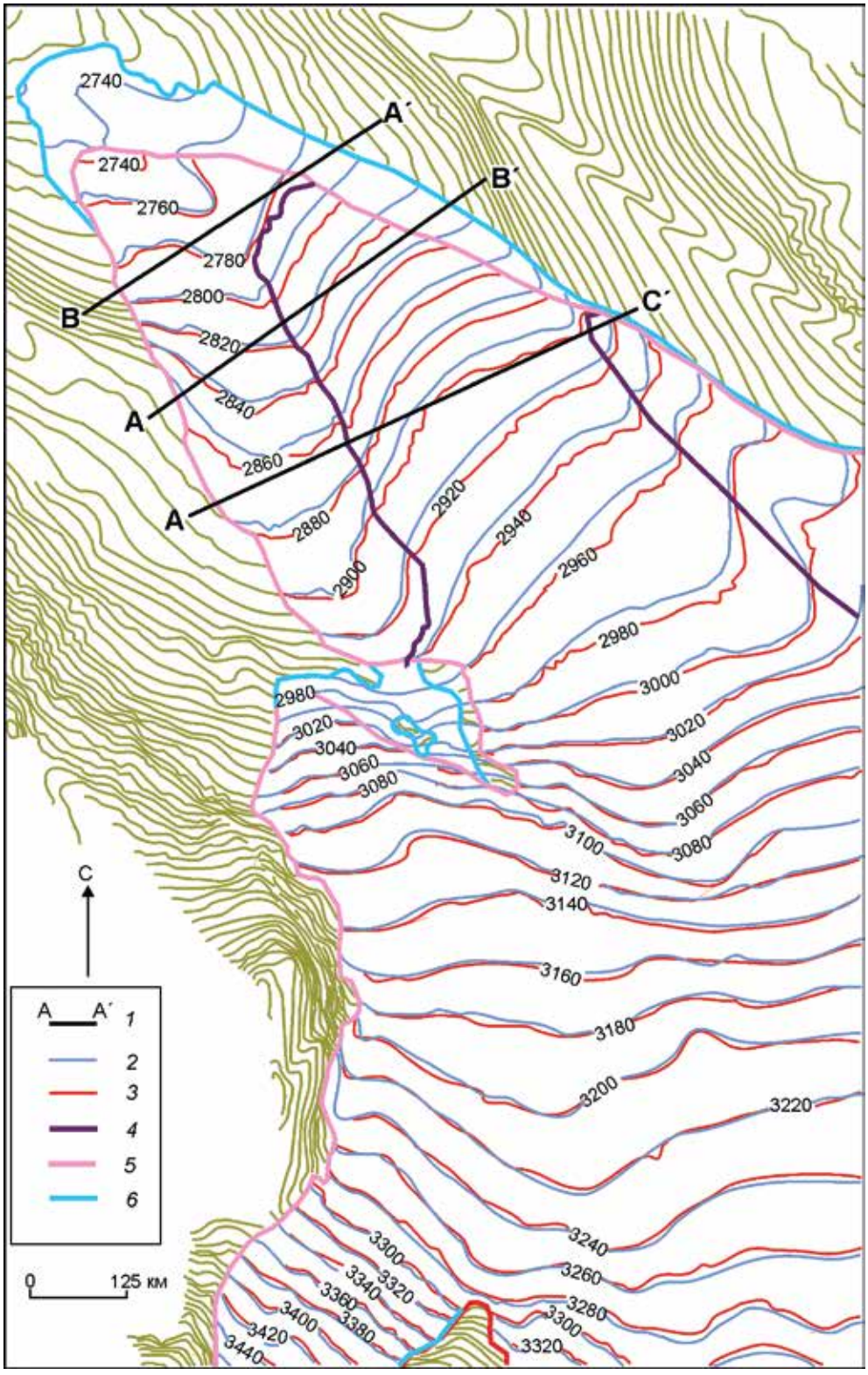

Рис. 4. Прогноз изменения морфометрии ледника Джанкуат на 2025 г. с учётом влияния поверхностной морены.
1 – опорные поперечные профили А–А', В–В', С–С'; *2* – изогипсы 2006 г.; *3* – изогипсы 2025 г.; *4* – граница морены 2025 г.; *5* – граница ледника 2025 г.; *6* – граница ледника 2006 г.
Fig. 4. Morphometrical changes of the Djankuat Glacier, anticipated by 2025 AD, with supraglacial debris influence taken into account.
1 – cross sections A–A', B–B', C–C'; *2* – isohypses 2006; *3* – isohypses 2025; *4* – debris border 2025; *5* – glacier border 2025; *6* – glacier border 2006

степени влияния морены на результирующую геометрию и гипсометрию языка.

В соответствии с изложенным предполагается, что баланс массы ледника функционально связан с балансом в каждой отдельно взятой его точке. Для описания этой связи по материалам геоинформационной обработки континуальных полей за каждый год, когда баланс был изме-

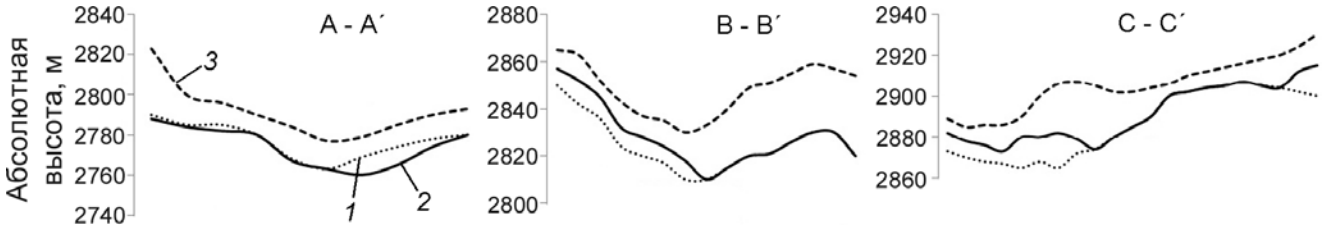

Рис. 5. Опорные поперечные профили рис. 4 поверхности ледника Джанкуат на 2010 (*1*) и 2025 гг. согласно версиям прогноза с учётом (*2*) и без учёта (*3*) эволюции моренного чехла
Fig. 5. Reference cross profiles (see Fig. 4) of the Djankuat Glacier surface by 2010 (*1*) and 2025 according to the forecasts, considering (*2*) and not considering (*3*) debris cover evolution

рен инструментально, подобраны более 255 тыс. уравнений линейной регрессии, в общем виде сочетающих в себе мультипликативный и аддитивный законы подобия. На основании найденных зависимостей и прогностических годовых значений b_n всего ледника были построены поля баланса для каждого года вплоть до 2025 г. Затем в них были внесены поправки, количественно учитывающие бронирующий/усиливающий эффект морены на таяние подморенного льда по всем узлам замороженной площади. Согласно динамике вытаивания морены, описанной теплофизической моделью [25] и верифицированной прямыми повторными мореносъёмками 1983, 1994 и 2010 г. [24], средняя толщина поверхностной морены на леднике увеличится с 49 см в 2010 г. до 62 см в 2025 г. при наибольшем увеличении на 50 см в прифронтальной части языка. На рис. 4 приведена полученная картосхема изменения рельефа ледника Джанкуат к 2025 г.

Понижение поверхности Δh в замороженном сегменте ледника будет заметно отставать от открытой ледяной поверхности. Так, если Δh чистого льда будет варьировать по площади языка от 10 до 25 м, то основная доля замороженного сегмента ледника понизится на 2–15 м, хотя в его внутренних (смежных с чистым льдом) краевых частях, где толщина морена невелика, Δh будет даже больше, чем на чистом льду, достигая 35 м. Преобладание экранирующего эффекта морены более наглядно иллюстрируется серией поперечных профилей (рис. 5), демонстрирующей изменения высоты поверхности за 2010–2025 гг. по вариантам прогноза, учитывающим и не учитывающим влияние дальнейшего разрастания морены. Отчётливо видно, что в замороженном секторе ледника убыль вещества будет происходить менее интенсивно. Разница между значениями Δh с учётом и без учёта экранирующего эффекта составляет 7–15 м, особенно возрастая на языке по мере удаления от фронта вверх по течению. Там, на участках меньшего по сравнению с чистым льдом понижения поверхности (т.е. где в чистом виде проявляется экранирующее влияние морены), величины Δh, рассчитанные без учёта эволюции морены, оказываются переоценёнными на 42–45% (профили B–B' и C–C'). Такие значения нельзя считать малозначимыми. Они демонстрируют, что, во-первых, в течение даже короткого промежутка времени моренный материал существенно влияет на изменение гипсометрии поверхности ледника, а во-вторых, эффект развития моренного чехла соизмерим по своему воздействию на изменения гипсометрии языка с эффектом от климатических перемен.

Заключение

Основная масса обломочного материала поступает на поверхность ледника с окружающих склонов, причём объём этих поступлений наиболее велик после стаивания ледника. Темпы его поступления в текущих климатических условиях, способствующих преобладанию отрицательных и резко отрицательных значений баланса массы, сохранятся или даже увеличатся в связи с прогрессирующим обнажением неустойчивых скальных склонов. В последние десятилетия этот материал на поверхность ледников всё чаще поступает в результате катастрофических каменных обвалов.

Составленный для ледника Джанкуат климатический прогноз показывает температурный тренд, который к 2025 г. приведёт к возрастанию температуры воздуха почти на 1 °C относительно 1968 г. – года начала прямого гляциологиче-

ского мониторинга. Несмотря на отмечаемый за минувшую половину столетия слабый тренд к росту осадков, связанный с потеплением, дальнейший спад кумуляты баланса массы ледника Джанкуат продолжится. Прогноз баланса массы и стока с ледника Джанкуат до 2025 г., выполненный на основании климатического прогноза в сочетании с прямыми измерениями 1968–2016 гг. и реконструкцией с 1871 г., обеспечил 153-летний непрерывный ряд годовых значений аккумуляции, абляции, баланса массы и объёма жидкого ледникового стока. Среднее значение баланса за этот период составляет −400 мм в.э. с экстремумами в 1954/55 г. (−3490 мм) и 1986/87 г. (+1540 мм), а объёма стока – 10,4 млн м^3. Прогноз гипсометрии ледника Джанкуат на 2025 г. показывает понижение поверхности языка, гораздо более выраженное в секторе, не забронированном мореной. Таким образом, проявится обратная связь между климатическим фактором эволюции горного ледника, вызывающим дегляциацию и интенсификацию моренонакопления, и мореной как самостоятельным фактором его эволюции. По мере увеличения своей мощности поверхностная морена войдёт в разряд основных механизмов, определяющих дальнейшие изменения водно-ледовых ресурсов и рельефа ледника.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту 15-05-00599а.

Acknowledgments. This work is carried out with support of RFFR grant No. 15-05-00599a.

Литература

1. *Caine N.* Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania // Earth Surface Processes and Landforms. 1982. V. 7. P. 133–152.
2. *Radbruch-Hall D.H.* Gravitational creep of rock masses on slopes // Rockslides and Avalanches. V. 1. Natural Phenomena / Ed. B. Voight. Amsterdam: Elsevier, 1978. P. 607–657.
3. *Carlsson A., Olsson T.* High rock stresses as a consequence of glaciation // Nature. 1982. V. 298. P. 739–742.
4. *Ruddiman W.* Earth's Climate: past and future. New York: W.H. Freeman and Company, 2008. 388 p.
5. *Wyrwoll K.-H.* Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava // Geological Society of America. Reviews in Engineering. Geology. 1977. V. 3. P. 59–67.
6. *Cruden D.M., Hu X.Q.* Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains // Geomorphology. 1993. V. 8. P. 279–285.
7. *Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A.* The magnitude and frequency of large rock slides in Iceland during the postglacial // Geografiska Annaler. 1983. V. 65a. P. 99–109.
8. *Gardner J.S.* Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains // Space and Time in Geomorphology / Ed. C.E. Thorn. London: Allen and Unwin, 1982. P. 171–192.
9. *Johnson P.G.* Debris transfer and sedimentary environments: alpine glaciated areas // Steepland Geomorphology / Ed. O. Slaymaker. Chichester: Wiley, 1995. P. 27–44.
10. *Muñoz J., Palacios D., de Marcos J.* The influence of the geomorphological heritage on present slope dynamics, the Gredos Cirque, Spain // Pirineos. 1995. V. 145–146. P. 35–63.

References

1. *Caine N.* Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania. Earth Surface Processes and Landforms. 1982, 7: 133–152.
2. *Radbruch-Hall D.H.* Gravitational creep of rock masses on slopes. Rockslides and Avalanches. V. 1. Natural Phenomena. Ed. B. Voight. Amsterdam: Elsevier, 1978: 607–657.
3. *Carlsson A., Olsson T.* High rock stresses as a consequence of glaciations. Nature. 1982, 298: 739–742.
4. *Ruddiman W.* Earth's Climate: past and future. New York: W.H. Freeman and Company, 2008: 388 p.
5. *Wyrwoll K-H.* Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. 1977, 3: 59–67.
6. *Cruden D.M., Hu X.Q.* Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. Geomorphology. 1993, 8: 279–285.
7. *Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A.* The magnitude and frequency of large rock slides in Iceland during the postglacial. Geografiska Annaler. 1983, 65 a: 99–109.
8. *Gardner J.S.* Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains. Space and Time in Geomorphology. Ed. C.E. Thorn. London: Allen and Unwin, 1982: 171–192.
9. *Johnson P.G.* Debris transfer and sedimentary environments: alpine glaciated areas. Steepland Geomorphology. Ed. O. Slaymaker. Chichester: Wiley, 1995: 27–44.
10. *Muñoz J., Palacios D., de Marcos J.* The influence of the geomorphological heritage on present slope dynamics, the Gredos Cirque, Spain. Pirineos, 1995, 145–146: 35–63.
11. *Rapp A.* Talus slopes and mountain wall at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality. Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1960, 119: 96 p.

11. *Rapp A.* Talus slopes and mountain wall at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality // Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1960. № 119. 96 p.
12. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Holocene development of coarse debris landforms in the Canadian Rocky Mountains // Paläoklimaforschung. 1997. V. 19. P. 283–297.
13. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry // Steepland Geomorphology / Ed. O. Slaymaker. New York: Wiley, 1995. P. 233–255.
14. *Hinchliffe S., Ballantyne C.K.* Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland // Scottish Geographical Journ. 1999. V. 115. P. 53–70.
15. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория, Балкария) // Изв. Петербургского политехнич. ин-та. 1904. Т. II. Вып. 12. С. 97–136.
16. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Медведев А.С.* Изучение формы и характера поверхности обломков в моренах кавказских ледников // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6. С. 117–124.
17. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В.* Поверхностные морены горных ледников: закономерности строения и формирования // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 74–80.
18. *Медведев А.С., Барыков А.А.* Механизмы образования поверхностных морен горных ледников // МГИ. 1983. Вып. 53. С. 47–53.
19. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В.* Ледники в горах. М.: Наука., 1985. 160 с.
20. *Bayly M.B.* The Lower Hecla Hock Rocks of Ny Priesland, Spitsbergen // Geological Magazine. 1957. V. 94. № 5. P. 377–392.
21. *Gee E.R., Harland W.B., McWhae J.R.H.* Geology of central Vest Spitsbergen. Pt. l. Review of the geology of Spitsbergen, with special reference to central Vestspitsbergen. Pt. 2. Carboniferous to Lower Permian of Billefjorden // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1951–1952. V. 62. Pt. 2. № 9. Edinburgh, 1953. P. 299–321.
22. *Popovnin V.V., Rozova A.V.* Influnce of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat glacier in the Cacucasus // Nordic Hydrology. 2002. Pol. 33. № 1. P. 75–94.
23. *Дюргеров М.Б., Поповнин В.В.* Реконструкция баланса массы, пространственного положения, и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. // МГИ. 1981. Вып. 40. С. 73–82.
24. *Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г.* Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 89–98.
25. *Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 255–266.
12. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Holocene development of coarse debris landforms in the Canadian Rocky Mountains. Paläoklimaforschung. 1997, 19: 283–297.
13. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry Steepland Geomorphology. Ed. O. Slaymaker. New York: Wiley, 1995: 233–255.
14. *Hinchliffe S., Ballantyne C.K.* Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. Scottish Geographical Journ. 1999, 115: 53–70.
15. *Levinson-Lessing F.Yu.* Petrographic research in Central Caucasus (Higher Osetiya, Digoriya, Balkariya). *Izvestiya Peterburgskogo Politekhnicheskogo instituta*. Bulletin of Saint-Petersburg Polytechnic Institute. 1904, II (12): 97–136. [In Russian].
16. *Serebryannyy L.R., Orlov A.V., Medvedev A.S.* Study of form and character of fragments in the moraines of Caucasian glaciers. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geography series. 1981, 6: 117–124. [In Russian].
17. *Serebryannyy L.R., Orlov A.V.* Surface debris of glaciers: laws of the structure and formation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 74–80. [In Russian].
18. *Medvedev A.S., Barykov A.A.* Mechanisms of formation of surface debris on alpine glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1983, 53: 47–53. [In Russian].
19. *Serebryannyy L.R., Orlov A.V. Ledniki v gorakh*. Glaciers in the mountains. Moscow: Nauka, 1985: 160 p. [In Russian].
20. *Bayly M.B.* The Lower Hecla Hock Rocks of Ny Priesland, Spitsbergen. Geological Magazine. 1957, 94 (5): 377–392.
21. *Gee E.R., Harland W.B., McWhae J.R.H.* Geology of central Vest Spitsbergen. Pt. l. Review of the geology of Spitsbergen, with special reference to central Vestspitsbergen. Pt. 2. Carboniferous to Lower Permian of Billefjorden. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1951–1952. 62, 2 (9). Edinburgh: 1953: 299–321.
22. *Popovnin V.V., Rozova A.V.* Influnce of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat glacier in the Cacucasus. Nordic Hydrology. 2002, 33 (1): 75–94.
23. *Dyurgerov M.B., Popovnin V.V.* Reconstruction of mass balance, spatial location and liquid runoff from the Djankuat Glacier from the second half of XIX century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 40: 73–82. [In Russian].
24. *Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G.* Expansion of supraglacial debris on Djankuat glacier snout over the period of direct monitoring. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2015, XIX (1): 89–98. [In Russian].
25. *Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (111): 255–266.
26. *Khodakov V.G.* Calculation of ice ablation under the debris layer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 105–108. [In Russian].

26. *Ходаков В.Г.* Расчет абляции льда под слоем морены // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 105–108.
27. *Lambrecht A., Mayer C., Hagg W., Popovnin V., Rezepkin A., Lomidze N., Svanadze D.* A comparison of glacier melt on debris–covered glaciers in the northern and southern Caucasus // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 525–538.
28. *Østrem G.* Ice melting under thin layer of moraine and existence of ice cores in moraine ridges // Geografiska Annaler. 1959. V. 41. № 4. P. 228–230.
29. *Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Riahi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen R., Victor N., Dadi Z.* IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 570 p.
30. *Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections // Global and Planetary Change. 2010. V. 73. Is. 3–4. P. 161–171.
31. *Поповнин В.В.* Поле аккумуляции горного ледника // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–29.
32. *Кунахович М.Г.* Формирование годового баланса массы ледника плоской вершины // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 163–169.
33. *Пастухов В.Г.* Полный массообмен ледника Джанкуат. Дипломная работа. М.: МГУ, 2011. 185 с.
34. *Петраков Д.А.* Устойчивость полей внешнего массообмена горного ледника: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2000. 218 с.
35. *Дюргеров М.Б., Фрейдлин В.С.* Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкуат) // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 151–156.
27. *Lambrecht A., Mayer C., Hagg W., Popovnin V., Rezepkin A., Lomidze N., Svanadze D.* A comparison of glacier melt on debris–covered glaciers in the northern and southern Caucasus. The Cryosphere. 2011, 5: 525–538.
28. *Østrem G.* Ice melting under thin layer of moraine and existence of ice cores in moraine ridges. Geografiska Annaler. 1959, 41 (4): 228–230.
29. *Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Riahi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen R., Victor N., Dadi Z.* IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge: Cambridge University Press, 2000: 570 p.
30. *Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections. Global and Planetary Change. 2010, 73 (3–4): 161–171.
31. *Popovnin V.V.* Accumulation field of an alpine glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 16–29. [In Russian].
32. *Kunakhovich M.G.* Annual mass balance formation on a flat summit glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 163–169. [In Russian].
33. *Pastukhov V.G. Polnyi massoobmen lednika Djankuat.* Full mass exchange of the Djankuat Glacier. Moscow: MSU, 2011: 185 p. [In Russian].
34. *Petrakov D.A.* Stability of the fields of external mass exchange of the Djankuat Glacier. Ustoychivost poley vneshnevo massoobmena gornovo lednika. PhD. Moscow: MSU, 2000: 218 p. [In Russian].
35. *Dyurgerov M.B., Freydlin V.S.* Calculation of surface ablation of the glacier (on the example of Djankuat mountain basin). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 151–156. [In Russian].

УДК 551.324 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-322-332

Оценка эволюции ледниковых систем Северо-Востока России по данным регулярного метеорологического архива

© 2018 г. А.Ю. Михайлов, М.Д. Ананичева

Институт географии РАН, Москва, Россия
miha_ku@mail.ru

Assessment of the evolution of the Northeastern Russia glacier systems using regular grid meteorological data

A.Yu. Mikhailov, M.D. Ananicheva

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
miha_ku@mail.ru

Received November 1, 2017 *Accepted March 21, 2018*

Keywords: ***equilibrium line altitude, grid data archive, precipitation, projection, satellite image, temperature, the USSR Glacier inventory, trends.***

Summary

A methodical approach is proposed for calculating the equilibrium line altitude H_{ELA} of glacier systems (on the example of the Northeastern Russia) on the basis of the characteristics that determine it in time and space: from the archive of temperature and precipitation at the grid points (the UDel archive, Delaware University). This data is used in the equation of mass balance of the glacier systems for the calculation of its components. As a result, the output is the inter-annual series of deviations of H_{ELA} from the mean value and the ratio between accumulation and solid precipitation in the regular grids over the glacial systems. By the long-term series of the H_{ELA} deviations the periods of minimum and maximum H_{ELA} state were revealed for various glacial systems, as well as linear trends of these series. This made us possible to evaluate the H_{ELA} trends in the future using the linear regression method. The sensitivity of the method of the initial parameters – the mean values of the summer air temperature, solid precipitation and the H_{ELA} value, received independently, have been estimated. Thus, the method allows detailing the H_{ELA} changes in space with the resolution of the archive used, and in time for each year of the selected climatic period.

Citation: Mikhailov A.Yu., Ananicheva M.D. Assessment of the evolution of the Northeastern Russia glacier systems using regular grid meteorological data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 322–332. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-322-332.

Поступила 1 ноября 2017 г. *Принята к печати 21 марта 2017 г.*

Ключевые слова: ***архив сеточных данных, высота границы питания, Каталог ледников СССР, космический снимок, прогноз, твёрдые осадки, температура, тренды.***

Предлагается методический подход для вычисления высоты границы питания H_{ELA} ледниковых систем (на примере Северо-Востока России) по архивным данным о температуре и осадках в узлах регулярной сетки 0,5° × 0,5°. По связи между архивными твёрдыми осадками и аккумуляцией для десяти ледниковых систем вычислены межгодовые ряды изменения H_{ELA} за 1949–2014 гг. и их линейные тренды для прогноза этой величины.

Введение

Под оценкой эволюции мы понимаем изменение во времени высоты границы питания и баланса массы ледниковых систем. Для подобных оценок используются данные метеорологических станций вблизи ледниковых систем в виде рядов летней температуры T_{sum}, связанной с абляцией, и твёрдых осадков Z_{sol}, определяющих аккумуляцию. Некоторая неопределённость этих данных состоит в невозможности учесть вклад тенденций метеоданных близлежащих станций в эволюцию исследуемой ледниковой системы (имеется в виду влияние различий густоты точек наблюдения и их положения по отношению к исследуемому объекту). Другая проблема касается недостаточности длины и непрерывности периодов наблюдений, необходимых для исследования ледниковых систем.

Указанные проблемы могут быть решены с помощью использования регулярного (в пространстве и во времени) архива метеопараметров. Существует несколько таких архивов, сравнение которых рассмотрено в работе [1]. Мы

использовали архив Университета штата Делавэр (США) (в дальнейшем «архив» UDel) [2]. Этот архив представляет собой месячные данные различных метеорологических характеристик над сушей в узлах регулярной сетки (0,5° × 0,5°) за каждый год для периода 1900–2014 гг. В архиве применяется метод оптимальной интерполяции, который при расчёте величин в узлах регулярной сетки использует статистические веса как функции расстояния от множества соседних метеостанций. Такой подход позволяет решить проблему пространственной (переменная плотность сети станций) и временно́й (различные периоды наблюдений для разных станций) неоднородности. Недостаток рядов данного архива состоит в отсутствии большинства данных в первую половину (до 1949 г.) архивного интервала времени, что обусловило ограничение наших исследований интервалом 1949–2014 гг.

Пространственный анализ различных величин в этом архиве имеет свои особенности. Так, при анализе поля средней месячной температуры T разработчики архива сначала выполнили приведение её к уровню моря на станциях (с учётом высоты станции и величины вертикального градиента $\gamma = 0{,}006$ °C/м для стандартной атмосферы с последующей интерполяцией в узлы сетки). Затем в каждом узле в соответствии с его высотой над уровнем моря h проводили понижение температуры на величину γh. В архиве дана толщина снежного покрова за каждый месяц как сумма осадков за период с температурой воздуха $T < 0$. Чтобы определить твёрдые осадки Z_{sol} из архива, мы использовали такой показатель, как максимальная толщина снежного покрова в водном эквиваленте (миллиметр слоя осаждённой воды).

Для оценки ошибки интерполяции в архиве для каждого значения (в пространстве и времени) используемых величин имеются данные кросс-валидации, которые представляют собой интерполированные данные абсолютных значений разностей между значениями на станциях и интерполированными значениями в эту же точку при исключении данной станции при интерполяции. Данные кросс-валидации позволяют оценить разброс искомой величины от максимума к минимуму. К сожалению, такого рода данные для твёрдых осадков отсутствуют, поэтому оценку разброса конечных данных мы выполнили только по данным кросс-валидации сумм осадков за период с октября по апрель включительно. Предварительное сравнение средних многолетних полей сумм осадков за период октябрь–апрель $Z_{10\text{-}4}$ и сумм твёрдых осадков Z_{sol} показало, что для широт южнее 70° с.ш. эти величины связаны соотношением $Z_{sol} = 1{,}1Z_{10\text{-}4}$ со значимым коэффициентом корреляции 0,94. Это позволило оценивать ошибки интерполяции по данной формуле.

Пространственный анализ полей сумм осадков в архивах такого рода имеет один существенный недостаток – неполный учёт влияния рельефа. Действительно, большинство метеостанций на Северо-Востоке России расположено в крупномасштабных понижениях рельефа (побережье, межгорные котловины, долины рек), где величина суммы осадков, как правило, понижена по сравнению с окружающими горами. Поскольку интерполяция данных в узлах станций не предполагает учёта различных характеристик рельефа (высота, средний уклон и т.д.), поля осадков в узлах регулярной сетки не соответствуют пространственной неоднородности рельефа и, как правило, не превышают значений на соседних станциях. В действительности, как показывает анализ данных редких водораздельных станций (менее 10% всех станций), суммы осадков в соседних долинах и водоразделах могут различаться более чем в 1,5–2 раза, особенно на склонах, наветренных по отношению к горизонтальному потоку влаги. Несмотря на это, данный архив, как и другие аналогичные архивы, объективно отражает временные тенденции рядов осадков для крупных территорий, так как закрывает перерывы в наблюдениях данными соседних станций и путём добавления новых станций.

Исследование тенденций изменения ледниковых систем и прогноз их состояния

Задача исследования тенденций изменения температуры и осадков ледниковых систем решалась на примере современного оледенения Северо-Востока России. Было выбрано десять ледниковых систем, координаты которых представлены в табл. 1, где N_p – число архивных ячеек 0,5° × 0,5°, охватывающих данную ледниковую систему; h – средняя высота этих ячеек по цифровому архиву высот Etopo5, м; H_{ELA} – высота границы питания ледника, м. Высота H_{ELA} за-

Таблица 1. **Границы областей ледниковых систем (*1–10*) в географических координатах и другие исходные параметры**

Границы областей ледниковых систем и другие параметры	Горы Быррранга (п-ов Таймыр)	Хребет Орулган (север горной системы Верхоянского хребта)	Хребет Черского, массив Буордах (ледниковая система вблизи пика Победы)	Хребет Сунтар-Хаята	Корякское нагорье		П-ов Тайгонос (система Колымского нагорья)	Чукотское нагорье южная часть, район зал. Креста)	Северо-Восток Корякского нагорья (Мейныпильгынский хребет)	Чукотский п-ов
					север	юг				
	1	***2***	***3***	***4***	***5***	***6***	*7*	***8***	***9***	***10***
Границы, градусы										
южная	75,7	67,2	65,02	61,7	61,3	60,7	60,8	66,2	62,5	64,5
северная	76	69	65,2	62,9	62,3	61,3	62,3	66,8	63,3	65,3
западная	107,2	127,7	145,4	140,6	170,7	170,7	160,3	−179,8	176	−175,3
восточная	108	128,8	146,1	141,8	173,3	172,8	163,3	−178,2	178	−172,7
Число ячеек N_p	2	12	3	9	12	7	9	7	8	9
Средняя высота ячеек h, м	630	1100	1600	1670	730	460	540	330	350	270
Высота границы питания H_{ELA}, м	700	1900	2300	2370	900	750	850	770	730	520

Таблица 2. **Параметры летней температуры, твёрдых осадков и их линейных трендов для десяти ледниковых областей за 1949–2014 гг. (названия ледниковых систем *1–10* см. табл. 1)***

Параметры	***1***	***2***	***3***	***4***	***5***	***6***	*7*	***8***	***9***	***10***
Средние твёрдые осадки $\overline{Z}_{sol}$, мм	167	131	88	104	257	251	250	228	297	358
Средняя ошибка интерполяции осадков $\pm\overline{Zcv}$, мм	56	35	25	43	92	110	51	123	110	162
Значение тренда твёрдых осадков trZ_{sol}, мм/год	0,8*	0,4	−0,1*	−0,2*	−1,5	−2,2	−1,4	1,0	−1,5	−3,5
Среднее значение летней температуры воздуха $\overline{T}_{sum}$, °С	−1,3	6,8	6,1	6,8	4,9	6,4	8,4	7,1	6,5	6,2
Средняя ошибка интерполяции температуры $\pm\overline{Tcv}$, °С	0,8	0,9	1,0	1,1	0,6	0,5	1,0	1,1	0,8	0,7
Значение тренда летней температуры воздуха trT_{sum}, С/год	0,011	0,019	0,021	0,025	0,026	0,027	0,018	−0,01*	0,028	0,01*

Тренды, обозначенные значком «», статистически не значимы при $p > 5\%$ (p – вероятность принятия гипотезы об отсутствии тренда).

давалась по результатам работ [3–5] для современного периода (базового), который охватывает вторую половину XX в. – с 1960-х по 1990-е годы.

Климат ледниковых систем. Для анализа тенденций климатических параметров, определяющих временну́ю изменчивость ледниковых систем, выбран период 1949–2014 гг. (длина выборки $N = 66$, данные UDel). Нижняя временна́я граница определяется максимальностью плотности наблюдений за этот период в данном регионе. Для каждой из выбранных горных областей с ледниковыми системами вычислены: временные ряды средних летних температур (в дальнейшем T_{sum}), °С; годовые суммы твёрдых осадков (в дальнейшем Z_{sol}), мм/год; значения средних ошибок интерполяции температуры $\pm Tcv$ (°С) и твёрдых осадков $\pm Zcv$, мм/год. Значок «±» в обозначениях ошибок интерполяции указывает на необходимость вычитания или прибавления данной величины к среднему значению для получения максимального разброса соответствующей величины, обусловленного ошибкой интерполяции. В предположении нормальности распределения ошибок необходимо эти ошибки уменьшить в 2/3 раза. В табл. 2 представлены результаты статистического анализа временных рядов указанных величин. Здесь и далее по тексту приняты следующие обозначения: $\overline{T}_{sum}$ и $\overline{Z}_{sol}$ – средние за выбранный период значения летней температуры и твёрдых осадков; $\pm\overline{Tcv}$ и $\pm\overline{Zcv}$ средние ошибки интерполяции; trT_{sum} и trZ_{sol} – линейные тренды летней температуры и твёрдых осадков за период 1949–2014 гг.

Отметим, что величины $\pm\overline{Zcv}$ и $\pm\overline{Tcv}$ зависят от расстояния до ближайших станций и минимальны в ячейках сетки с метеостанциями (здесь

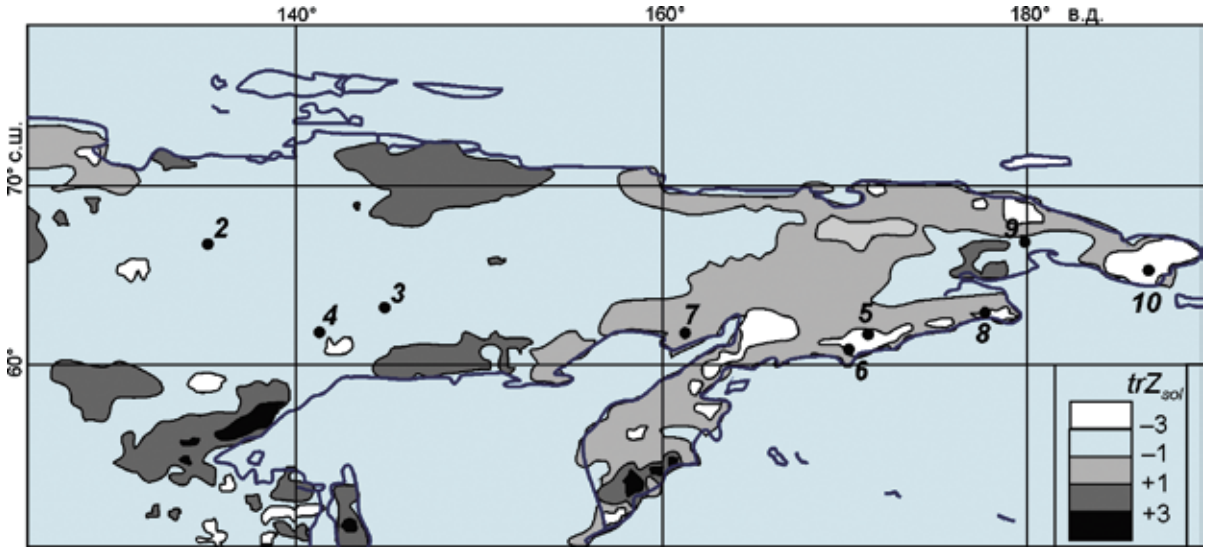

Рис. 1. Значения величины тренда твёрдых осадков trZ_{sol} (мм/год) для Северо-Востока России за 1949–2014 гг. Значения в диапазоне $-1 < trZ_{sol} < +1$ статистически не значимы. Ледниковые системы пронумерованы в соответствии с табл. 1

Fig. 1. The value of the trend of solid precipitation trZ_{sol} in mm/year for the Northeast of Russia for 1949–2014. Values are in the range $-1 < trZ_{sol} < +1$ insignificant. The glacial systems are numbered according to the Table 1

для сумм осадков величина ошибки находится в пределах менее 20–25% величины осадков). Из табл. 2 видно, что твёрдые осадки убывают по мере удаления ледниковых систем от тёплого океанского побережья в сторону расположения зимнего сибирского антициклона. Летние температуры, наоборот, возрастают с удалением от более холодного океана и изменяются с высотой рельефа.

Тренды твёрдых осадков и летней температуры. Пространственное распределение линейных трендов твёрдых осадков приведено на рис. 1. К востоку от 150–155° в.д., включая северную часть Камчатки, преобладают значимые отрицательные тренды, а к западу – незначимые положительные. Исключение составляет район значимого роста снега на Чукотке вокруг заливов Анадырь и Креста. Максимальных значений положительные тенденции роста снежного покрова достигают на западном побережье Охотского моря, на Сахалине и юге Камчатки, где тренды достигают рекордного максимума – 10 мм/год. Сопоставление поля тренда твёрдых осадков, полученных по данным архива UDel, с аналогичными данными для 25 метеостанций данного региона, приведёнными в работах [6–8], показывает, что их различие лежит в пределах ±25%, что соответствует ошибке интерполяции осадков в точках наблюдений (при этом необходимо учитывать, что первые оцениваются по более длинному ряду наблюдений).

Для температурных трендов характерно преобладание значимого положительного роста летней температуры для всей территории. Исключение составляет небольшой район на крайнем северо-востоке (Чукотский п-ов), где тренд летней температуры отсутствует (незначимый, положительный – 0,006 °С/год).

Сопоставление трендов осадков и температуры в табл. 2 показывает, что положительные тренды летней температуры над ледниковыми системами Северо-Востока России (к востоку от 140°) соответствуют в большинстве случаев отрицательным трендам твёрдых осадков. Таким образом, обе тенденции направлены на сокращение массы ледников: увеличения их таяния и уменьшения аккумуляции. Летнее похолодание, однако, сопровождается тенденцией увеличения твёрдых осадков, на что указывает пример юго-востока Чукотского нагорья (залив Креста). Эти факты позволяют сделать вывод, что над ледниковыми системами данного региона летние потепления (похолодания) в многолетнем ходе сопровождаются тенденциями уменьшения (увеличения) твёрдых осадков, возможно, за счёт сокращения (увеличения) периода их выпадения. В подтверждение этого вывода говорит то, что для сумм осадков за фиксированный период (октябрь–апрель) такие закономерности не наблюдаются, а тренды незначимы.

Методика оценки эволюции ледниковых систем и результаты

Водный баланс поверхности ледника B на фиксированной высоте X можно выразить формулой $B = C - A$, где C – аккумуляция, A – абляция (таяние). Величину абляции можно вычислить по эмпирической формуле, которая подходит для данного региона [9]:

$$A = \alpha(T_X + 7)^3, \text{ мм/год}, \quad (1)$$

где T_X – средняя летняя температура воздуха на высоте X в пределах поверхности ледника, °С; $\alpha = 1$ мм/°С^3 – коэффициент пропорциональности, который в дальнейшем будем опускать; в наших обозначениях $T_X = T_{sum} - \gamma(X - h)$, где γ – вертикальный градиент температуры, равный 0,006 °С/м и соответствующий градиенту, использованному в нашем архиве для экстраполяции температуры для разных высот; h – высота, для которой определена T_{sum}.

Принимая допущения, что, во-первых, величина аккумуляции пропорциональна твёрдым осадкам (из архива) и, во-вторых, соотношение между ними постоянно по времени для данной ледниковой системы, зададим её формулой, аналогичной той, которая принята в гляциологии для зависимости аккумуляции от осадков на ледниках:

$$C = KZ_{sol}. \quad (2)$$

где K – коэффициент пропорциональности, определяемый нами эмпирически для каждой ледниковой системы (K = const, обычно равен или больше единицы, а в гляциологической формуле он называется коэффициент концентрации).

Величина Z_{sol} представляет собой интерполированную между метеостанциями величину твёрдых осадков над районом оледенения, поэтому факторы, обусловливающие различия коэффициента K и превышение аккумуляции над твёрдыми осадками, взятыми из архива, могут быть следующие:

1) фактор орографических вертикальных движений [10–12], приводящий к значительному росту осадков в горах, особенно на склонах, наветренных по отношению к горизонтальной составляющей скорости ветра над пограничным слоем атмосферы в дни с осадками (может увеличивать значения архивных осадков в несколько раз);

2) фактор перераспределения снега: концентрация снега в понижениях рельефа на ледниках за счёт лавин, метелевого переноса, сноса со склонов; коэффициент концентрации различается для типов ледников и ледниковых систем (увеличивает слой твёрдых осадков в 1,5–2 раза);

3) увеличение периода выпадения твёрдых осадков над ледниковыми системами по сравнению с аналогичным периодом на соседних метеостанциях;

4) фактор выбора исходного архива: различный набор метеостанций с разными временными рядами и разные методы интерполяции в узлах регулярной сетки.

При использовании формул (1) и (2) уравнение водного баланса ледников для высоты X примет следующий вид:

$$B = KZ_{sol} - [T_{sum} - 0{,}006(X - h) + 7]^3. \quad (3)$$

Если в формуле (3) для X принять условие $X = H_{ELA}$ (высота границы питания), то из определения высоты границы питания как высоты, где $B = 0$, получим формулу

$$KZ_{sol} = [T_{sum} - 0{,}006(H_{ELA} - h) + 7]^3. \quad (4)$$

Решаем уравнение (4) относительно H_{ELA} ($\bar{H}_{ELA}$) и получаем выражение

$$H_{ELA} = h + (T_{sum} + 7 - kz)/0{,}006, \quad (5)$$

где $z = (Z_{sol})^{1/3}$ и $k = K^{1/3}$.

Если предположить, что K = const по времени для каждой ледниковой системы (*предположение 1*), то формула (5) линейна относительно T_{sum} и z. С учётом того, что функция $z = (Z_{sol})^{1/3}$ почти линейна по отношению к Z_{sol} с точностью ±2% в области изменчивости данной величины (50–400 мм), можно полагать, что $\bar{z} = \overline{Z_{sol}^{1/3}} \approx \bar{Z}_{sol}^{1/3}$. Горизонтальная черта над символом означает осреднение по времени за любой период соответствующей величины (*предположение 2*). В результате сделанных предположений получаем формулу для средних величин:

$$\bar{H}_{ELA} = h + (\bar{T}_{sum} + 7 - k\bar{z})/0{,}006. \quad (6)$$

В силу допущения постоянства K для всего периода наблюдения, используя формулу (6), можно вычислить его по средним $\bar{T}_{sum}$ и $\bar{Z}_{sol}$ за 1949–2014 гг.:

$$K = k^3 = [\bar{T}_{sum} + 7 - 0{,}006(\bar{H}_{ELA} - h)]^3/\bar{Z}_{sol}. \quad (7)$$

Из формулы (7) следует, что для получения K требуется задание величины $\bar{H}_{ELA}$ с привязкой к

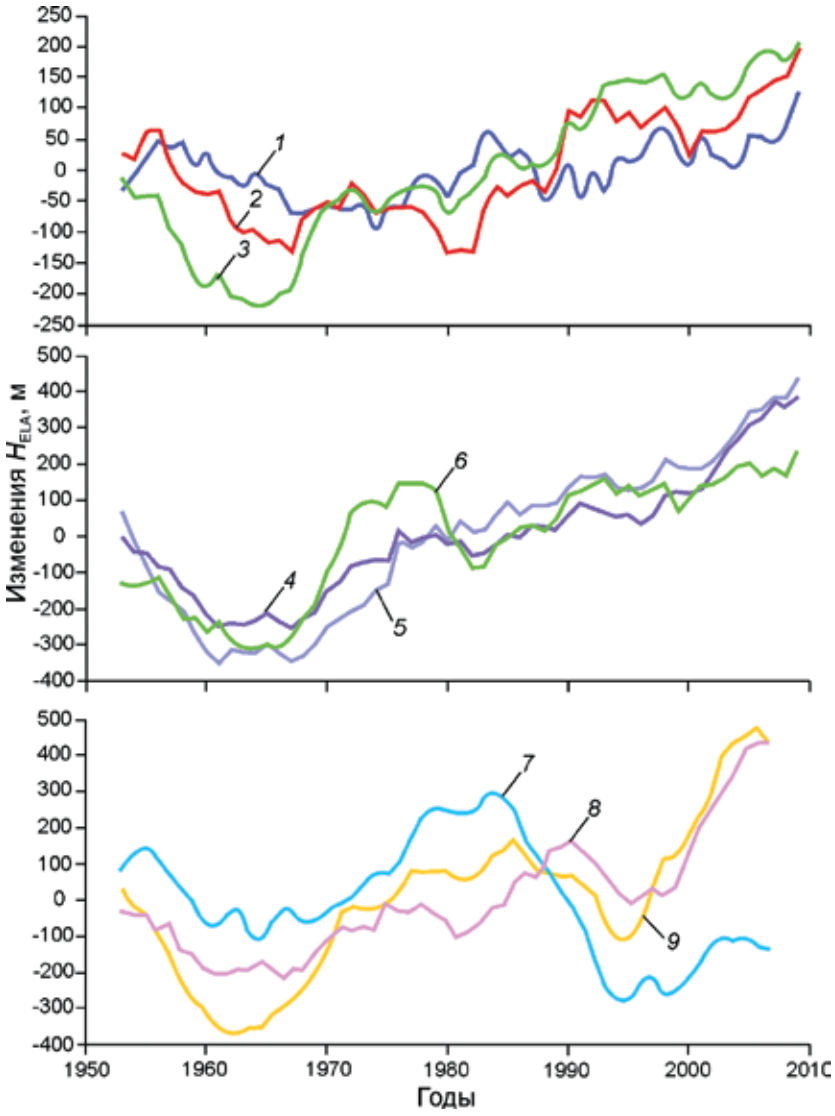

Рис. 2. Пример расчёта временных рядов отклонений высоты границы питания ΔH_{ELA} (м) по 10-летним скользящим средним для девяти ледниковых систем Северо-Востока России:
1 – хребет Орулган; *2* – хребет Черского, массив Буордах; *3* – горы Сунтар-Хаята; *4* – Корякского нагорье (север); *5* – Корякского нагорье (юг); *6* – п-ов Тайгонос; *7* – юго-восток Чукотского нагорья (залив Креста); *8* – северо-восток Корякского нагорья; *9* – Чукотский полуостров; нулевое значение ΔH_{ELA} соответствует средней высоте границы питания

Fig. 2. Calculation example of time series of the equilibrium line altitude H_{ELA} deviations in meters (by 10-year moving averages) for the glacial systems of North-East of Russia.
1 – Orulgan Range; *2* – Chersky Range, Buordakh Massif; *3* – Suntar-Hayata Range; *4* – Koryak Highlands (North); *5* – Koryak Highlands (South); *6* – Taigonos Peninsula; *7* – South-East of the Chukchi Upland (Cross Bay); *8* – North-East of the Koryak Highlands; *9* – Chukchi Peninsula; the zero value of ΔH_{ELA} corresponds to the mean equilibrium line altitude

определённому году или периоду лет. Для современного (базового) периода $\bar{H}_{ELA}$ задаётся на период 1949–2014 гг. (приведена в табл. 1). Теперь, когда K найдено, переходим путём вычитания формул (5) и (6) к формуле для отклонений H_{ELA} от средней – ΔH_{ELA}:

$$\Delta H_{ELA} = (\Delta T_{sum} - k\Delta z)/0{,}006, \qquad (8)$$

где $\Delta H_{ELA} = H_{ELA} - \bar{H}_{ELA}$; $\Delta T_{sum} = T_{sum} - \bar{T}_{sum}$; $\Delta z = z - \bar{z}$.

Согласно формуле (8), зависимость временных изменений H_{ELA} от изменений летней температуры и суммы твёрдых осадков для каждой ледниковой системы определяется только одним параметром – величиной k. В силу линейности формулы (8) при анализе изменений высоты границы питания для величин T_{sum} и z (последняя характеризует твёрдые осадки) можно использовать как ежегодные данные, так и скользящие средние. Скользящие средние позволяют убрать ежегодные колебания высоты границы питания, получающиеся из расчётов и не отражающие реальную картину её динамики на ледниках. Предпочтительнее использовать в формуле (8) сглаженные (10-летние средние) величины T_{sum} и z. Мы выбрали 10-летнее сглаживание, чтобы учесть климатические изменения последних десятилетий и нивелировать разброс в измерениях твёрдых осадков до введения в 1953 г. осадкомеров Третьякова.

На рис. 2 показан пример расчёта временных рядов ΔH_{ELA} по формуле (8) для 10-летних скользящих средних T_{sum} и z для девяти ледниковых систем Северо-Востока России. Кривая для гор Быранга (№ 1) не приводится из-за малых значений

Таблица 3. **Результаты расчётов прогноза изменений высоты границы питания и средние значения аккумуляции на ледниковых системах Северо-Востока России по предложенному алгоритму (названия ледниковых систем *1–10* см. табл. 1)***

Параметры	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
Коэффициент пропорциональности K	0,9	5,8	8,5	9,0	5,4	6,7	11.0	6,5	5,1	5,4
$k(k = K^{1/3})$	1,0	1,8	2,0	2,1	1,8	1,9	2,2	1,9	1,7	1,8
Средняя аккумуляция $\overline{C}$, мм	170	370	750	920	1200	1430	2750	1540	1540	2050
Значение тренда высоты границы питания *trH*, м/год	0,6	1,2	3,3	6,6	8,7	11,9	8,3	−3,8	8,1	10,2
Стандартная ошибка тренда ±*sse*, м/год	0,2	0,3	0,5	0,5	0,7	0,9	0,8	1,2	0,8	1,1
Прогноз на 2034 г. относительно 1981 г.: ΔH_{ELA}, м	30	70	180	350	460	630	400	−200	430	540
Ошибка прогноза $\pm\Delta_p$, м	12	17	28	25	36	46	40	63	41	60
r, %	107	175	100	67	42	33	36	43	43	8

*Все тренды *trH* в табл. 3 значимы ($p < 5\%$); $\Delta H_{ELA} = 0$ за 1981 г. согласно линейной регрессии; ΔH_{ELA} за 2034 г. рассчитан по формуле (9).

величины ΔH_{ELA} (соответственно нумерация кривых смещается на единицу). Из рис. 2 следует, что на Чукотке изменения ΔH_{ELA} носят квазициклический характер с периодом порядка 30 лет. Поскольку климат рассматриваемых ледниковых систем морской, причину таких колебаний следует искать в изменениях SST (стандартная аббревиатура для температуры поверхности моря) северной части Тихого океана на фоне планетарного потепления атмосферы во второй половине XX и начале XXI вв. Рост осадков в районе заливов Креста и Анадырского и связанное с ним понижение высоты границы питания с середины 1990-х до начала 2000-х годов также, возможно, связан с изменением SST в районе Берингова моря.

Анализ аналогичных графиков для других ледниковых систем показывает, что за период 1949–2014 гг. имел место общий для всех ледниковых систем абсолютный минимум высоты H_{ELA} в 1960–1970 гг. и общий абсолютный максимум в 2000–2014 гг. (кроме ледниковой системы № 8 – юго-восток Чукотского нагорья в районе залива Креста, где наблюдаются значимый рост осадков и падение температуры).

Тенденции развития изучаемых ледниковых систем в будущем. По рассчитанному ряду ΔH_{ELA} (кривые на рис. 2) в первом приближении можно построить следующее линейное регрессионное уравнение, с помощью которого мы попытаемся оценить прогноз на 20 лет в будущее относительно 2014 г.:

$$\Delta H_{ELA} = trH(t - t_m), \qquad (9)$$

где *trH* – линейный тренд, м/год; t – номер года; t_m – середина интервала $[Y_b, Y_f]$, которому соответствует нулевое значение отклонения ΔH_{ELA}; Y_b и Y_f – соответственно начальный и конечный год интервала; $t_m = Y_b + (Y_f - Y_b)/2$ (в нашем случае это 1981 г.).

При расчёте коэффициента регрессии *trH* обычно определяется его стандартная ошибка – ±*sse*(*trH*), которая позволяет оценить ошибку прогноза заблаговременности p (лет) – $\pm\Delta_p$:

$$\pm\Delta_p = \pm sse(trH)\,[p + (Y_f - Y_b)/2]. \qquad (10)$$

В нашем случае для интервала сглаженных величин (1953–2009 гг.) ошибка прогноза на 2034 г. составляет: $\pm\Delta_p = \pm sse(trH)52{,}5$. Приведём алгоритм для расчёта эволюции (тренды и прогноз) ΔH_{ELA}:

1) по совокупности всех имеющихся данных за исследуемый период (данные Каталога ледников и совокупности статей) задание для области ледниковой системы величины $\overline{H}_{ELA}$;

2) вычисление 10-летних скользящих средних для T_{sum} и Z_{sol} и по этим новым рядам средних $\overline{T}_{sum}$ и $\overline{Z}_{sol}$;

3) расчёт K по формуле (7) и $k = K^{1/3}$.

4) вычисление ряда $z = (Z_{sol})^{1/3}$ и $\overline{z}$;

5) по формуле (8) вычисляем ряд ΔH_{ELA} по 10-летним скользящим средним T_{sum} и z;

6) вычисление для выражения (9) коэффициента линейной регрессии *trH* и его ошибки *sse*;

7) вычисление прогноза заблаговременности p для ΔH_{ELA} по формуле (9) и величины ошибки $\pm\Delta_p$ по формуле (10).

Результаты расчётов, выполненных по заданному алгоритму, параметров и линейных трендов изменения высоты границы питания десяти ледниковых систем приведены в табл. 3.

Отметим, что все тренды оказались значимыми по *f*-распределению с уровнем значимости менее 5%. Оценка ошибок прогноза, за исключением систем № ***1*** и ***8***, находится в пределах ±25% прогнозируемой величины, что вполне приемлемо для ледниковых систем с учётом значительного разброса высот границы питания при определении средних для территории величин (колеблется в пределах ±50–500 м в зависимости от средней высоты системы). В табл. 3 приведена также величина $r = 100\%trT/(0{,}006trH)$, где trT – тренд 10-летней скользящей средней температуры (немного отличается по величине от тренда в табл. 2 и везде значим). Величина r характеризует долю вклада температурного тренда в тренд ΔH_{ELA}. Поскольку, согласно формуле (8), тренды температуры и осадков противоположны по своему действию на изменения высоты границы питания, значения $r < 100\%$ означают противоположные по знаку тренды T_{sum} и kz, а значения $r > 100\%$ – тренды одного знака. В последнем случае доля тренда осадков r составляет 100%, а величина $r/(r - 100\%)$ показывает, во сколько раз доля тренда T_{sum} больше доли тренда осадков kz.

Из данных табл. 3 о величине r следует, что основной вклад в изменение состояния прибрежных ледниковых систем (системы ***5–10***) вносят *изменения твёрдых осадков*, а для континентальных систем, наоборот, тенденции изменения H_{ELA} обусловлены изменением *летней температуры воздуха*. Отметим, что тренды летней температуры и твёрдых осадков во всех случаях, кроме хр. Орулган, действуют в одном направлении по изменению высоты границы питания (либо оба увеличивают H_{ELA}, либо оба уменьшают). На хр. Орулган рост температуры повышает величину H_{ELA}, а рост осадков, наоборот, понижает.

Прогнозируемые значения подъёма высоты границы питания по отношению к 1981 г. колеблются от 30 до 600 м в зависимости от сочетания масштаба изменений температуры воздуха, сумм твёрдых осадков, а также высот рельефа. Максимум подъёма приходится на ледниковые системы Корякии и Чукотского полуострова, минимум – на горы Быранга и хр. Орулган.

С точки зрения оценки точности прогноза важна оценка чувствительности трендов и прогностических значений ΔH_{ELA} к ошибкам интерполяции исходных данных и данных наблюдений $\bar{H}_{ELA}$ в формуле (8). По нашему мнению, ошибки интерполяции не влияют на тренды исходных данных T_{sum} и z, поскольку: а) тренды величин ошибок Tcv и Zcv малы по сравнению с трендами T_{sum} и z (в 5–10 раз меньше) и б) ряды этих ошибок не учитывают знак самой величины (берутся по модулю) и уже учтены в оценке стандартной ошибки тренда *sse*. В силу этих аргументов мы принимаем, что ошибки расчёта ΔH_{ELA} вызваны только ошибками вычисляемого по формуле (7) коэффициента k. Согласно этой формуле, коэффициент зависит от трёх величин: двух, вычисляемых по архиву $\bar{T}_{sum}$ и $\bar{z}$ и имеющих ошибки интерполяции $\pm\overline{Tcv}$ и $\pm\overline{Zcv}$, и величины $\bar{H}_{ELA}$, которая задаётся по данным наземных или спутниковых наблюдений. Зададим величину ошибки определения $\bar{H}_{ELA}$ с учётом её высокой пространственной изменчивости в ледниковых системах $\Delta_H = \pm 100$ м. Обозначим ошибки расчёта коэффициента k, вызванные ошибкой температуры Δk_T, ошибкой осадков Δk_z и ошибкой Δk_H определения $\bar{H}_{ELA}$. Тогда из формулы (7) получим следующие выражения для ошибок k:

$$\Delta k_T = \pm\overline{Tcv}/\bar{z};\ \Delta k_z = -(\pm k\Delta\bar{z}/\bar{z});$$
$$\Delta k_H = -(\pm\Delta_H 0{,}006/\bar{z}),$$

где $\Delta\bar{z} = 0{,}5\,[(\bar{Z}_{sol} + \overline{Zcv})^{1/3} - (\bar{Z}_{sol} - \overline{Zcv})^{1/3}]$, а знак минус во втором и третьем выражении означает, что изменение указанных величин имеет знак, противоположный изменению исходных величин.

Сделаем предположение, что ошибки не коррелированы между собой. Тогда при условии совпадения знаков ошибок в формуле (8) по влиянию на конечный результат максимально возможная (по модулю) ошибка $\Delta_{\max}$ расчёта величины изменения высоты границы питания ледниковых систем за период τ составит:

$$\Delta_{\max} = \pm(|\Delta_1| + |\Delta_2| + |\Delta_3|),$$

где $\Delta_1 = \tau\Delta k_T trz$; $\Delta_2 = \tau\Delta k_z trz$ и $\Delta_3 = \tau\Delta k_H trz$ ($\tau = 53$ года в нашем случае прогноза на 2034 г.); trz – тренд величины z (вычисляем на этапе пятого алгоритма, рассмотренного раньше); Δ_1, Δ_2 и Δ_3 – ошибки прогноза изменения высоты границы питания, вызванные ошибками $\bar{T}_{sum}$, $\bar{z}$ и $\bar{H}_{ELA}$ соответственно.

Результаты расчётов указанных величин, приведённые в табл. 4, показывают, что данный метод

Таблица 4. **Оценка ошибок значений k и изменений высоты границы питания за 1981–2034 гг., обусловленных ошибками интерполяции и ошибкой определения $\overline{H}_{ELA}$**

Параметры*	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
k	1,0	1,8	2,0	2,1	1,8	1,9	2,5	1,9	1,7	1,8
$\Delta k_T/k$, %	15	10	11	12	6	5	7	10	7	5
$\Delta k_z/k$, %	−11	−9	−10	−15	−13	−16	−9	−20	−13	−17
$\Delta k_H/k$, %	−11	−7	−7	−6	−5	−5	−4	−5	−5	−5
$\pm\Delta_1$, м	0	5	0	−14	−15	−19	−20	11	−17	−27
$\pm\Delta_2$, м	0	−5	0	17	35	67	24	−22	32	85
$\pm\Delta_3$, м	0	−3	0	7	15	22	12	−6	13	24
$\pm\Delta_{max}$, м	0	13	0	38	65	109	56	40	62	137
$\Delta_{max}/\Delta H_{ELA}$, %	0	19	0	11	14	17	13	−20	15	26

*Параметры в первой (левой графе) см. в тексте. Знак минус для ошибок в данной таблице означает, что знак изменения конечной величины противоположен знаку исходной.

Таблица 5. **Сопоставление данных об изменениях H_{ELA}, рассчитанных по кривым на рис. 2, и данных, полученных из различных источников**

Области ледниковых систем	Период изменения, годы	Источник*	Изменения H_{ELA}, м		Суммарная ошибка $\pm\Delta_{max}$, м
			фактические	расчётные	
Хр. Орулган	1970–2003	Кл	50	70	10
Хр. Черского, массив Буордах			150	110	0
Сунтар-Хаята	1950–2003	С	80	120	40
Корякское нагорье (Север)	1950–2000	Кл	75	100	60
Корякское нагорье (Юг)		С	130	100	100
П-ов Тайгонос	1970–2000		90	160	40
Чукотское нагорье (залив Креста)	1965–2000		−260	−200	30
Северо-восток Корякского нагорья			110	200	40
Чукотский полуостров	1970–2000		120	300	90

*Кл – климатические данные [13]; С – спутниковые данные [6]; суммарная ошибка $\pm\Delta_{max}$ рассчитана для периода изменения во второй колонке.

расчёта изменения высоты границы питания мало чувствителен к небольшим флуктуациям (ошибкам) исходных параметров, определяющих коэффициент k в формуле (8). Действительно, относительная максимально возможная ошибка составляет 26% величины прогнозного изменения ΔH_{ELA} за 53 года (в среднем для всех систем 13%) при том, что вероятность совпадения всех трёх ошибок одного знака составляет 0,25. В этом случае можно предположить, что средняя общая ошибка изменения высоты границы питания, обусловленная ошибкой расчёта k, лежит в пределах $0{,}5\cdot 100\%\Delta_{max}/\Delta H_{ELA}$, т.е. в среднем для всех ледниковых систем в районе равна 6–13%.

Наименее чувствителен прогноз высоты границы питания к вариациям средней высоты границы питания, наиболее – к $\overline{Zcv}$ (так, ошибка прогноза ΔH_{ELA} за счёт $\Delta_H = \pm 100$ м составляет в среднем 20% общей ошибки Δ_{max}, а ошибки за счёт $\overline{Zcv}$ – 50%). В абсолютном выражении ошибка в определении средней высоты границы питания в 100 м вызывает ошибку ΔH_{ELA} за 50 лет, в среднем равную 10 м (максимум 24 м для Чукотского полуострова). Максимальные ошибки прогноза изменения высоты границы питания над Чукотским полуостровом обусловлены максимальным вкладом тренда осадков в её изменения (см. табл. 3).

В табл. 5 приводится сравнение фактических и расчётных данных изменений ΔH_{ELA} за различные периоды времени, полученных с помощью предлагаемой в статье методики расчёта. Под фактическими изменениями здесь подразумеваются оценочные разности величины H_{ELA} для разных временных отрезков исходного ряда, полученные из разных источников: данные Каталога ледников, спутниковые данные, результаты полевых наблюдений по отдельным статьям. Величины H_{ELA}, полученные по спутниковым данным, определялись с помощью ASTER GDEM с использованием метода Гефера–Куровского, а H_{ELA} по климатическим данным – как высота пересечения балансовых кривых, построенных по данным метеостанций с применением эмпирических формул расчёта абляции и аккумуляции.

Данные табл. 5 показывают, что знаки и порядки фактических и расчётных величин совпадают с учётом оценочного характера фактических данных изменений H_{ELA}. Слово «оценочный» означает: а) большие различия фактических H_{ELA} внутри одной ледниковой системы (порядки этих различий составляет ±50–500 м и зависят от высоты ледниковой системы); 2) различия типов и площадей ледников системы, что влияет на расчёт средней величины; 3) различия во

времени определения H_{ELA} для ледников разных частей системы (может составлять более 10 лет); 4) различие методов определения этой величины для разных систем и отдельных ледников. Таким образом, точный расчёт фактической величины H_{ELA} требует учёта всех этих различий и делает эту задачу трудно выполнимой в рамках данной статьи. В этом смысле расчётные данные изменений ΔH_{ELA} ближе к истинным, чем оценочные фактические изменения.

Заключение

В настоящей работе предлагается методика расчёта высоты границы питания для ледниковых систем как одной из основополагающей характеристики режима ледников. Регион Северо-Востока России исследован мало, экспедиции туда затруднены из-за очень высоких транспортных расходов (нет дорог) и сложного доступа к ледникам. Поэтому расчётные методы пока имеют важное значение для оценки состояния ледниковых систем и возможности прогноза их эволюции в ближайшем будущем. По многолетним рядам отклонений высоты границы питания H_{ELA} установлены периоды минимального и максимального положения H_{ELA} для разных ледниковых систем, а также линейные тренды этих рядов, что позволило оценить тенденции изменения H_{ELA} в будущем с использованием метода линейной регрессии. К достоинствам рассматриваемого в статье подхода к исследованию ледниковых систем можно отнести следующие аспекты.

1. Благодаря пространственно-временно́му объективному анализу, выполняемому при получении сеточных данных о температуре и осадках, предлагаемая методика позволяет учитывать при изучении временных рядов высоты границы питания весь массив имеющихся данных вокруг исследуемой ледниковой системы, а также детализировать пространственное распределение метеорологических параметров в её пределах.

2. Методика устанавливает связь между сеточными значениями твёрдых осадков и аккумуляцией как для всей ледниковой системы, так и для её отдельных частей. Она позволяет использовать любые архивные данные в узлах регулярной сетки, в том числе данные реанализа, которые, однако, требуют предварительной оценки соответствия данных об осадках данным метеорологической сети.

3. Предлагаемая методика даёт возможность оценивать межгодовые изменения (колебания) высоты границы питания (с учётом периода сглаживания). Так, для ледниковых систем Северо-Востока России установлены периоды минимальных (1960–1970 гг.) и максимальных значений высоты границы питания (2000–2014 гг.), за исключением юго-востока Чукотского нагорья (минимум – 1995–2005 гг., максимум – 1980–1990 гг.).

4. Полученные в результате применения методики ряды ΔH_{ELA} позволяют выполнять нелинейный прогноз этой величины, более точный и надёжный, чем используемый в гляциологии линейный прогноз, особенно при использовании данных IPCC прогнозов для температуры и осадках. Результаты оценок ошибок показывают, что данный метод расчёта изменения H_{ELA} слабо чувствителен к малым флуктуациям (ошибкам) исходных параметров.

Благодарности. Работа выполнана при поддержке РФФИ, грант № 16-05-00349 а.

Acknowledgments. This study was supported by the RFBR, grant № 16-05-00349 a.

Литература

1. *Жильцова Е.Л., Анисимов О.А.* О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими архивами // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 79–89.
2. Электронный ресурс: http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html.
3. Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1965–1982.

References

1. *Zhiltsova E.L., Anisimov O.A.* On the accuracy of temperature and precipitation reproduction in Russia by global climate archives. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2009, 10: 79–89. [In Russian].
2. Internet source: http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html.
3. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965–1982. [In Russian].

4. Электронный ресурс: Материалы исследований Р.В. Седова, 2009. www.webgeo.ru/index.php?r=50&id=687.
5. *Котляков В.М., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М., Чернова Л.П., Носенко Г.А.* Две новые ледниковые системы на северо-востоке Евразии // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 108–113.
6. *Ананичева М.Д.* Оценка площадей, объёмов и высот границы питания ледниковых систем Северо-Востока России по космическим снимкам начала XXI в. // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 35–47.
7. *Ананичева М.Д., Карпачевский А.М.* Современное состояние ледников Чукотского и Колымского нагорий и прогноз эволюции ледниковых систем Чукотского нагорья // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 64–83.
8. *Мавлюдов Б.Р., Ананичева М.Д.* Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 345–357.
9. *Корейша М.М.* Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята // М.: Изд-во АН СССР, 1963. 169 с.
10. *Михайлов А.Ю.* Роль орографических вертикальных движений в формировании климатического поля летних осадков. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 96–103.
11. *Михайлов А.Ю.* Расчет интегрального влияния рельефа на величину вертикальной скорости ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1986. № 5. С. 543–546.
12. *Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Михайлов А.Ю.* Ледники Мейныпильгынского хребта: современное состояние и прогноз эволюции ледниковых систем // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 40–50.

4. Internet source: *Materialy issledovaniy R.V. Sedova*. Research materials by R.V. Sedov. 2009. www.webgeo.ru/index.php?r=50&id=687. [In Russian].
5. *Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Zverkova N.M., Chernova L.P., Nosenko G.A.* Two new glacial systems in the Northeast of Eurasia. *Doklady Akademii nauk.* Proc. of the Academy of Sciences. 2011, 437 (1): 108–113. [In Russian].
6. *Ananicheva M.D.* Assessment of area, volume and ELA of glacial systems in Northeast Russia from satellite images of the beginning of XXI century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 1 (125): 35–47. [In Russian].
7. *Ananicheva M.D., Karpachevsky A.M.* The current state of the glaciers of the Chukchi and Kolyma highlands and the projection of the evolution of the Chukchi Highland glacier systems. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2016, 1: 64–83. [In Russian].
8. *Mavlyudov B.R., Ananicheva M.D* Glaciers of the northern massif of the Suntar-Hayata Mountains: tcurrent state and dynamics since the end of 1950s. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 345–357. [In Russian].
9. *Koreisha M.M. Sovremennoe oledenenie khrebta Suntar-Khayata.* Present-day glaciation of the Suntar-Hayata Range. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1963: 169 p. [In Russian]
10. *Mikhailov A.Yu.* Role of orographic vertical movements in the formation of the summer precipitation climate pattern. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. Geographic series. 1985, 5: 96–103. [In Russian].
11. *Mikhailov A.Yu.* Calculation of the integral influence of topography on the magnitude of vertical wind speed. *Izvestiya AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and ocean. 1986, 5: 543–546. [In Russian].
12. *Ananicheva M.D., Kapustin G.A., Mikhaylov A.Yu.* Glaciers of the Mainypilgynsky Range: current state and development forecast of glacier systems. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 2 (118): 40–50. [In Russian].

УДК 551.324 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-333-342

Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным

© 2018 г. Д.В. Банцев[1*], Д.А. Ганюшкин[1], К.В. Чистяков[1], А.А. Екайкин[1,2], И.В. Токарев[1], И.В. Волков[1]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
*bancev-d@yandex.ru

Formation of glacier runoff on the northern slope of Tavan Bogd mountain massif based on stable isotopes data

D.V. Bantsev[1], D.A. Ganyushkin[1], K.V. Chistyakov[1], A.A. Ekaykin[1,2], I.V. Tokarev[1], I.V. Volkov[1]

[1]Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia; [2]Arctic and Antarctic research institute, Saint-Petersburg, Russia
*bancev-d@yandex.ru

Received January 25, 2018 *Accepted April 4, 2018*

Keywords: ***glaciers, glacier-derived runoff, isotopic content, melting, South-Eastern Altai.***

Summary

This investigation is based on measurements of stable isotopes concentrations (δD and $\delta^{18}O$) in water, snow and ice samples. Glaciers are composed of ice, snow, and firn of atmospheric origin. The isotopic composition of these components is different, so when melting they form the melted glacial water with different isotope characteristics. Summer precipitation contains the heaviest isotopes, but only a small part of them remains on the glacier. The average isotopic composition of glacier ice represents the average composition of precipitation that accumulates on it. However, snow and firn of different seasons can occur on the glacier surface, the isotopic composition of which differs from the isotopic composition of glacier ice. At different times of the ablation season different parts of the glacier melt, therefore the isotopic composition of melt waters will be different. Differences in the isotopic composition of the major runoff-forming components on the Northern slopes of the massif Tabyn-Bogdo-Ola had been identified. A part of melting ice in the formation of the runoff on this massif is determined by estimation of the isotopic composition of snow, ice, and firn on different glaciers of this region. The average $\delta^{18}O$ of snow on the glacier surface is −11.9‰, and this snow can be attributed to the precipitation fallen in late spring or early summer. Measured average isotopic composition of precipitation ($\delta^{18}O$ = −11.9‰) was compared with the online calculator of the isotope content in precipitation (OIPC). The isotopic composition of glacial melt waters on the Northern macro-slope in the middle of July 2015 ($\delta^{18}O$ = −15.3‰) differs from the isotopic composition of the territory of the Mongolian part of the massif ($\delta^{18}O$ = −17.4‰) obtained from results of the analysis of eight samples taken at different edges of the glaciers at the beginning of August 2013. Isotopic separation shows important role of summer snow in feeding the glacial rivers of the massif even in the middle of the ablation season, especially for glaciers in the central part of the massif. The role of seasonal snow in feeding the glacier streams depends on the morphological type of glacier. It is maximum for corrie glaciers and minimum for the valley ones.

Citation: Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Tokarev I.V., Volkov I.V. Formation of glacier runoff on the northern slope of Tavan Bogd mountain massif based on stable isotopes data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 333–342. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-333-342.

Поступила 25 января 2018 г. *Принята к печати 4 апреля 2018 г.*

Ключевые слова: ***изотопный состав, ледники, ледниковый сток, таяние, Юго-Восточный Алтай.***

Определены различия изотопного состава основных стокоформирующих компонентов на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола. По изотопному разделению дана оценка доли ледникового стока в середине сезона абляции для крупнейших ледников массива. Выявлены отличия в изотопном составе талых ледниковых вод российской и монгольской частей массива, отмечена возможная связь между морфологическим типом ледников и долей талых снежных вод в стоке.

Введение

Исследование концентраций стабильных изотопов кислорода и дейтерия в воде — одно из современных направлений гидрологических исследований. Данные об изотопном составе речных вод позволяют получить информацию об источниках воды в реке и разделить её гидрограф на составляющие [1]. Изотопные исследования выполнены экспедицией Санкт-Петербургского

государственного университета в июле 2015 г. на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола, в бассейне р. Ак-Алаха на территории Юго-Восточного Алтая. Поставленные задачи предусматривали: а) получение информации о соотношениях основных стокоформирующих компонентов в ледниковых водотоках на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола; б) их сравнение с полученными ранее данными; в) дополнительную проверку изотопного метода в условиях аридных высокогорий.

Территория Юго-Восточного Алтая отличается аридным климатом и относится к проблемной с точки зрения обеспечения водными ресурсами, поэтому исследование условий формирования стока высокогорных рек с помощью новых методов вызывает особый интерес. Этот регион уже несколько лет представляет собой объект исследования географов Санкт-Петербургского государственного университета [2–4]. Первые изотопные исследования ледников и рек предприняты нами с 1 по 16 августа 2013 г. и с 25 июля по 20 августа 2014 г. в монгольской части массива Табын-Богдо-Ола [1]. Горный массив Табын-Богдо-Ола находится на границе России, Монголии и Китая. Это – крупнейший центр оледенения Алтая. Здесь сходятся несколько горных хребтов: Южный Алтай с запада, Сайлюгем с востока и Монгольский Алтай с юга. По состоянию на 2015 г. на северном склоне массива Табын-Богдо-Ола насчитывалось 16 ледников суммарной площадью 23,46 км^2. Средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3335 м. Одна из отличительных особенностей данного массива – ярко выраженное увеличение количества осадков с востока на запад [2].

Методика исследования

В основе изотопных исследований объектов гидросферы лежит определение относительных концентраций изотопов кислорода и водорода ($\delta^{18}O$ + δD) [5]. Поскольку концентрации стабильных изотопов в воде из разных источников, например, талой ледниковой и грунтовой воды, различаются, этот метод можно использовать для определения доли воды различного происхождения в общем питании реки [6, 7]. Экспедиционные работы по отбору проб проводили с 8 по 20 июля 2015 г. Образцы воды отбирали в герметичные пробирки вместимостью 50 мл. Изотопные характеристики анализировали в Лаборатории изменения климата и окружающей среды Арктического и Антарктического научно-исследовательского института на газовом анализаторе Picarro L2120-i. В качестве стандарта использовалась дистиллированная водопроводная вода г. Санкт-Петербург со следующими характеристиками: −9,79‰ по $\delta^{18}O$ и −75,47‰ по δD относительно стандарта МАГАТЭ «V-SMOW2». Точность измерений составляла 0,05‰ для $\delta^{18}O$ и 0,5‰ для δD.

Образцы речной воды отбирали непосредственно из водотоков в районе исследования. Снег и фирн были взяты с поверхности ледников, а также из шурфов в области аккумуляции. Всего за время полевых работ отобрано 145 проб (126 – на массиве Табын-Богдо-Ола и 19 – на хр. Чихачева). Больше всего проб (71) взято из водотоков. Это – талые ледниковые воды, которые отбирались непосредственно у края ледника, и воды неледникового происхождения. Число образцов снега, фирна и льда составило 68. Большинство из них отбирали в двух снежно-фирновых шурфах, пройденных на высотах 3650 м (шурф № 1) и 3400 м (шурф № 2) в области питания ледников северного склона массива Табын-Богдо-Ола (рис. 1). Брали образцы и атмосферных осадков (шесть проб). Небольшое число образцов речной воды, снега, фирна и осадков было отобрано в 2015 г. в юго-восточной (монгольской) части массива Табын-Богдо-Ола на ледниках Потанина и Александры почти одновременно с работами, рассматриваемыми в данной статье.

Результаты

В табл. 1 приведены средние значения $\delta^{18}O$ по группам образцов для массива Табын-Богдо-Ола. Среднее значение изотопного состава атмосферных осадков получено за три года полевых исследований. Осадки собирались в августе 2013 г., в июле и августе 2014 г., а также в июне и июле 2015 г., поэтому отражают изотопный состав только летних осадков. Данных по изотопному составу осадков других сезонов недостаточно, так как ближайшие метеостан-

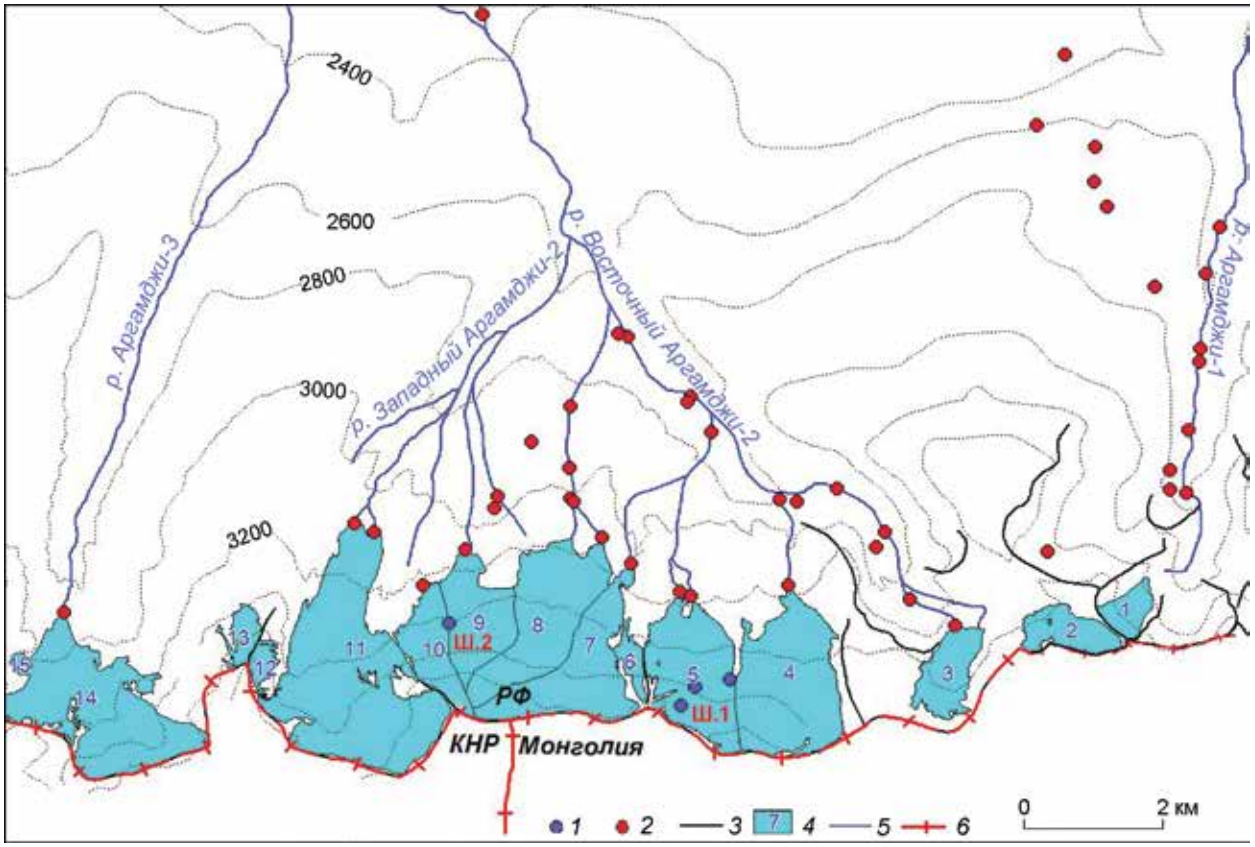

Рис. 1. Карта-схема района исследования с точками отбора изотопных проб:
1 – пробы снега и фирна; *2* – пробы воды; *3* – горные хребты; *4* – ледники и их номера; *5* – водотоки; *6* – государственная граница; Ш.1 и Ш.2 – шурфы

Fig. 1. Map of the research area:
1 – sampling points of snow and firn; *2* – sampling points of water; *3* – ridges; *4* – glaciers and their numbers; *5* – rivers; *6* – state border; Ш.1 and Ш.2 – prospect hole

Таблица 1. **Средние изотопные характеристики по группам образцов***

Тип образцов	Диапазон значений $\delta^{18}O$, ‰	Среднее $\delta^{18}O$, ‰	Число проб
Осадки (июль–август) 2013–2015 гг.	−4,9 ÷ −24,8	−11,9	22
Талая вода у края ледника (Монголия, 2013 г.)	−16,2 ÷ −18,0	−17,4	7
Талая вода у края ледника (Россия, 2015 г.)	−13,8 ÷ −18,3	−15,3	12
Ручьи (Россия, 2015 г.)	−12,5 ÷ −16,9	−14,5	22
Снег/фирн из шурфов (Россия. 2015 г.)	−10,3 ÷ −20,4	−13,0	57

*$\delta^{18}O$ – относительная концентрация ^{18}O.

ции, входящие в сеть GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) (Омск, Урумчи), находятся на большом удалении от района исследования. Средний изотопный состав по $\delta^{18}O$ талых ледниковых вод для северного макросклона составил −15,3‰. Это значение на 2‰ изотопно тяжелее среднего значения талых ледниковых вод, полученного для ледников юго-восточной (монгольской) части массива в 2013–2014 гг. [8].

Отсутствие многолетних данных об изотопном составе осадков существенно осложняет изотопные исследования. По данным ближайшей метеостанции в пос. Кош-Агач (абсолютная высота 1700 м), во внутригодовом распределении преобладают летние осадки (70%). Информацию о внутригодовом изменении изотопного состава осадков можно получить с помощью косвенных методов, среди которых – интерполирование

данных по метеостанциям сети GNIP за период 1960–2010 гг. Подобная информация представлена на портале IsoMAP – Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction [9, 10]. Использование связанного с данным порталом онлайн-калькулятора OIPC (The Online Isotopes in Precipitation Calculator) позволяет с помощью ввода географических координат рассчитывать средние значения изотопного состава осадков по месяцам для разных территорий [9, 11]. В 2014–2016 гг. группой учёных из Института водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) в предгорьях Алтая был налажен отбор зимних осадков на изотопный анализ. Согласно результатам измерений, $\delta^{18}O$ проб изменялся от −15,9 до −30,63‰, а средние значения для двух зим составили −20,4 и −21,2‰ соответственно. В работе [12] показана высокая согласованность результатов изотопного анализа осадков за зимний сезон с результатами интерполяции IsoMAP.

Полученное по результатам отбора проб осадков июля и августа в течение трёх лет среднее значение $\delta^{18}O$, равное −11,9‰ (см. табл. 1), ниже на 2‰ расчётных значений, но в целом близко к $\delta^{18}O$ летних месяцев, полученному с помощью OIPC. Исходя из этого, модельные данные об изотопном составе осадков для данного района можно использовать в дальнейшей работе. На рис. 2, *б* показано внутригодовое изменение изотопного состава осадков по данным OIPC (для 49° с.ш., 88° в.д. и высоты 3000 м). Среднее $\delta^{18}O$ отобранных проб, а также рассчитанное с помощью OIPC среднегодовое значение $\delta^{18}O$ осадков выше фирновой границы (3500 м) составило −17,8‰.

Для образцов поверхностного снега $\delta^{18}O$ колеблется от −13,7 до −10,3‰, в среднем составляя −11,9‰. Такое высокое значение $\delta^{18}O$ показывает, что снег на поверхности ледников аккумулировался преимущественно весной и ранним летом. Полученное значение близко к среднему $\delta^{18}O$ для летних осадков. Поверхностные пробы снега и фирна также отбирались в начале августа 2015 г. на ледниках Потанина и Александры в монгольской части массива, и большинство проб имело тяжёлый изотопный состав. В шести образцах из семи значение $\delta^{18}O$ изменялось от −10,5 до −14‰. Отметим, что одна проба, взятая на наименьшей высоте (3150 м) существенно ниже фирновой границы, имеет наиболее лёгкий изотопный состав ($\delta^{18}O$ = −21,8‰), что позволяет отнести её к остаткам зимнего снега на поверхности ледника. Остальные пробы, как и в российской части, можно связывать с осадками поздней весны. При этом в распределении изотопного состава по высотам наблюдаются признаки описанного Ю.К. Васильчуком обратного высотного эффекта, который заключается в утяжелении изотопного состава поверхностного снега с увеличением высоты, что объясняется лучшей сохранностью изотопно-тяжёлого снега на больших высотах [13].

Снежно-фирновые шурфы глубиной 1 м (шурф № 1) и 1,9 м (шурф № 2) были пройдены в области питания ледников № 5 и № 9 на высотах 3650 и 3400 м соответственно (см. рис. 1). Образцы отбирались через каждые 5 см по глубине. Выше границы питания толщина слоя фирна и снега не превышала 20–25 см. Более мощная снежно-фирновая толща наблюдалась только у стенки каров, где и были пройдены оба шурфа. В неблагоприятных условиях ветрового переноса, когда зимний снег преимущественно сносится на подветренные юго-восточные склоны, кары выступают в качестве накопителей атмосферных осадков. Среднее $\delta^{18}O$ по шурфу № 1 равнялось −14,6‰, а по шурфу № 2 составляло −12,1‰. Причём в шурфе № 2 изменение изотопного состава с глубины 25 см до глубины 1,8 м очень невелико и равняется 1,7‰ (от −11,3 до −13,0‰). По изотопному составу снега из шурфов видно, что в снежно-фирновой толще в 2015 г., как и в поверхностном снеге, преобладали осадки тёплого сезона.

Средние значения стокоформирующих компонентов в районе работ на массиве Табын-Богдо-Ола за ограниченные интервалы времени оказались систематически изотопно легче аналогичных средних изотопных характеристик, полученных в результате полномасштабных изотопных исследований стока с ледника Джанкуат на Кавказе [1]. На рис. 2, *а* показана зависимость между δD и $\delta^{18}O$ по группам образцов.

Обсуждение

Близость уравнения линейной зависимости между δD и $\delta^{18}O$ к глобальной линии метеорных вод ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$) показывает подо-

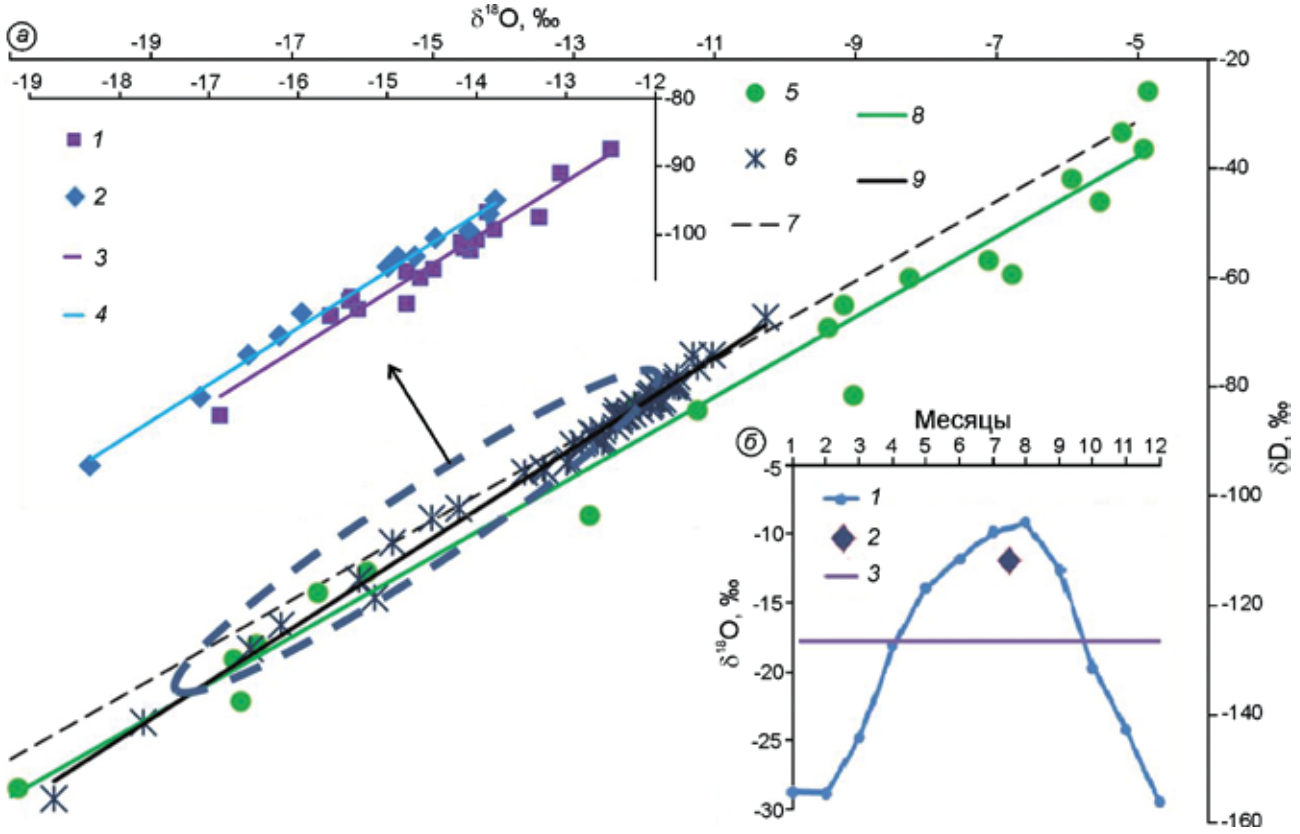

Рис. 2. Зависимость между относительной концентрацией δD и $\delta^{18}O$ по группам образцов (*а*) и расчётный изотопный состав осадков по месяцам согласно The Online Isotopes in Precipitation Calculator (OIPC) (*б*).
а: *1* – неледниковые водотоки; *2* – талые ледниковые воды; *3* – линейная зависимость для неледниковых водотоков ($\delta D = 8{,}2\delta^{18}O + 14{,}1$); *4* – линейная зависимость для талых ледниковых вод ($\delta D = 8{,}4\delta^{18}O + 20$); *5* – летние осадки за три года; *6* – снег и фирн из шурфов; *7* – локальная линия метеорных вод по данным OIPC ($\delta D = 7{,}3\delta^{18}O + 5{,}2$); *8* – линейная зависимость для осадков ($\delta D = 7{,}3\delta^{18}O - 1{,}2$); *9* – линейная зависимость для снега и фирна ($\delta D = 8{,}3\delta^{18}O + 16{,}5$); *б*: *1* – изотопный состав по месяцам (данные OIPC); *2* – средний изотопный состав летних осадков за 2013–2015 гг.; *3* – расчётное среднегодовое значение изотопного состава осадков на высоте 3500 м

Fig. 2. Relations between $\delta^{18}O$ and δD for the groups of the samples (*a*) and calculated isotopic content of precipitation by month (The Online Isotopes in Precipitation Calculator data) (*б*).
a – *1* – non-glacial fed streams; *2* – meltwater; *3* – linear dependence for the samples of non-glacial fed streams ($\delta D = 8{,}2\delta^{18}O + 14{,}1$); *4* – linear dependence for the samples of meltwater ($\delta D = 8{,}4\delta^{18}O + 20$); *5* – precipitation (3 years); *6* – snow and firn from snow-pits; *7* – local meteoric water line by OIPC ($\delta D = 7{,}3\delta^{18}O + 5{,}2$); *8* – linear dependence for the samples of precipitation ($\delta D = 7{,}3\delta^{18}O - 1{,}2$); *9* – linear dependence for the samples of snow and firn ($\delta D = 8{,}3\delta^{18}O + 16{,}5$); *б* – *1* – calculated isotopic content of precipitation by month (OIPC data); *2* – average isotopic content of summer precipitation in 2013–2015; *3* – calculated average annual isotopic content of precipitation at the height of 3500 m

бие условий образования осадков равновесным и указывает на невысокий вклад повторного испарения в формирование изотопного состава. По рис. 2, *а* видно, что угловой коэффициент линейной зависимости между δD и $\delta^{18}O$ для летних атмосферных осадков меньше, чем у других типов образцов.

С использованием среднемесячных значений изотопного состава по данным OIPC была построена локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) – уравнение, характеризующее взаимоотношение между δD и $\delta^{18}O$ для осадков в определённом районе. Угловой коэффициент для проб осадков совпадает с угловым коэффициентом локальной линии метеорных вод, построенной по данным интерполяции OIPC. Угловой коэффициент 7,3 показывает вклад испарения при выпадении летних осадков в формирование их изотопного состава, что неудивительно, если учесть аридность климата и относительно высокие летние температуры воздуха. Ледники и неледниковые водотоки, по-видимому, фор-

мировались преимущественно из осадков более холодных месяцев, поэтому угловой коэффициент зависимости между δD и $\delta^{18}O$ ближе к 8, т.е. ближе к глобальной линии метеорных вод.

В 2015 г., судя по изотопному составу образцов поверхностного снега и снега из шурфов (см. табл. 1), на поверхности ледников лежал изотопно-тяжёлый снег поздней весны. Его изотопный состав тяжелее изотопного состава ледникового льда. С учётом этого можно установить вклад снега с поверхности ледника в общий объём талых вод. Изотопный состав талых вод у краёв ледников отражает изменения условий накопления и залегания снега из-за различий в их морфологии. В 2013 г. среднее $\delta^{18}O$ талых ледниковых вод юго-восточной (монгольской) части массива составляло −17,4‰ [8]. Средний изотопный состав талых ледниковых вод на северном макросклоне в 2015 г. тяжелее (−15,3‰) по сравнению с юго-восточной частью массива. Это объясняется различиями в характере оледенения: ледники юго-восточной части массива имеют крупные языки, иногда, как в случае с ледником Козлова, спускающиеся до высоты 2650 м [8]. Следовательно, в 2013 г. в юго-восточной части массива в формировании ледникового стока влияние талых вод сезонного снега было невелико, а значительной была роль талого ледникового льда. На северном склоне в 2015 г., напротив, было велико влияние на сток снега на поверхности ледников.

Используя концентрации стабильных изотопов в качестве маркеров, можно определить долю сезонного снега в стоке у краёв ледников. Выделяемая в данном случае такая составляющая стока, как и сезонный снег на поверхности ледника, согласно одному из подходов в гляциогидрологии, не может быть отнесена к ледниковому стоку, так как за ледниковый принимается сток таяния многолетних запасов фирна и льда. Данный подход отражает основную гидрологическую роль ледников, заключающуюся в накоплении осадков и временном исключении их из круговорота воды с последующим перераспределением по годам [14–16]. Оценить вклад талых ледниковых и снежных вод в общее питание ледниковых рек на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола в 2015 г. можно, если использовать некоторые допущения.

Во-первых, из-за отсутствия данных об изотопном составе ледникового льда для исследуемого массива за его значение принято полученное в 2013 г. среднее $\delta^{18}O$ талых ледниковых вод для монгольской части массива в августе, которое составило −17,4‰. Естественно, в формировании данного изотопного состава участвовала и талая вода из снежно-фирновой толщи, но, судя по изотопному составу, в гораздо меньших масштабах, чем в 2015 г. на северном макросклоне. Это значение близко также к расчётному среднегодовому значению изотопного состава осадков выше фирновой границы по данным OIPC (−17,8‰). За значение изотопного состава сезонного снега на поверхности ледников северного макросклона массива в 2015 г. принималось среднее $\delta^{18}O$ поверхностного снега, равное −11,9‰.

Во-вторых, ввиду ограничения времени на полевые работы не было возможности учесть фактор времени, влияющий на соотношения стокоформирующих компонентов в общем стоке. Пробы отбирались в течение нескольких дней в самый разгар сезона абляции – в середине июля. Логично предположить, что к концу сезона абляции доля сезонного снега уменьшилась бы.

Разделение стока на составляющие проводилось с помощью уравнения изотопного баланса

$$R^{18}O_1 f_1 + R^{18}O_2 f_2 = R^{18}O, \quad (1)$$

где $R^{18}O_1$ и $R^{18}O_2$ – соответственно изотопный состав первого и второго компонентов; f_1, f_2 – соответственно доля первого и второго компонентов; $R^{18}O$ – результирующий изотопный состав [1].

В данном случае в качестве компонентов рассматривались талые ледниковые воды и воды, сформировавшиеся при таянии сезонного снега на поверхности ледника. В качестве результирующего изотопного состава использовался состав талых вод у краёв ледников. Отметим, что талая вода с ледника № 3 имеет значение $\delta^{18}O$ (среднее по двум пробам −17,7‰) изотопно легче принятой величины $\delta^{18}O$ для ледниковых вод. Определялись только доли различных компонентов, измерения расхода воды не проводились. Результаты расчётов по формуле (1) (табл. 2) показывают, что в середине сезона абляции в питании рек северного макросклона массива в июле 2015 г. большую

Таблица 2. **Доли стокоформирующих компонентов для водотоков ледникового происхождения**

Номер ледника на карте-схеме (см. рис. 1)	Относительная концентрация ^{18}O талых вод, ‰	Доля ледникового льда, %	Доля сезонного снега на поверхности, %
3	−17,7	100	0
4	−13,9	35	65
5	−14,4	45	55
7	−16,2	78	22
8	−14,9	54	46
9	−13,8	34	66
10	−14,5	46	54
11	−15,9	73	27
14	−16,5	85	15

роль играл талый снег с поверхностей ледников. Для ледников центральной части массива доля сезонного снега в формировании ледникового стока достигала 66%. У крупных долинных ледников № 11 и 14 эта доля была гораздо меньше. На северном макросклоне массива площади ледников закономерно возрастают, а абсолютная высота концов ледников понижается с востока на запад в результате увеличения количества осадков, при этом преобладающие морфологические типы ледников изменяются от каровых висячих и склоновых на востоке до долинных на западе.

Долинные ледники на западе (№ 11 и 14) в середине сезона абляции 2015 г. были более открыты от снега по сравнению с ледниками центральной части массива. Связано это с тем, что они имеют длинные и пологие языки, которые быстро освобождаются от снега в начале сезона абляции. В общий объём талой воды у краёв крупных ледников больший вклад вносят изотопно более лёгкие талые воды многолетнего льда, поэтому образцы воды, отобранные у краёв долинных ледников № 11 и 14, имеют более лёгкий изотопный состав по сравнению с ледниками центральной части массива (−15,9 и −16,5‰ соответственно). Напротив, в центральной части массива в основном представлены склоновые ледники, которые ввиду высокого гипсометрического положения закрыты снегом длительный период, причём на их поверхности долго сохраняется снег поздней весны – раннего лета. Данные ледники при отборе образцов в июле 2015 г. визуально были на 70% покрыты свежим снегом. Поэтому именно у краёв относительно небольших ледников в центральной части северного макросклона массива в сезон абляции 2015 г. наблюдался наиболее тяжёлый изотопный состав талых вод, и именно у ледников центральной части массива, за исключением ледника № 7, наблюдалась наибольшая доля поверхностного снега в формировании талых вод.

Самый лёгкий изотопный состав (−18,3 и −17,1‰) имела талая вода у края ледника № 3 (см. рис 1). Связано это, в первую очередь, с его неблагоприятной для накопления снега морфологией. Данный ледник, несмотря на то, что начинается в каре, *имеет большой уклон поверхности* [2]. Способность ледников концентрировать большие массы весеннего снега на своей поверхности определяет их важную гидрологическую роль на северном макросклоне Табын-Богдо-Ола.

За время гляциологических наблюдений, которые ведутся на территории массива с 1999 г., в данном районе отмечена тенденция к быстрому отступанию долинных ледников. Исходя из этого, можно предположить, что роль сезонного снега в питании рек будет только увеличиваться со временем. Вместе с тем при продолжающемся сокращении оледенения выпавший в долине снег будет таять быстрее, так как на поверхности ледников он сохраняется дольше. Также была предпринята попытка проследить изменение изотопного состава воды по течению реки. Для этого вдоль течения р. Восточный Аргамджи-2 был заложен профиль изотопных проб воды. Образцы отбирались от края ледника № 3 (см. рис. 1) на протяжении 12 км. Изотопный состав воды реки выравнивается под влиянием крупных притоков, берущих своё

Рис. 3. Изотопный состав воды в р. Восточный Аргамджи-2 и её притоках:
1 – вода из реки; *2* – небольшие притоки; *3* – крупные притоки
Fig. 3. Isotopic content of water in East Argamgy-2 river and its tributaries.
1 – river water; *2* – little tributaries; *3* – big tributaries

начало у ледников центральной части массива, и составляет по $\delta^{18}O = -15{,}1‰$ (рис. 3). Это значение за период наблюдений практически не изменялось, что подтвердили и повторно взятые пробы.

Поскольку максимум осадков выпадает летом, грунтовые воды должны питаться в первую очередь летними осадками и иметь более тяжёлый изотопный состав. Это частично подтверждается пробой воды из почвенного шурфа в бассейне р. Аргамджи: $\delta^{18}O$ грунтовой воды составил $-13{,}2‰$. Проба из источника с грунтовым питанием в монгольской части массива также имела относительно тяжёлый изотопный состав ($\delta^{18}O = -14{,}0‰$). Однако грунтовые воды – изотопно более лёгкие по сравнению со среднелетними значениями изотопного состава осадков по данным OIPC ($-10{,}3‰$) и средними значениями изотопного состава летних осадков ($-11{,}9‰$). Это связано с тем, что на высоте отбора проб грунтовых вод за последние несколько лет значения среднелетних температур, полученные по данным метеостанции Кош-Агач с использованием рассчитанного авторами ранее высотного градиента 0,6 °С/100 м [2], были выше 8 °С. При такой температуре большое количество выпавших осадков испаряется до попадания в грунтовые воды [17], поэтому на формирование изотопного состава грунтовых вод изотопно тяжёлые летние осадки будут влиять меньше. Изотопный состав грунтовых вод массива показывает, что наиболее вероятно их формирование происходило из осадков мая, начала июня, конца августа и сентября.

Заключение

По результатам исследования выполнено сравнение расчётных данных по изотопному составу атмосферных осадков для исследуемого района с изотопным составом проб осадков. Установлено, что в питании водотоков, берущих своё начало у ледников северного макросклона массива Табын-Богдо-Ола, в отличие от водотоков монгольской части, в середине сезона абляции большую роль играет снег с поверхности ледников. Связано это с преобладанием морфологических типов ледников, благоприятных для снегонакопления. Соотношение снежной и ледяной составляющих в ледниковом стоке меняется в зависимости от размера и морфологического типа ледника. Для небольших каровых ледников с благоприятными условиями снегонакопления доля талых снеговых вод в ледниковом стоке больше, чем у долинных. Отметим, что данные выводы получены по результатам кратковременных работ и требуют дополнительного уточнения.

Основная задача, которая предусматривала определение долей стокоформирующих компонентов в питании ледниковых рек, выполнена только для ограниченного периода сезона абляции, но полученные данные могут служить базой для дальнейших исследований. На территории Юго-Восточного Алтая, используя изотопный метод, можно оценивать соотношение снежной и ледовой составляющих ледникового стока. Однако были установлены и некоторые методологические просчёты. По результату по-

левой проверки изотопного метода были сформулированы предложения по усовершенствованию методики исследования и направления дальнейших работ. Для повышения объективности результатов, кроме изотопного состава вод, следует использовать и другие трассеры, например общую минерализацию. Необходим отбор как можно большего числа проб из разных источников для накопления статистики.

У ледниковых рек, особенно в период абляции, доли различных компонентов в стоке изменяются в течение времени, поэтому для получения объективных данных следует проводить изотопные исследования на протяжении всего сезона абляции. Необходимы также полустационарные наблюдения на временных гидропостах, где должны отбираться пробы на изотопный анализ для количественной оценки объёма воды, поступающей от каждого стокоформирующего компонента.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Русского географического общества в рамках научного проекта № 08/2016-И, проекта РГО № 13-05-41075, проектов РФФИ – № 15-05-06611 А, № 13-05-00851а, № 14-05-00796, а также проекта Санкт-Петербургского государственного университета № 18.38.418.2015.

Acknowledgements. The study was carried out with the financial support of the Russian Geographical Society within the framework of the scientific project № 08/2016-I, RFBR and the RGO, project № 13-05-41075 RGO_a, RFBR, projects № 15-05-06611 A, № 13-05-00851a, № 14-05-00796, as well as St. Petersburg State University, project № 18.38.418.2015.

Литература

1. *Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б.* Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 161–168. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-161-168.
2. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф.* Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 307–325. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-307-325.
3. *Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.* Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44.
4. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.* Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-тайга // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 1. С. 49–60. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60.
5. *Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
6. *Dinçer T., Payne B.R., Flowkowski T., Martinec J., Tongiorgi E.* Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Oxygen 18 // Water Resources Research. 1970. V. 6. P. 110–124.
7. *Herrmann A., Stichler W.* Groundwater-runoff relationships. Catena. 1980. V. 7. P. 251–263.

References

1. *Chizhova Yu.N., Rets E.P., Vasil'chuk Yu.K., Tokarev I.V., Budantseva N.A., Kireeva M.B.* Two approaches to hydrograph separation of the glacial river runoff using isotopic methods. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (2): 161–168. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-161-168. [In Russian].
2. G*anyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Kharlamova N.F.* Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 307–325. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-307-325. [In Russian].
3. *Moskalenko I.G., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V.* Modern and ancient glaciation of northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (3): 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44. [In Russian].
4. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Yu.N.* Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (1): 49–60. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60. [In Russian].
5. *Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. Osnovy isotopnoy glatsiologii i geokriologii.* Principles of isotope geocryology and glaciology. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
6. *Dinçer T., Payne B.R., Flowkowski T., Martinec J., Tongiorgi E.* Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Oxygen 18. Water Resources Research. 1970, 6: 110–124.
7. *Herrmann A., Stichler W.* Groundwater-runoff relationships. Catena. 1980, 7: 251–263.

8. *Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В.* Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176.
9. Электронный ресурс: http://www.waterisotopes.org (Bowen G.J. (Year). The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version X.X).
10. Электронный ресурс: https://nucleus.iaea.org/wiser. IAEA/WMO (2015). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at.
11. *Bowen G.J., Wassenaar L.I., Hobson K.A.* Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics // Oecologia. 2005. V. 143. P 337–348.
12. *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.
13. *Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н.* Высотный градиент распределения $\delta^{18}O$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 13–21.
14. *Глазырин Г.Е.* Влияние сокращения оледенения на сток рек в Средней Азии // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 20–25. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-20-25.
15. *Щетинников А.С.* Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1998. 219 с.
16. *Шульц В.Л.* Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.
17. *Блютген И.* География климатов: В 2 томах. М.: Прогресс, 1972. 864 с.

8. *Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Ekaykin A.A., Chistyakov K.V.* Isotope-geochemical investigation of glacio-nival systems of the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (2): 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176. [In Russian].
9. Electronic resource: http://www.waterisotopes.org (Bowen G.J. (Year). The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version X.X).
10. Electronic resource: https://nucleus.iaea.org/wiser (IAEA/WMO (2015). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at.).
11. *Bowen G.J., Wassenaar L.I., Hobson K.A.* Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics. Oecologia. 2005, 143: 337–348.
12. *Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Yu., 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].
13. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Yu.N.* Altitudinal gradient of $\delta^{18}O$ and δD in precipitation and snow cover in high mountains. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2010, 14 (1): 13–21. [In Russian].
14. *Glazyrin G.E.* Influences of deglaciation on the river run-off in Central Asia. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (3): 20–25. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-20-25. [In Russian].
15. *Shchetinnikov A.S. Morfologiya i reghim lednikov Pamiro-Alaya.* Morphology and regime of glaciers in the Pamirs-Alti. Tashkent: SANIGMI, 1998: 219 p. [In Russian].
16. *Shulz V.L. Reki Sredney Azii.* Rivers of Central Asia. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965: 691 p.
17. *Blyutgen I. Geografiya klimatov.* Geography of climates. In 2 volums. Moscow: Progress, 1972: 864 p. [In Russian].

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.578.46:536.2.08 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352

Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене

© 2018 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received November 5, 2017 *Accepted March 28, 2018*

Keywords: ***deep hoar, hardness of snow, international classification of snow, snow density, structure of snow, thermal conductivity, thermal resistance of snow.***

Summary

The results of experimental investigation of thermal conductivity of snow on the Svalbard archipelago in the conditions of natural occurrence are considered. The observations were carried out in the spring of 2013–2015 in the vicinity of the meteorological station «Barentsburg». The obtained data were processed using the Fourier equation of thermal conductivity that allowed determination of the coefficient of thermal conductivity of the snow with different structure and density. The thermal conductivity of snow depends on the contacts between ice crystals. The larger the contact area, the better the heat transfer from one layer to another. But the strength characteristics of snow, and especially its hardness, depend on the bonds between ice crystals, so the thermal conductivity and hardness of snow depend on the structure of snow. Note, that measurements of snow hardness are less laborious than measurements of its thermal conductivity. For layers of snow cover of different hardness the relationship between snow thermal conductivity and its density has been established. To verify the reliability of the approach to the determination of snow thermal conductivity, numerical experiments were performed on a mathematical model, which did show good convergence of the results. The obtained formulas for the coefficient of thermal conductivity of very loose, loose, medium and hard snow (according to the international classification of seasonal snow falls) are compared with the data of other studies. It was found that when the snow density is within the range 0.15–0.40 g/cm^3 these formulas cover the main variety of thermal conductivity of snow. This allows estimating the coefficient of thermal conductivity and to determine the thermal resistance of snow cover in the field by measuring the density and hardness of different layers of snow.

Citation: Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (3): 343–352. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.

Поступила 5 ноября 2017 г. *Принята к печати 28 марта 2018 г.*

Ключевые слова: ***глубинная изморозь, коэффициент теплопроводности, международная классификация снега, плотность снега, структура снега, твёрдость снега, термическое сопротивление снега.***

На основе измерений температурного профиля в снежной толще на Западном Шпицбергене путём решения обратной задачи уравнения теплопроводности определены значения коэффициента теплопроводности снега. Для снега разной твёрдости в соответствии Международной классификацией определены соответствующие типы снега и получены зависимости коэффициента теплопроводности снега от его плотности.

Введение

Снежный покров служит защитной оболочкой деятельного слоя земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха. Он оказывает огромное влияние на климат, гидротермический режим почв и грунтов, гидрологию рек и озёр, жизнь растений и животных и многие другие процессы [1–5]. Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного

покрова компенсирует климатические температурные изменения. Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха может сопровождаться понижением температуры грунтов, что объясняется уменьшением максимальной толщины снежного покрова или замедленным её ростом в первой половине зимы [3]. При этом на температурный режим грунта влияют теплозащитные свойства снежного покрова, для оценки которых используется термическое сопротивление R_s, равное отношению толщины снежного покрова h_s к коэффициенту эффективной теплопроводности снега λ_s: $R_s = h_s/\lambda_s$ [6]. В свою очередь коэффициент эффективной теплопроводности снега зависит от плотности снега и стратиграфии снежного покрова [7]. Мы будем рассматривать коэффициент эффективной теплопроводности снега, называя его *коэффициентом теплопроводности*. Тепловой поток через снежный покров при квазистационарном режиме прямо пропорционален температурному градиенту и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова. Поэтому вклад температуры воздуха и термического сопротивления снежного покрова, в значительной степени зависящего от коэффициента теплопроводности снега, соизмеримы [8]. Это показывает важность изучения коэффициента теплопроводности снега.

Термическое сопротивление снежного покрова равно сумме термических сопротивлений отдельных его слоёв. Поэтому необходимо измерять коэффициенты теплопроводности снега каждого слоя. Определению коэффициента теплопроводности снега посвящено много работ. Наиболее полный их обзор дан в работе [9]. Известные зависимости коэффициента теплопроводности снега показывают большой разброс значений при одинаковой плотности снега. Одна из причин этого – структурные особенности снежного покрова. Так, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега при равной плотности [7, 10, 11]. Поэтому слоистость снежного покрова, обусловленная как метеорологическими условиями, так и процессами метаморфизма, влияет на его термическое сопротивление и температурный режим подстилающих оснований.

Теплопроводность снега определяется в основном двумя составляющими – конвективной и кондуктивной теплопроводностью. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда. Чем больше площадь контактов, тем лучше происходит передача тепла от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твёрдость. Поэтому и теплопроводность, и твёрдость снега зависят от структуры снега. При этом измерения твёрдости снега менее трудоёмки, чем измерения его теплопроводности.

Цель настоящего исследования – определить влияние твёрдости снега на коэффициент его теплопроводности и разработать методику оценки коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости.

Коэффициент теплопроводности снега

Коэффициент теплопроводности – комплексный параметр, характеризующий все теплофизические процессы в снежном покрове, связанные с передачей тепла: кондуктивную теплопроводность; диффузию водяного пара; сублимацию и конденсацию; теплообмен между ледяными кристаллами и воздухом. Первые зависимости эффективной теплопроводности снега от плотности получены ещё в конце XIX в. [9]. С тех пор появилось много формул для расчёта теплопроводности снега разной структуры. Теплопроводность снега определяют разными методами: с помощью игольчатых зондов; измерителей теплового потока; вычислительных методик, в том числе с учётом микротомографии [12]. Использование этих методов позволяет исследовать влияние суточных колебаний температуры на метаморфизм снежного покрова [13], оценить вклад температуры и градиента температуры в теплопроводность [14]. Несмотря на большой интерес к этому вопросу, проблема определения теплопроводности снега и её изменчивости в зависимости от разных факторов остаётся открытой. Одна из причин этого – большой разброс значений коэффициента теплопроводности снега [15]. Именно поэтому измерение теплопроводности снега в естественных условиях и анализ полученных результатов актуальны до настоящего времени.

Для получения обобщённой зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [16]. Для каждого значения плотности с шагом 0,01 г/см^3 рассчитаны средние значения, а обобщённая кривая средних значений аппроксимирована следующей зависимостью:

$$\lambda_{sm} = 9{,}165\cdot10^{-2} - 3{,}814\cdot10^{-1}\rho + 2{,}905\rho^2, \quad (1)$$

где ρ – плотность снега, г/см^3.

Для оценки минимальных значений коэффициента теплопроводности получена зависимость

$$\lambda_{sl} = 2{,}96\cdot10^{-2} - 3\cdot10^{-1}\rho + 2\rho^2. \quad (2)$$

Для определения коэффициента теплопроводности снега разной структуры λ_{sg} наиболее известна формула М. Штурма [9], полученная при средней температуре снега −15 °С при $0{,}156 < \rho < 0{,}600$:

$$\lambda_{sg} = 0{,}138 - 1{,}01\rho + 3{,}233\rho^2. \quad (3)$$

В настоящее время формула Штурма (3) широко применяется при расчётах термического режима ледников и в моделях снежного покрова. Формула (3) получена как среднее значение теплопроводности снега разной структуры и температуры. При этом из 488 значений 171 показатель приходился на глубинную изморозь со средним значением коэффициента теплопроводности 0,07 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Поэтому итоговые значения теплопроводности по формуле (3) невелики. Этот факт – заниженные значения коэффициента теплопроводности по формуле М. Штурма – отмечается в работе [15], авторы которой провели числовое моделирование удельной проводимости снега с использованием трёхмерных изображений микроструктуры снега. В результате была получена зависимость

$$\lambda_s = 2{,}4\cdot10^{-2} - 1{,}23\cdot10^{-1}\rho + 2{,}5\rho^2 \quad (4)$$

с указанием возможного разброса значений λ_s для разных типов снега. Результаты расчётов по этой зависимости показали, что значения λ_s на 0,03 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$ меньше, чем по формуле (1).

Для оценки коэффициента эффективной теплопроводности снега λ_s, Вт/(м·К), используется упрощённая формула А.В. Павлова [3]:

$$\lambda_s = \varkappa\rho, \quad (5)$$

где $\varkappa = 1$ – коэффициент пропорциональности.

Эту формулу автор рекомендует применять при температуре снега −10 ÷ −20 °С. При более высоких или более низких температурах снега значения λ_s следует увеличивать или уменьшать на 0,04 Вт/(м·К) соответственно. В работах [7, 11] представлены результаты экспериментальных исследований теплопроводности снега разной структуры и плотности в условиях Подмосковья, выполненные Р.А. Черновым. Значения коэффициента теплопроводности рассчитывались по данным измерения теплового потока в ненарушенном образце снега, размещённом в холодильной камере. С помощью линейной аппроксимации эмпирических значений получены уравнения для расчёта значений коэффициента теплопроводности зернистого снега λ_{gs1} плотностью от 0,100 до 0,400 г/см^3:

$$\lambda_{gs1} = 0{,}9455\rho - 0{,}0034 R^2 = 0{,}5103. \quad (6)$$

Экспериментальные исследования коэффициента теплопроводности снега

Экспериментальные исследования проводились в апреле 2013–2015 гг. Первые работы выполнялись весной 2013 г. в районе метеостанции Баренцбург, они приведены в работе [10]. В период полевых работ толщина снежного покрова составляла 0,8–1,2 м. Снежный покров был представлен слоями разной структуры и плотности. Температура воздуха во время исследований колебалась от −14 до −4 °С. Температуру снега измеряли температурными логгерами iButtons DS1922L/DS1922T, точность измерений составляла 0,0625 °С. Центры термохрон находились на расстоянии 5 см друг от друга. Диаметр активной части термохроны равен 12 мм при толщине 4 мм. Интервал записи температур составлял 20 минут. Измерения проводили как с дневной поверхности снежного покрова, так и в вертикальной стенке шурфа. Температура снежного слоя измерялась в стенке шурфа на глубинах 5, 10 и 15 см. При измерении температурного режима в глубине вертикальной стенки шурфа датчики помещали в слой снега выбранной структуры. Изменение температуры снега в стенке шурфа соответствовало суточному ходу температуры воздуха. Наибольший перепад температур между крайними термохронами составлял 6 °С при средних значениях 2–4 °С, что соответствовало градиенту температуры 20–40 °С/м. В ряде случаев температура, полученная с помощью термохрон, контролировалась цифровым термометром со щупом Greisinger GTH 175/Pt с длиной иглы 10 см и диаметром 2 мм при точности измерения 0,1 °С. Различие температуры, измеренной этим датчиком и с помощью термохрон в стенке шурфа на глубине 10 см, как правило, не превышало 0,2 °С.

Распределение температуры в стенке только что пройденного шурфа на глубине 10 и 20 см от

его боковой поверхности, измеренное в течение 1 часа, практически совпадало. Через сутки распределение температуры на глубинах 10 и 20 см изменялось, тогда как на глубине 60 см оно было как и при первом измерении. При этом на глубинах 40–85 см от дневной поверхности температура стенки шурфа опускалась до температуры воздуха −11 ÷ −12 °С. Вертикальный поток тепла на глубине 10 см от стенки шурфа был более чем на порядок меньше горизонтального. Коэффициент температуропроводности рассчитывался на основании решения обратной задачи для уравнения теплопроводности Фурье:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau}=a\frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \qquad (7)$$

где t – температура снега, К; τ – время; $a=\lambda_s/(c\rho)$ – коэффициент температуропроводности; λ_s – коэффициент теплопроводности снега; c – удельная теплоёмкость; ρ – плотность снега; z – координата по глубине снежной толщи.

Уравнение (7), записанное в конечных разностях, будет следующим:

$$(t_1(\tau_2)-t_1(\tau_1))/(\tau_2-\tau_1)=a((t_2-t_1)/\Delta z-(t_1-t_0)/\Delta z)/\Delta z, \qquad (8)$$

где t_0, t_1 и t_2 – температура снега в горизонтах $z-\Delta z$, z и $z+\Delta z$ в момент времени τ_1 соответственно; Δz – шаг по глубине; $t_1(\tau_1)$ и $t_1(\tau_2)$ – температура снега в горизонте z в моменты времени τ_1 и τ_2 соответственно.

Правая часть этого уравнения определяется по градиентам температуры в слое $z-\Delta z$ и z, z и $z+\Delta z$ в момент времени τ_1. Поэтому для оценки коэффициента температуропроводности a для данного типа снега необходимо измерить температуру в трёх горизонтах толщи и её изменение в горизонте z. При этом характер теплового процесса в период наблюдений должен отвечать условиям охлаждения или нагревания. В результате измерений и расчётов мы получили более 500 значений коэффициента температуро- и теплопроводности снега в режимах охлаждения и нагревания поверхности снежного покрова. В случае влажного снега его температура близка к нулю и теплопроводность не измеряется, так как нет температурного градиента и потока тепла. Измерения проводились в слоях снега без ледяных прослоек.

Приведём пример определения коэффициента теплопроводности глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3 путём обработки данных измерений температуры. Рис. 1, *а* показывает температуру снега в стенке шурфа на глубине 5–15 см в течение 70 часов. На участках монотонного хода температур – на этапах охлаждения (интервал времени от начала измерений 12–17 ч) и нагрева (24–32 ч, 48–53 ч) – было использовано уравнение (2) для определения коэффициента температуропроводности a, и по известной плотности $\rho = 0{,}283$ г/см^3 рассчитан коэффициент теплопроводности снега $\lambda = c\rho a$ (см. рис. 1, *б–г*). Средняя теплопроводность глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3 на этапе охлаждения составила 0,11 Вт/(м·К) и на этапах нагрева – 0,11 и 0,12 Вт/(м·К) при температуре снега от −6 до – 9 °С. Аналогичные измерения температурного режима и определение коэффициента теплопроводности были проведены для снега разной структуры и плотности.

Проверка методики определения коэффициента теплопроводности

Для проверки достоверности рассмотренного подхода к определению теплопроводности снега выполнены численные эксперименты. Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели определялось по уравнению Фурье [17]

$$A\frac{\partial t}{\partial \tau}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_s\frac{\partial t}{\partial z}\right)+F(z,\tau), \qquad (9)$$

где коэффициент $A=\rho c+L\dfrac{\partial e}{\partial t}$ учитывает влияние сублимации-конденсации пара на температуру снега [18], а коэффициент

$$\lambda_s=\lambda_c+LD\frac{\partial e}{\partial t} \qquad (10)$$

представляет собой эффективный коэффициент теплопроводности как сумму кондуктивной и конвективной, за счёт диффузии водяного пара, составляющих [19].

Здесь t – температура снега, К; z – координата по глубине снежной толщи; τ – время; c – удельная теплоёмкость снега; λ_c – кондуктивная составляющая коэффициента теплопроводности снега λ_s; L – удельная теплота испарения; D – коэффициент диффузии водяного пара в снежном покрове; e – плотность насыщенного водяного пара.

Плотность насыщенного водяного пара при отрицательной температуре e определялась в за-

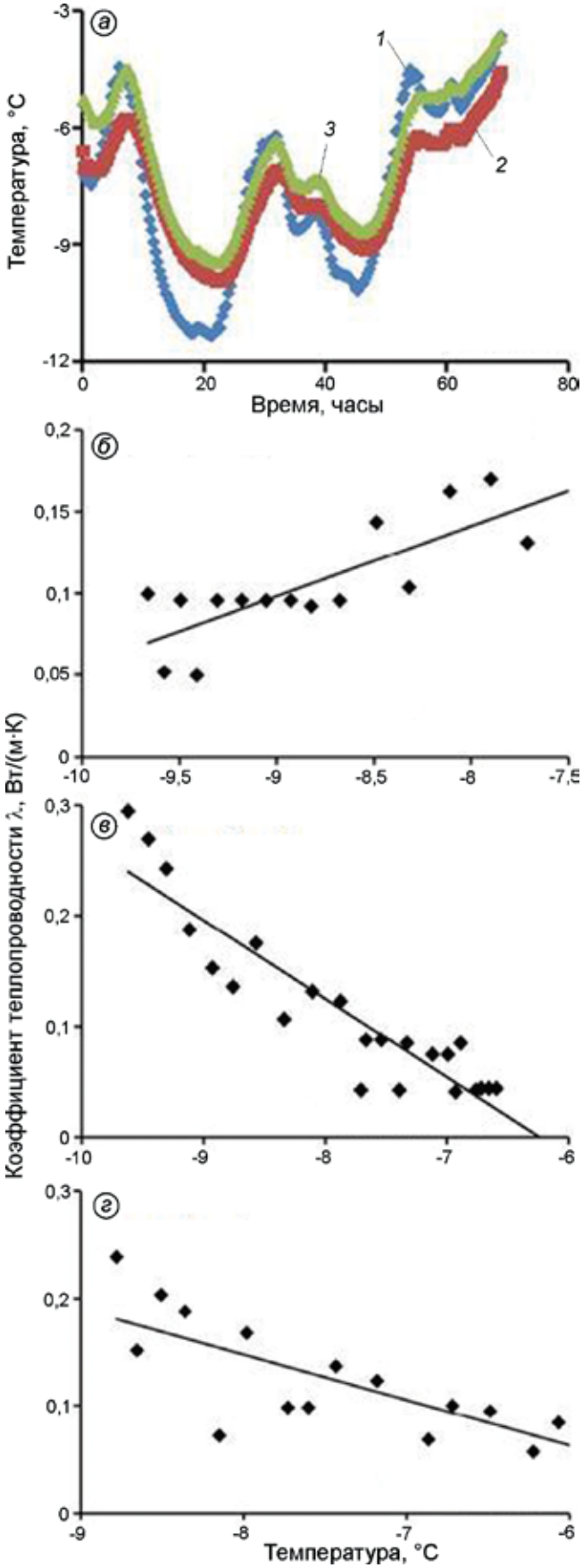

Рис. 1. Температура снежного покрова и коэффициент теплопроводности глубинной изморози λ.
а – температура стенки шурфа на глубине: *1* – 5 см, *2* – 10 см, *3* – 15 см; коэффициент теплопроводности глубинной изморози плотностью 0,283 г/см^3: *б* – на участке охлаждения (интервал времени 12–17 ч на рис. 1, *а*); *в* – на участке нагрева (интервал времени 24–32 ч); *г* – на участке нагрева (интервал времени 48–53 ч)

Fig. 1. Snow temperature and heat conductivity for depth hoar λ.
а – temperature at depth in the pit wall: *1* – 5 cm; *2* – 10 cm; *3* – 15 cm; heat conductivity of depth hoar with density of 0.283 g/cm^3: *б* – at cooling area (time interval 12–17 hours, in Fig. 1, *а*); *в* – at heating area (time interval 24–32 hours); *г* – at heating area (time interval 48–53 hours)

висимости от температуры по эмпирической зависимости $e = 6{,}4145\mathrm{EXP}(0{,}0923t)$ (коэффициент детерминации $R^2 = 0{,}9985$), описывающей табличные данные с точностью до 5% при температуре от 0 до −30 °С. Для расчётов принимались определённые условия:

1) плотность снега равна 0,250 г/см^3. Коэффициент диффузии водяного пара в снегу $D = 0{,}85\cdot10^{-4}$ м^2/с.;

2) начальное распределение температуры снега толщиной 50 см было линейным с температурой поверхности −10 и 0 °С в основании снежной толщи;

3) суточный ход температуры воздуха $T_в$ имел синусоидальную зависимость $T_в = 0{,}5\Delta T_в \sin(\pi\tau/12) + T_{ср}$, где $T_{ср} = -10$ °С – средняя суточная температура атмосферного воздуха; $\Delta T_в = 14$ °С – максимальная амплитуда её колебания; τ – время, сутки;

4) коэффициент кондуктивной теплопроводности снега λ_c вычислялся по формуле А.В. Павлова [20]:

$$\lambda_{ср} = 0{,}035 + 0{,}353\rho - 0{,}206\rho^2 + 2{,}62\rho^3; \qquad (11)$$

5) зависимость (11) соответствует, по мнению А.В. Павлова, чисто кондуктивной теплопроводности, так как получена по экспериментальным данным при температуре снега ниже −25 °С.

Результаты расчётов распределения температуры снега на глубине 2, 7 и 12 см представлены на рис. 2. Полученное распределение температуры использовалось в формуле (8) для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега на участках охлаждения (12–18 и 36–42 ч) и нагревания (25–30 ч). Средние значения коэффициента теплопроводности, полученные при обработке

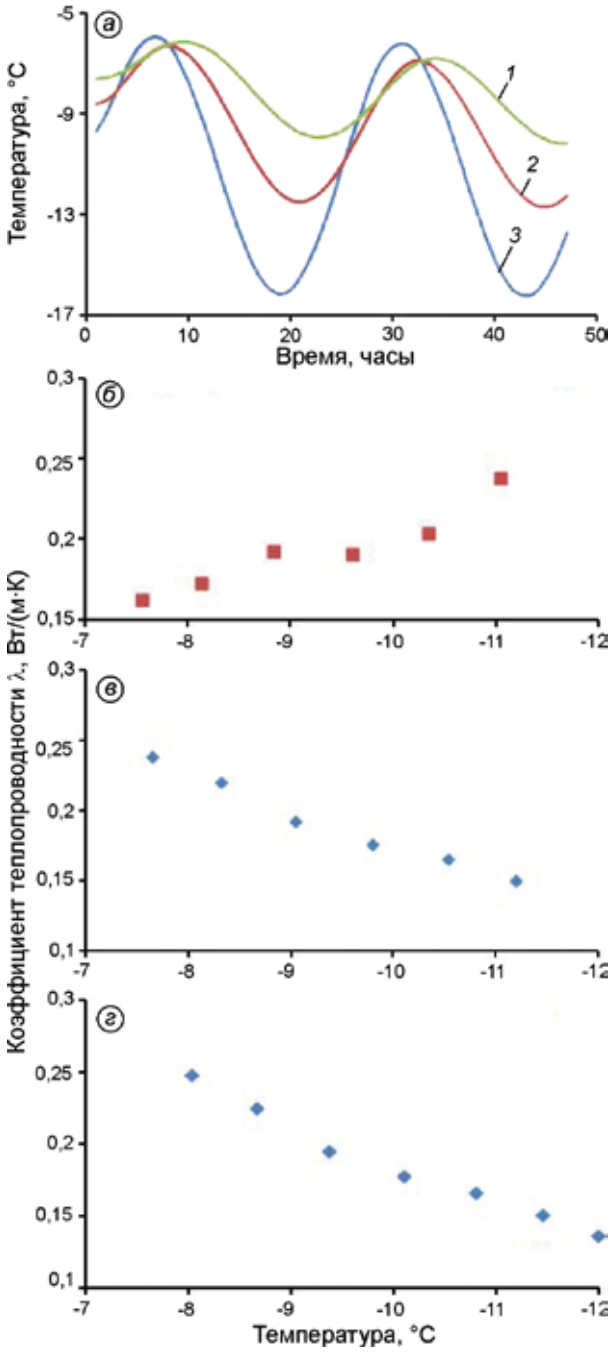

Рис. 2. Модельное распределение температуры снега *T* и коэффициента теплопроводности снега λ:
а – температура снега на глубинах: *1* – 12 см; *2* – 7 см; *3* – 2 см; коэффициент теплопроводности снега λ, рассчитанный на участках охлаждения во временные интервалы 12–18 ч (*в*) и 36–42 ч (*г*) и нагрева во временной интервал 25–30 ч (*б*) на рис. 2, *а*

Fig. 2. Model distribution of snow temperature *T* and the thermal conductivity of snow λ:
а – temperature of snow at depths of: *1* – 12 cm; *2* – 7 cm, and *3* – 2 cm; *б* – thermal conductivity of snow λ, calculated at cooling areas in time intervals of 12–18 and 36–42 hours (*в* and *г*) and heating of 25–30 hours, in Fig. 2, *а*

температурных кривых для расстояний между точками 5 и 1 см, равны 0,190 и 0,193 Вт/(м·К) соответственно. Расчёт коэффициента теплопроводности по уравнениям (9) и (10) даёт среднее значение коэффициента 0,190 Вт/(м·К). Таким образом, средние значения коэффициента теплопроводности снега, рассчитанные по уравнению (10) и путём обработки температурных кривых по уравнению (8), показывают хорошее совпадение.

Измерение твёрдости снега

Коэффициент теплопроводности, как и прочность снега, зависят от состояния контактов между кристаллами льда. Поэтому при измерении термического режима разных слоёв снега одновременно велись измерения его твёрдости. Для измерений применялся цифровой динамометр «Мегеон 03005» с конусом диаметром 0,9 см и образующей конуса длиной 0,7 см. В Международной классификации снега диапазон изменения твёрдости снега определяется по проникновению в снег зонда Хефели или с использованием ручного индекса прочности [21]. Зонд Хефели – стержень с конусовидным наконечником (угол раствора конуса – 60°; диаметр основания – 40 мм; масса – 10 Н; метровая секция зонда имеет массу 1 кг), предназначенный для проталкивания его сверху вниз в отложенный снег. Измеренная сила, требуемая для проникновения в снег, соответствует мере сопротивления снега проникновению.

По диапазону изменения твёрдости снега σ, которая измеряется зондом Хефели или ручным индексом прочности, снег по Международной классификации [21] делится на: очень рыхлый (твёрдость 0–50 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает кулак); рыхлый (твёрдость 50–175 Н, ручной индекс прочности – в снег проникают четыре пальца); средний (твёрдость 175–390 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает один палец); твёрдый (твёрдость 390–715 Н, ручной индекс прочности – в снег проникает острие заточенного карандаша). Площадь сечения конуса «Мегеон» в 20 раз меньше, чем конуса зонда Хефели (диаметр конуса – 4 см, образующая конуса – 4 см), а угол раствора конуса больше. Значительные отличия в размерах конуса и масштабный эффект приводят к различию в прилагаемой нагрузке при использовании этих пенетрометров. Для установ-

ления соответствия между значениями твёрдости снега, измеренными динамометром «Мегеон» и зондом Хефели, проведены измерения твёрдости снега двумя этими пенетрометрами. Результаты измерений и пересчёта значений твёрдости снега, измеренной динамометром «Мегеон», в значения для зонда Хефели позволили определить, к какому диапазону твёрдости относится снег разного типа.

К очень рыхлому по прочности снегу относились: свежий снег, в том числе и свежий слегка слежавшийся (через 1,5 суток) снег, и глубинная изморозь. Рыхлый снег соответствовал рыхлому несмёрзшемуся мелкозернистому снегу, свежему метелевому снегу и крупнозернистому (в том числе с очень крупными зёрнами от 2 до 5 мм) снегу с огранными кристаллами. Средний по прочности снег – мелкозернистый частично смёрзшийся и твёрдый – средне- и крупнозернистый смёрзшийся снег. Такое деление соответствовало ручному индексу прочности снега.

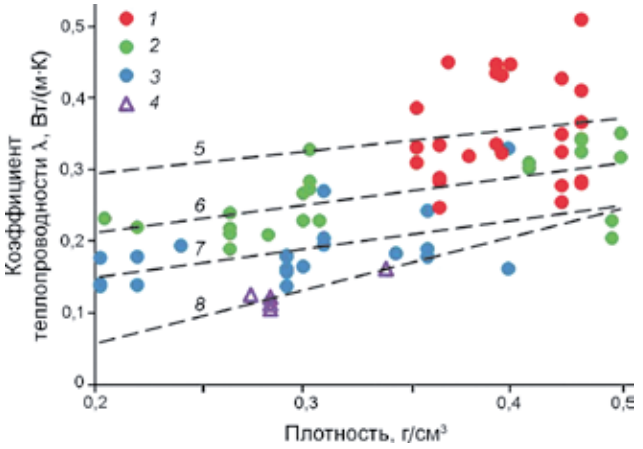

Рис. 3. Значения коэффициента теплопроводности снега λ разной твёрдости σ и их регрессионные графические зависимости, согласно Международной классификации для сезонно выпадающего снега:
1 (зависимость *5*) – твёрдый снег; *2* (зависимость *6*) – средний по твёрдости снег; *3* (зависимость *7*) – рыхлый снег; *4* (зависимость *8*) – очень рыхлый снег

Fig. 3. The values of thermal conductivity in snow λ of different hardness σ and their linear regression, according to The International Classification for Seasonal Snow on the Ground:
1 (linear regression *5*) – hard; *2* (linear regression *6*) – medium; *3* (linear regression *7*) – soft; *4* (linear regression *8*) – very soft

Зависимость коэффициента теплопроводности от твёрдости снега

После пересчёта результатов измерений твёрдости снега на зонд Хефели значения коэффициента теплопроводности были распределены по группам в соответствии с измерениями твёрдости снега. Результаты измерений и расчётов коэффициентов теплопроводности снега в зависимости от плотности снега и их регрессионные зависимости для снега разной твёрдости (твёрдого, среднего, рыхлого и очень рыхлого) приведены на рис. 3. Регрессионные зависимости коэффициента теплопроводности снега на этом рисунке описываются формулами таблицы настоящей статьи [22].

Полученные зависимости для определения коэффициента теплопроводности снега разной твёрдости мы сравнили с известными формулами (рис. 4). Для очень рыхлого снега в диапазоне плотности снега $0{,}15 \leqslant \rho < 0{,}2$ мы дополнили наши измерения данными работ [11, 13] и значение коэффициента теплопроводности снега приняли в виде $\lambda = 0{,}146\rho + 0{,}0281$.

Результаты расчётов (см. рис. 4) показывают, что зависимость для очень рыхлого снега соответствует значениям λ, рассчитанным по формуле М. Штурма (3) и по формуле (2). Снежный покров в процессе своего формирования и развития претерпевает изменения. Свежий снег небольшой плотности под действием метаморфизма и метеорологических факторов уплотняется и твердеет. Например, снег, исследуемый в работе N. Calonne (кривая *8* на рис. 4) – формула (4), в диапазоне плотности от 0,15 до 0,27 г/см^3 изменялся, согласно рис. 4, от очень рыхлого по твёрдости снега до рыхлого снега. Плотность снега от 0,27 до 0,34 г/см^3 соответствует диапазону от рыхлого до среднего по твёрдости снега, в диапазоне от 0,34 до 0,40 г/см^3 – диапазону от среднего до твёрдого снега. Для кривой *7* на рис. 4 (средние значения λ по 20 известным зависимостям) границы плотности снега для разных диапазонов твёрдости снега смещаются относительно кривой *8* (см. рис. 4) в сторону меньших значений на 0,30 г/см^3.

Диапазоны твёрдости снега (очень рыхлый – рыхлый, рыхлый – средний и средний – твёрдый) соответствуют плотностям снега 0,15–0,24, 0,24–0,31 и 0,31–0,37 г/см^3 соответственно. Зернистый снег из работы [13] – кривая *6* на рис. 4 – при плотности снега 0,15–0,25 г/см^3 соответствовал диапазону от рыхлого до среднего по твёрдости снега, а в диапазоне плотности 0,25–0,40 г/см^3 –

Регрессионные формулы коэффициента теплопроводности снега λ при разной плотности ρ и твёрдости σ снега

Тип снега по твёрдости	Твёрдость снега σ, Н	Плотность снега ρ, г/см^3	Регрессионные формулы коэффициента λ, Вт/(м·К), и коэффициент детерминации R^2
Твёрдый	$390 < P \leqslant 715$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}4219\rho + 0{,}1922$, $R^2 = 0{,}015$
Средний	$175 < P \leqslant 390$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}3824\rho + 0{,}1362$, $R^2 = 0{,}378$
Рыхлый	$50 < P \leqslant 175$	$0{,}20 \leqslant \rho \leqslant 0{,}45$	$\lambda = 0{,}4021\rho + 0{,}0674$, $R^2 = 0{,}280$
Очень рыхлый	При $0 < P \leqslant 50$	$0{,}2 \leqslant \rho \leqslant 0{,}4$	$\lambda = 0{,}7398\rho - 0{,}0907$, $R^2 = 0{,}791$

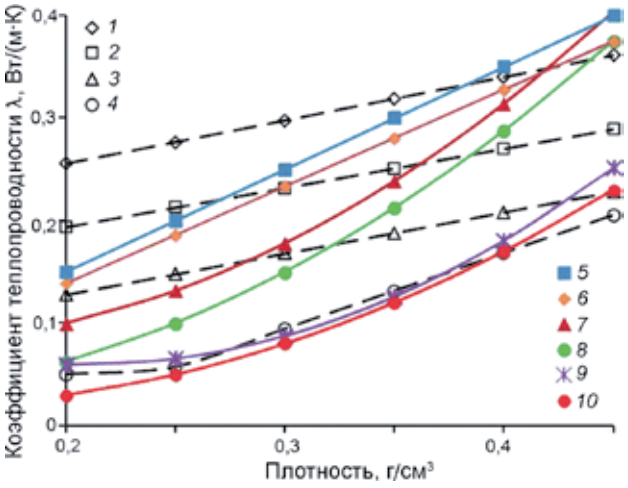

Рис. 4. Значения коэффициента теплопроводности для разных типов снега:
1 – твёрдый снег; *2* – средний по твёрдости снег; *3* – рыхлый снег; *4* – очень рыхлый снег; значения, рассчитанные по: *5* – формуле (5) А.В. Павлова [3]; *6* – формуле (6) Р.А. Чернова для зернистого снега [11]; *7* – формуле (1), обобщённая кривая средних значений [16]; *8* – формуле (4) N. Calonne [15]; *9* – формуле (3) М. Штурма для зернистого снега [9]; *10* – по формуле (2)

Fig. 4. The values of thermal conductivity for different types of snow:
1 – hard; *2* – medium; *3* – soft; *4* – very soft; calculated according to the formulas: *5* – A.V. Pavlov's formula (5) [3]; *6* – R.A. Chernov's formula, granular snow (6) [11]; *7* – generalized curve of mean values formula (1) [16]; *8* – the N. Calonne formula (4) [15]; *9* – M. Sturm formula, granular snow (3) [9]; *10* – formula (2)

диапазону от среднего до твёрдого снега. Таким образом, сравнение с данными других исследований показало, что полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега. Для применения полученных зависимостей в натурных условиях измеряются плотность слоёв снега и их твёрдость или используется ручной метод измерения твёрдости и по эмпирическим формулам оценивается коэффициент теплопроводности λ.

Слой глубинной изморози в снежном покрове – очень рыхлый по твёрдости, что служит причиной схода многих лавин. В качестве примера оценим коэффициент теплопроводности среднего по твёрдости снега и глубинной изморози плотностью 0,3 г/см^3. По формулам для среднего по твёрдости снега $\lambda = 0{,}3824\rho + 0{,}1362$ и очень рыхлого снега $\lambda = 0{,}7398\rho - 0{,}0907$ получим значения коэффициентов теплопроводности 0,25 и 0,13 Вт/(м·К) соответственно. Таким образом, отличие составляет почти 90%.

Одна из проблем применения полученных зависимостей – большое расстояние между кривыми, заданными регрессионными зависимостями коэффициента теплопроводности снега разной твёрдости (см. рис. 4). Поэтому, если в результате измерений твёрдость снега окажется равной 50Н (пограничное значение для очень рыхлого и рыхлого снега), то возникнет проблема выбора зависимости для оценки коэффициента теплопроводности снега. В этом случае, как и для других значений твёрдости, следует исходить из средних значений твёрдости снега для их диапазонов. Для очень рыхлого, рыхлого, среднего и твёрдого снега средние значения твердости составляют 20, 100, 250 и 500 Н соответственно [24]. Поэтому при твёрдости снега 50Н вычисляем по соответствующим зависимостям значения λ для очень рыхлого и рыхлого снега. Например, при плотности снега 0,20 г/см^3 получим значения λ равные 0,06 и 0,15 Вт/(м·К), которые соответствуют твёрдости снега 20 и 100 Н. Затем из линейной аппроксимации рассчитываем значение λ при твёрдости снега 50Н, которое равно $\lambda = 0{,}09$Вт/(м·К).

Заключение

В результате многочисленных экспериментальных исследований, выполненных на Западном Шпицбергене, получены зависимости коэффициента теплопроводности снега от его твёрдости при температуре снега от −4 до −14 °С. На основе математической модели проверена достоверность методики определения коэффициента теплопрово-

дности снега. Результаты расчётов коэффициента теплопроводности снега по модели и принятой методике показали точность 0–2%. Проведено разделение различных типов снега по их твёрдости.

Для очень рыхлого, рыхлого, среднего и твёрдого снега, согласно Международной классификации для сезонно выпадающего снега, получены эмпирические зависимости теплопроводности снега от его плотности. Сравнение полученных формул с данными других исследований показало, что в диапазоне изменения плотности снега от 0,15 до 0,40 г/см^3 полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега. Применение полученных эмпирических зависимостей теплопроводности снега разной твёрдости будет способствовать повышению точности определения коэффициента теплопроводности в условиях естественного залегания снежного покрова, что позволит точнее оценивать термический режим подстилающих оснований.

Благодарности. Математическое моделирование проводились в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам», рег. № 01201352474 (0148-2014-0006), а экспериментальные исследования в полевых условиях и обработка экспериментальных данных – по Программе президиума РАН № 55 «Арктика – научные основы новых технологий освоения, сохранения и развития», экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания 0148-2017-0005 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgements. The mathematical modeling was carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project «Assessments of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with the identification of data on reference glaciers», reg. № 01201352474 (0148-2014-0006); experimental research and processing of experimental data in the field condition carried out with the financial support of the Program of Presidium of RAS № 55 «The Arctic – scientific bases of new technologies of exploitation, preservation and development». Field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. *Формозов А.Н.* Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 287 с.
2. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 52–59.
3. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 229 с.
4. *Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
5. *Gisnås K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B.* A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 2063–2074.
6. *Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Изд-во Наука, 1991. 193 с.
7. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.

References

1. *Formozov A.N. Snezhnyi pokrov kak faktor sredy, ego znachenie v zhizni mlekopitayushchikh i ptits SSSR.* Snow cover as a factor of the environment, its role in the life of mammals and birds of the USSR. Moscow: Moscow State University, 1990: 287 p. [In Russian].
2. *Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V.* Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59. [In Russian].
3. *Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony*. Monitoring of Permafrost. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 229 p. [In Russian].
4. *Sherstyukov A.B.* Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
5. *Gisnås K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B.* A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. The Cryosphere. 2014, 8: 2063–2074.
6. *Balobaev V.T. Geotermiya merzloy zony litosfery severa Azii.* Geothermics of Permafrost of the lithosphere in the north of Asia. Novosibirsk: Nauka, 1991: 193 p. [In Russian].
7. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance.

8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112).
9. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
10. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 50–58. doi:10.15356/2076-6734-2014-3-50-58.
11. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.*, *Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68).
12. *Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 217–227.
13. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
14. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow // Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences / Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999. P. 395–402.
15. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L23501. doi: 10.1029/2011GL049234.
16. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А.* К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 1. С. 3–10.
17. *Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Математическое моделирование тепломассообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 1. С. 78–83.
18. *Красс М.С., Мерзликин В.Г.* Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 262 с.
19. *Павлов А.В.* Некоторые вопросы теплофизики снежного покрова // Тепловой баланс леса и поля. М.: Ин-т географии АН СССР, 1962. С. 186–201.
20. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
21. *Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) Русское издание // МГИ. 2012. № 2. 80 с.
22. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Патент № 2627971. Способ определения коэффициента теплопроводности снега в условиях естественного залегания снежного покрова. Дата публикации патента: 14 августа 2017 г. Бюл. № 23.

Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
8. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2016, XX (3): 105–112. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(105-112). [In Russian].
9. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
10. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 3 (127): 50–58. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-50-58. [In Russian].
11. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (3): 60–68 doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
12. *Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. The Cryosphere. 2013, 7: 217–227.
13. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
14. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow. Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences. Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999: 395–402.
15. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. Geophys. Research Letters. 2011, 38: L23501. doi: 10.1029/2011GL049234.
16. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* To the estimation of the influence of snow cover variability on the soil freezing. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 1999, III (1): 3–10. [In Russian].
17. *Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Mathematical modeling of thermo- and mass-exchange in the snow cover under melting. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2004, VIII (1): 78–83. [In Russian].
18. *Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiatsionnaya teplofizika snega i l'da.* Radiation thermal physics of snow and ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 262 p. [In Russian].
19. *Pavlov A.V. Nekotorye voprosy teplofiziki snezhnogo pokrova.* Some problems of thermal physics of snow cover. *Teplovoy balans lesa i polya.* Heat balance of forest and field. Moscow: Institute of Geography, USSR Academy of Sciences, 1962: 186–201. [In Russian].
20. *Pavlov A.V. Teplofizika landshaftov.* Landscape Thermophysics. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].
21. *Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A.* The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP-VII Technical Documents in Hydrology. IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP. 2009, 83: 80 p.
22. *Sosnovskiy A.V., Osokin N.I. Patent* № 2627971. *Sposob opredeleniya koeffitsienta teploprovodnosti snega v usloviyakh estestvennogo zaleganiya snezhnogo pokrova.* Method for determining the coefficient of thermal conductivity of snow in conditions of natural occurrence of snow cover. Patent publication date: August 14, 2017, Bul. № 23.

УДК 551.578.481 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-353-358

Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген)

© 2018 г. П.А. Черноус*, Н.И. Осокин, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия
*pchernous48@gmail.com

Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard

P.A. Chernous*, N.I. Osokin, R.A. Chernov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*pchernous48@gmail.com

Received November 1, 2017 *Accepted February 14, 2018*

Keywords: ***avalanches, monitoring, snow depth variability, snow stability evaluation.***

Summary

The study was carried out to estimate the spatial variability of snow cover depths in avalanche centers of the mountain slopes of Svalbard. Accounting for the variability is necessary for monitoring the snow cover depths in the avalanche centers and evaluating the snow cover stability on the slope. The main tasks of the work were to evaluate the variability parameters and compare them with similar estimates obtained in other regions. In contrast to conventional snow surveys, thickness measurements were carried out more frequently (with resolution of every 1 m) in profiles (eight profiles in total), not exceeding the characteristic linear size of the avalanche origin zone (up to 100 m^2). Spatial variations of snow cover thickness in each profile are considered as the realization of a random process. Data of the spring measurements of 2015 were used to estimate the mathematical expectations, variances, and autocorrelation functions of the snow cover depth on the Mount Olav slopes. Comparison of parameters of variability with those obtained in different mountain regions of Russia with the similar underlying surface, shows that the variability on Svalbard are the most similar to the variability in the Khibiny Mountains. Although the scattering and coefficients of variation obtained in the Khibiny Mountains are slightly larger, the spatial coherence of the snow cover depths is the lowest on Svalbard. Estimates of the correlation radii are within the range of 2–6 m. With such variability any deterministic estimation of spatial snow accumulation with the help of remote measurement stakes is impossible. The obtained parameters of the spatial statistical structure of the snow cover thickness allow using statistical modeling for the interpretation of point measurements. In that case, uncertainty of snow cover thickness data in places where measurements were not made will be reflected in their probabilistic estimation.

Citation: Chernous P.A., Osokin N.I., Chernov R.A. Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 353–358. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-353-358.

Поступила 1 ноября 2017 г. *Принята к печати 14 февраля 2018 г.*

Ключевые ***слова: изменчивость толщины снежного покрова, лавины, мониторинг, оценка устойчивости снега.***

Пространственные изменения толщины снежного покрова на горных склонах Шпицбергена рассматриваются как реализации случайных процессов. Параметры этих процессов оценены на основании специальных снегосъёмок. Статистические связи толщины снега в разных точках склона резко падают с расстоянием между этими точками. По сравнению с Западным Тянь-Шанем, Кавказом, Алтаем, Байкальским хребтом и Хибинами изменчивость снега в горах Шпицбергена самая высокая и близка к Хибинам.

Введение

Использование моделей механической устойчивости снега для диагностики лавиноопасных ситуаций на склонах произвольной конфигурации и гидрологических моделей с пространственно распределёнными параметрами с целью прогнозирования водоснежных потоков требует достоверных данных о толщине снежного покрова в зонах, влияющих на возникновение этих явлений. Данные о толщине снежного покрова необходимы и для расчёта устойчивости многолетнемёрзлых пород [1]. Вместе с тем традиционно эта характеристика измеряется лишь в нескольких точках зон зарождения лавинных очагов. Например, в Хибинах, где пло-

щадь таких зон зарождения составляет десятки гектаров, число снегомерных реек не превышает десяти, а иногда их бывает ещё меньше.

Существующие снегомерные сети, используемые для контроля лавинной опасности, формируются субъективно и не имеют под собой рациональной основы, позволяющей оценить качество интерпретации данных, получаемых с их помощью. На Шпицбергене такие сети вообще отсутствуют, хотя район относится к лавиноопасному. Интерпретация данных точечных измерений для оценки возможности образования лавин или водоснежных потоков и проектирование сети мониторинга толщины снежного покрова требуют учёта возможных ошибок, связанных с пространственной изменчивостью этой характеристики. Размер участков, для которых в этом случае оценивается изменчивость, не должен превышать размера зон зарождения лавин и водоснежных потоков. Использование для моделирования пространственных распределений толщины снега в лавинном очаге, оценок дисперсий и автокорреляционных функций, полученных на участках, существенно превышающих размеры лавинного очага, может дать неправильную картину распределения за счёт искажения этих параметров, т.е. масштаб изменчивости должен соответствовать размеру участка.

Как правило, для соблюдения условий статистической однородности поля толщины снежного покрова размеры участков, для которых необходимо оценить изменчивость, должны быть меньше размера зоны зарождения. Обычно зону зарождения в соответствии с элементами рельефа и их параметрами можно разбить на более мелкие участки, для которых и требуется оценить изменчивость. Характерный линейный размер таких участков не превышает 100 м. Очевидно, что данные об изменчивости, получаемые при стандартных маршрутных снегосъёмках, предназначенных для оценки снегозапасов на значительных территориях, не соответствуют требуемому масштабу оценок. Кроме того, с их помощью невозможно оценить вклад в общую дисперсию короткопериодных флуктуаций, учёт которых важен при статистическом моделировании пространственных распределений снежного покрова для определения его устойчивости [2].

Оценка статистических параметров изменчивости должна выполняться на основании данных, полученных с более высоким пространственным разрешением (10 м при стандартных снегосъёмках). Для некоторых районов России и Узбекистана оценка пространственной статистической структуры толщины снежного покрова на склонах на малых площадях выполнена [3–6]. Однако горы Шпицбергена сильно отличаются по своим физико-географическим условиям от остальных районов России и тем более Средней Азии. Именно поэтому для создания сети мониторинга толщины снежного покрова в лавинных очагах и в зонах зарождения водоснежных потоков на Шпицбергене необходимо рассмотреть эти различия и оценить возможности их применения на Шпицбергене.

Измерения

Измерения толщины снежного покрова проводились 10–15 апреля 2015 г. в период, близкий к максимальному снегонакоплению в двух высотных зонах горы Улав (100–150 м и 300–400 м над ур. моря) с различными уклонами и экспозициями (таблица). Нижняя зона – это ровный пологий склон западно-юго-западной экспозиции крутизной 15°. Верхняя зона имела западно-северо-западную экспозицию, крутизну до 30° и представляла собой широкий слабовыпуклый водораздел. Толщина измерялась по нормали к поверхности снега с помощью 1,5-метрового металлического щупа, отградуированного в сантиметрах. Если толщина снега превышала 1,5 м, то в этом месте проходили шурф, глубина которого позволяла щупом достичь земли. Щуп использовался также для определения толщины слоя снега над мощной сплошной ледяной коркой в снежном покрове. Все измерения проводились по профилям, направленным вдоль линии падения склона сверху вниз. Расстояния между измерениями – 1 м. Минимальный размер «ядер зарождения» лавины из снежной доски – порядка 1 м. С таким или с более высоким разрешением необходимо генерировать реализации распределений толщины снежного покрова для определения его устойчивости на склоне. Соответственно и параметры статистической структуры толщины снежного покрова должны определяться по измерениям с таким или с более высоким разрешением. В общем случае оценки

Характеристики профилей измерений толщины снега и их статистических параметров

Номер профиля	Дата измерений	Экспозиция склона	Угол склона, градусы	Число измерений	Средняя толщина, см	Стандартное отклонение, см	Коэффициент вариации	Минимальная толщина, см	Максимальная толщина, см
1	10.04.15	ЗЮЗ	15	59	24,4	6,8	0,28	14	45
2					13,2	4,6	0,35	5	25
3					11,2	4,5	0,40	4	22
4	11.04.15				69,9	35,2	0,50	18	144
5	12.04.15				48,2	19,8	0,41	23	88
6					52,8	17,8	0,34	21	91
7	15.04.15	ЗСЗ	30	51	46,1	6,4	0,15	35	61
8					56,6	9,5	0,17	35	76

параметров статистической структуры зависят от интервала между измерениями. Измерения с большими интервалами не показывают вклада высокочастотной составляющей в дисперсию.

Измерения выполнялись по восьми профилям (см. таблицу). Профили *1–3* на склоне совпадают, но в профиле *1* измерения велись от поверхности снега до грунта, в профиле *2* – от поверхности снега до мощной ледяной корки внутри снежного покрова (метелевый и свежевыпавший снег), в профиле *3* – от этой ледяной корки до грунта. Подстилающая поверхность в профилях *1, 3–6* представляла собой задернованный грунт, в профилях *7* и *8* – скальную поверхность, а в профиле *2* – ледяную корку. Измерения в профилях *7* и *8* проводили в верхней высотной зоне, все остальные измерения были в нижней высотной зоне. Всего выполнено 456 измерений. Статистические параметры рядов измерений оценивали для каждого профиля отдельно, в том числе и для профилей *2* (верхний слой снега) и *3*. Точность отсчёта толщины снежного покрова составляла ±0,5 см, а точность метода измерений, видимо, была несколько ниже. Экстраполируя значения автоковариационной функции в ноль, можно оценить ошибку метода, но в настоящей работе такая задача не стояла.

Результаты и их обсуждение

В таблице представлены основные статистические параметры измерений толщины снега в профилях. Разброс значений толщины снежного покрова в профиле относительно среднего может быть охарактеризован величиной среднего квадратичного отклонения σ (СКО) или дисперсии σ^2. Как было показано ранее при исследованиях в Хибинах [5], значения СКО возрастают до определённой величины с ростом средней толщины снежного покрова, а затем остаются постоянными. Полученная максимальная величина СКО для Шпицбергена, равная 0,35 м (см. таблицу), хотя и несколько ниже, чем для Хибин (0,4 м [5]), но выше, чем для Кавказа (0,2 м [4]), существенно больше, чем для Алтая (0,07 м [4]), Байкальского хребта (0,07 м [4]) и Западного Тянь-Шаня (0,12 м в районе горнолавинной станции «Дукант» и 0,27 м в районе горнолавинной станции «Камчик» [3, 6]).

Учитывая, что подстилающая поверхность, где велись измерения, во всех упомянутых здесь районах примерно одинаковая, различия, скорее всего, связаны с ветровым режимом. Влияние скорости ветра чётко проявляется в различиях стандартных отклонений СКО, полученных для района метеостанций Дукант – 0,12 м и Камчик – 0,27 м в Западном Тянь-Шане. Метеостанция Камчик расположена на одноимённом перевале и относится к району с интенсивной метелевой деятельностью. Оценки СКО и автокорреляционной функции $r_h(l)$ (индекс h обозначает толщину верхнего слоя снега) для верхнего слоя снега, полученные по данным измерений в профиле *2*, очень близки к аналогичным оценкам для Хибин.

Оценки пространственных автокорреляционных функций полной толщины снега $r_H(l)$ (индекс H обозначает полную толщину снежного покрова – от поверхности до земли), полученные на основании измерений в профилях *1*, *3–8*, приведены на рис. 1. Автокорреляционная функция толщины верхнего слоя снега (рис. 2) оказалась близкой к осреднённой автокорреляционной функции *9* для профилей *1*, *3–8* (см. рис. 1). Радиусы корреляции (под радиусом

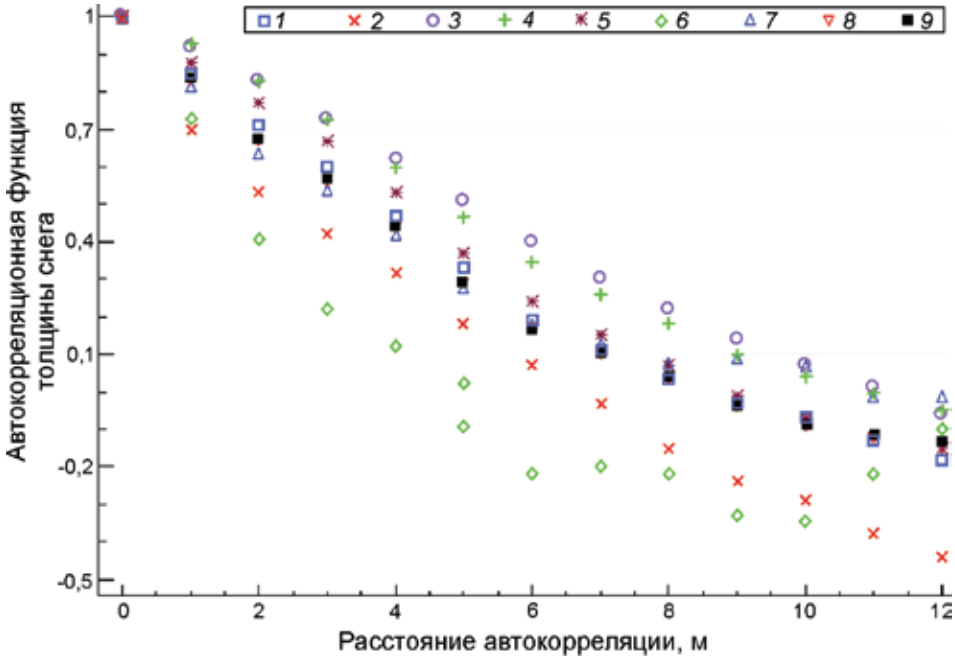

Рис. 1. Оценки пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова, полученные для различных профилей.
1–8 – номера профилей; *9* – среднее значение по профилям *1, 3–8*

Fig. 1. Assessment of the spatial autocorrelation functions of snow depth for different profiles.
1–8 – numbers of show profiles; *9* – the mean value of the profiles *1, 3–8*

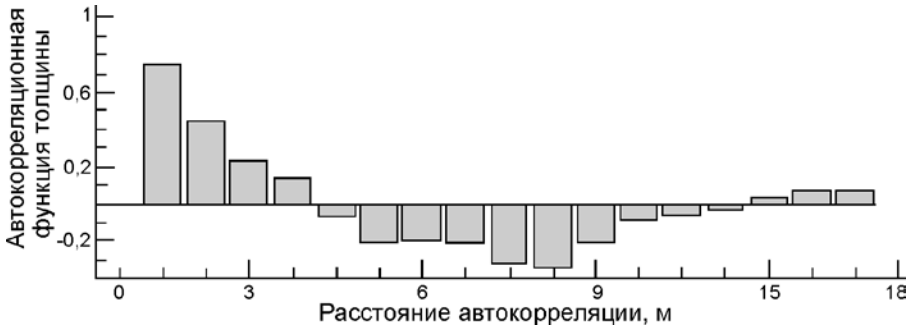

Рис. 2. Оценка пространственной автокорреляционной функции толщины верхнего слоя снега, полученная на основе измерений в профиле *2*

Fig. 2. Assessment of the spatial autocorrelation functions of the upper snow layer for profile *2*

корреляции здесь понимается расстояние, на котором автокорреляционная функция убывает в *e* раз), полученные на основе измерений в разных профилях, находятся в диапазоне 2–6 м. Для осреднённой автокорреляционной функции $r_H(l)$ он равен 5 м (рис. 3). Радиус корреляции для осреднённой автокорреляционной функции $r_H(l)$ в Хибинах составляет около 7 м (см. рис. 3). Аналогичные измерения на Кавказе показали, что там радиусы корреляции находятся в диапазоне 11–19 м. Для Западного Тянь-Шаня радиусы корреляции превышают десятки метров [3, 6].

В качестве характеристик качества сети мониторинга толщины снежного покрова предлагается использовать ошибки замены среднего интегрального значения на определённой площади и математического ожидания средним арифметическим, а также ошибки интерполяции между точками измерений. Расчёты, выполненные в предположении, что полученные оценки параметров статистической структуры соответствуют однородному и изотропному случайному полю толщины снежного покрова, аналогично тому, как это было сделано в работах [4, 5], показывают, что единичное измерение толщины снега в центре квадрата площадью 100 м^2 может интерпретироваться, например, как среднее интегральное значение для его площади с ошибкой равной 0,54σ и может достигать 0,2 м. Этот показатель может служить характеристикой репрезентативности отдельного измерения. Для измерений в центрах четырёх равновеликих квадратов на этой же площади ошибка близка к 0,07σ и не превышает 0,03 м. Аналогичная оценка погрешности замены среднего интегрального значения единичным измерением (по одной рейке), выполненная для Хибин, составляет 0,8σ

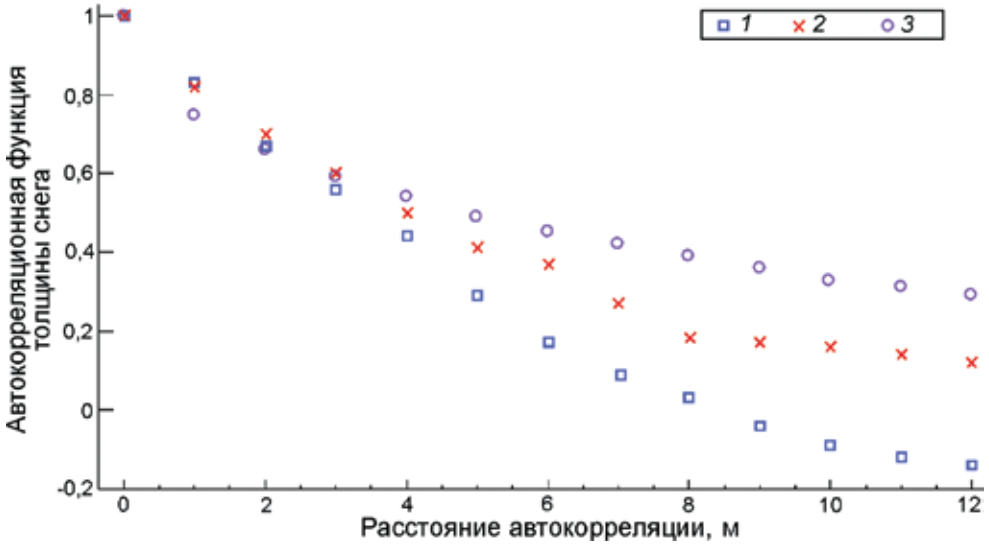

Рис. 3. Осреднённые пространственные автокорреляционные функции толщины снежного покрова, полученные для одинаковой подстилающей поверхности (задернованная почва) на склонах:
1 – Шпицбергена; *2* – Хибин; *3* – Кавказа

Fig. 3. Averaged spatial autocorrelation functions of snow depth for the same underlying surface (sodden ground):
1 – Svalbard; *2* – Khibiny; *3* – Caucasus

или 0,3 м. Ошибка линейной интерполяции на середину 10-метрового отрезка между измерениями близка к 0,95σ или 0,33 м. Для Хибин эта же ошибка составляет 0,78σ или 0,31 м.

Ошибка замены математического ожидания средним арифметическим при независимых измерениях (расстояние между измерениями больше 10 м) составляет не менее $\sigma/n^{0,5}$, где n – число точек измерений. Все приведённые оценки выполнены без учёта точности измерений. Стандартная ошибка измерений толщины снега для снегомерной сети в лавинных очагах Хибин составляет 0,2 м, тогда как на Тянь-Шане – не более 0,05 м [5]. Из-за условий освещения в зимнее время и интенсивного отложения изморози получить точность измерений на Шпицбергене выше, чем в Хибинах, вряд ли возможно. Оценки точности интерполяции и замены средних интегральных и математических ожиданий средними арифметическими для статистической структуры толщины снега на Тянь-Шане достаточно малы и в значительной мере определяются ошибками измерений.

Для представленной структуры толщины снега на Западном Тянь-Шане [3, 6] традиционные снегомерные сети и методы проведения снегосъёмок могут достаточно точно описывать распределение снега в лавинном очаге. Для Шпицбергена информативность данных, полученных с их помощью, будет минимальной, так как изменение толщины снега в конкретном месте за некоторый период времени определяется как разность двух измерений в этом месте: в конце и начале периода. Абсолютная ошибка определения изменения будет больше ошибки отдельного измерения. С учётом примерно одинаковой пространственной автокорреляции полей общей толщины снежного покрова и его прироста (толщины верхнего слоя) относительные ошибки интерполяции в поле прироста, а также замены среднего интегрального и математического ожидания будут существенно больше, чем для поля общей толщины снега.

Заключение

Получены первые оценки параметров пространственной статистической структуры толщины снежного покрова для лавинных очагов Шпицбергена. Конечно, они нуждаются в уточнении. Для этого необходимо проведение новых массовых специализированных снегосъёмок, желательно с использованием современных измерительных систем (лазерное сканирование, радиолокация). Вместе с тем полученные результаты уже сейчас могут быть использованы при разработке методов диагностики неустойчивых состояний снега в лавинных очагах с помощью статистического моделирования, а также расчёте расходов воды в подснежном канале, используя гидрологические модели с пространственно распределёнными параметрами.

Полученные результаты показывают, что пространственная изменчивость толщины снежного покрова на склонах гор Шпицберге-

на очень велика. Связи между толщинами снега убывают с расстоянием сильнее, чем в большинстве исследованных горных районов. Для аналогичных видов подстилающей поверхности параметры пространственной изменчивости толщины снега близки к Хибинам и сильно отличаются от полученных на Кавказе, Алтае, в Прибайкалье и на Тянь-Шане, что можно объяснить различиями в условиях снегонакопления. При такой статистике для оценки устойчивости снега на склонах гор Шпицбергена нереально построить надёжную систему мониторинга толщины снега, основанную на традиционных методах измерений (с помощью дистанционных снегомерных реек).

Рекомендации строить снегомерную сеть с расстояниями между снегомерными рейками в 50 м для Шпицбергена неприемлемы. Даже сеть с 10-метровым шагом между точками измерений будет бесполезной для интерполяции получаемых с её помощью данных в целях оценки возможности образования лавин. Связано это с тем, что ошибки интерполяции будут больше минимальной толщины снежной доски (0,1–0,2 м), из которой формируются лавины. Это же можно сказать и об использовании сети с 10-метровым шагом между точками измерений (см. ранее) сети для оценки средних интегральных по площади величин и математических ожиданий. В данном случае требуется применение других современных методов.

По нашему мнению, единственно адекватный метод интерпретации точечных измерений снега в лавинных очагах Шпицбергена для оценки лавинной опасности – статистическое моделирование его неустойчивых состояний, при котором неопределённость данных о толщине снега отображается в вероятностной оценке устойчивости снега [2].

Благодарности. Экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания 0148-2017-0005 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgements. Field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment 0148-2017-0005 and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing // Annals of Glaciology. 2000. V. 31. P. 417–421.
2. *Chernouss P.A., Fedorenko Y.* Probabilistic evaluation of snow stability on mountain slopes // Annals Glaciology. 1998. V. 26. P. 303–306.
3. *Канаев Л.А.* Об изменчивости свойств снега // Тр. САРНИГМИ. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
4. *Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е.* Влияние характеристик снега на лавинообразование // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 53–59.
5. *Черноус П.А., Христоев Ю.В.* Оценка точности данных о толщине снега в лавиносборах // МГИ. 1988. № 55. С. 201–206.
6. *Чиркова А.А.* Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в горах // Тр. САРНИГМИ. 1977. Вып. 37 (118). С. 43–50.

References

1. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing. Annals of Glaciology. 2000, 31: 417–421.
2. *Chernouss P.A., Fedorenko Y.* Probabilistic evaluation of snow stability on mountain slopes. Annals Glaciology. 1998, 26: 303–306.
3. *Kanaev L.A.* On the variability of snow properties. *Trudy SARNIGMI.* Proc. of the Central Asian hydrometeorological Institute. 1969, 44 (59): 25–42. [In Russian].
4. *Chernous P.A., Seliverstov Y.G., Suchkov V.E.* Snow variability effect upon avalanching. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 2 (130): 53–59. [In Russian].
5. *Chernous P.A., Khristoev Y.V.* Estimation of data accuracy on the snow depth in avalanche catchments. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glasiological Studies. 1988, 55: 201–206. [In Russian].
6. *Chirkova A.A.* Statistical analysis of the snow depth distribution in small mountain areas. *Trudy SARNIGMI.* Proc. of the Central Asian hydrometeorological Institute. 1977, 37 (118): 43–50. [In Russian].

УДК 556.5:124(282.247.39) doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-359-372

Снежники Лагонакского нагорья (Западный Кавказ)

© 2018 г. Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий, Д.Ю. Шуляков, Д.А. Липилин

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия
efremov_kubsu@mail.ru

Snow patches of the Lagonaky highlands (Western Caucasus)

Yu.V. Efremov, A.V. Zimnitsky, D.Yu. Shulyakov, D.A. Lipilin

Kuban State University, Krasnodar, Russia
efremov_kubsu@mail.ru

Received August 1, 2017 *Accepted November 28, 2017*

Keywords: ***avalanche snow patches, dynamics of snow patches, firn snow patches, nival niches, seasonal snow patches, snow cover, permanent snow patches.***

Summary

The article presents results of investigation of snowfields on the Lagonaky plateau: conditions of their formation, distribution and dynamics. Snow patches are the most characteristic elements of the high-mountain landscapes of the Lagonaky plateau. In warm seasons, they are widely distributed on local flat-topped ridges of the Lagonaky: Abadzeshsh Murzikao, Kamennoe and others, as well as on the mountain masses Fisht, Pshehasu, Oshten, and Nagoychuk. Morphological and climatic conditions of the Lagonaky Highlands are unique and favorable for formation of snow patches and long preservation of them during the spring-summer periods. These conditions are high mountain ridges with flat tops, negative karst forms of the relief as well as a favorable wind regime with long winter snow storms and heavy snowfalls. Snow patches result from snow transport and accumulation after strong snow-drifts on the leeward slopes. The avalanche snow patches arise when avalanches release from steep and long slopes of the above mountain ranges. Permanent snow patches are usually formed at the same places, and duration of their existence depends on sizes and a degree of shading. At the same time, even relatively small snow patches (100–200 thousand m^3) can be preserved if they are located in narrow fissures (for example, the area of the Maly Fisht Glacier). In the last 3–5 years, the permanent snow patches melt completely, which is probably a result of small amount of solid precipitation during the cold season and the relatively high air temperatures in the warm time (standard deviation is 0.8–1.0 °C above the normal).

Citation: Efremov Yu.V., Zimnitsky A.V., Shulyakov D.Yu., Lipilin D.A. Snow patches of the Lagonaky highlands (Western Caucasus). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 359–372. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-359-372.

Поступила 1 августа 2017 г. *Принята к печати 28 ноября 2017 г.*

Ключевые слова: ***динамика снежников, лавинные снежники, метелевые снежники, нивальные ниши, сезонные снежники, снежники-перелетки, снежный покров, фирновые снежники.***

Представлены новые данные о снежниках Лагонакского нагорья. Проанализировано их распределение в пределах нагорья с учётом особенностей рельефа и ветрового режима. Отмечено значительное сокращение числа снежников и их размеров за последние годы, что обусловлено общей климатической тенденцией потепления.

Введение

Весной, летом и в начале осени на Лагонакском нагорье самый распространённый элемент горного ландшафта – снежники. От их обилия склоны гор выглядят пёстрыми. Наряду с другими элементами ландшафта и современными экзогенными процессами, изучению снежников в последние десятилетия уделялось мало внимания. Впервые сведения о них приводятся в статье военного геодезиста И.И. Стебницкого «О высоте линии вечных снегов на Кавказских горах» (1873 г.), где упоминаются названия гор Фишт и Оштен и отмечаются «следы вечного снега». Автор пишет: «В 1888 г. я посетил Оштен в конце июня. В это время то высокое основание, на котором поднимается крутая скалистая часть Оштена, было покрыто во многих местах огромными массами снега. Все углубления и балки завалены им в уровень с краями» [1, с. 153]. Некоторые сведения о снежниках Западного Кавказа, в том числе и Лагонакского нагорья, встречаются в работе А.И. Бабкиной [2]. Систематическое исследование снежного покрова, в том числе и снежников,

началось в 1970–80-е годы Северо-Кавказским управлением по гидрометеорологии и Кубанским государственным университетом. В течение десяти лет (1987–1998 гг.) на Лагонакском нагорье изучали снежники разного генезиса. Результаты исследований отражены в работах [3–6].

Снежники как индикаторы изменения климатических условий привлекают внимание и российских [7], и зарубежных учёных [8, 9]. В 2013 и 2015 г. были реализованы программы по исследованию ледников и снежников Западного Кавказа, а также современных экзогенных процессов на Лагонакском нагорье, поддержанные Кавказским государственным природным биосферным заповедником [10]. Активизировавшееся в последние несколько лет рекреационное освоение Лагонакского нагорья вызвало необходимость детального изучения всех элементов горных ландшафтов, в том числе и снежников. Нагорье представляет собой сочетание горных хребтов, высокогорных массивов и отдельных небольших плато, обособленных крутыми скальными стенами на западе, востоке (хребет Каменное море) и юге (южные стены Фишта и Пшеха-Су). Поверхность Лагонакского нагорья полого наклонена на север и находится на стыке природных границ (геологических, геоморфологических, климатических и др.). Горные массивы Фишт (2848 м; все высоты в статье даны в метрах над ур. моря) – Пшеха-Су (2743 м) – Оштен (2804 м) венчают на юге нагорье и возвышаются почти на 1000 м над близлежащими западными вершинами Северо-Западного Кавказа. Лагонакское нагорье сложено преимущественно верхнеюрскими известняками, которые способствовали повсеместному развитию карста [11] (рис. 1). Оно находится на Западном Кавказе в пределах Краснодарского края и Республики Адыгея.

Цель настоящей работы – исследование снежников Лагонакского нагорья, условий их формирования, распространения и динамики.

Методы исследований

Для детального изучения снежников мы выделили объекты площадью более 0,1 км^2, так как именно такие снежники сильнее всего воздействуют на подстилающую поверхность. Крупные снежники сохраняются дольше и более репрезентативны для мониторинга. В процессе камеральных и полевых работ использованы современные методы обработки данных дистанционного зондирования, включая работу с гиперспектральными снимками и создание мультивременных композитных снимков.

Методика обработки и интерпретации данных базируется на анализе в геоинформационном программном обеспечении (ArcGIS, SAS Planet, ENVI) крупномасштабных топографических карт, материалов полевых съёмок и результатов геопозиционирования, а также результатов дешифрирования архивных и оперативных космических снимков. Космические снимки получены из публичных геосервисов BING, GOOGLE EARTH, «КОСМОСНИМКИ.РУ», GLOVIS (USGS). Работа проводилась с помощью программного обеспечения для данных операций. Ортотрансформирование выполнено по цифровой модели рельефа (ЦМР) масштаба 1:25 000, полученной путём полуавтоматической векторизации изолиний с последующим построением TIN-модели с использованием программного обеспечения ArcGIS, которое позволило параллельно анализировать космические снимки высокого пространственного разрешения (0,6–2,0 м) за период 2000–2015 гг.

Для построения схем снежников исследуемого района использовались многозональные снимки высокого (0,8–2,5 м) и среднего разрешения (10–30 м). Исследование выполнялось на двух уровнях: локальном (масштаб 1:1000–1:10 000) и региональном (генерализация и обобщение данных в масштабах 1:25 000–1:100 000). Границы снежников дешифрировались по космическим многоспектральным снимкам QuickBird, Worldview-2 (за период 2007–2015 гг.; разрешение 0,5–1,8 м/пикс.) и сравнивались с данными топографической съёмки 2013–2015 гг. (на массивах Фишт и Пшеха-Су). Кроме того, проводилось сравнение с данными топографических карт масштаба 1:25 000 (1941 г.). Точность дешифрирования определяется графической точностью построений на топографических картах и составляет 2,5 м. Точность автоматизированного ортотрансформирования снимков и результатов построения мультивременного композита не превышает средних нормативных значений, принятых в используемом программном обеспечении для данных операций.

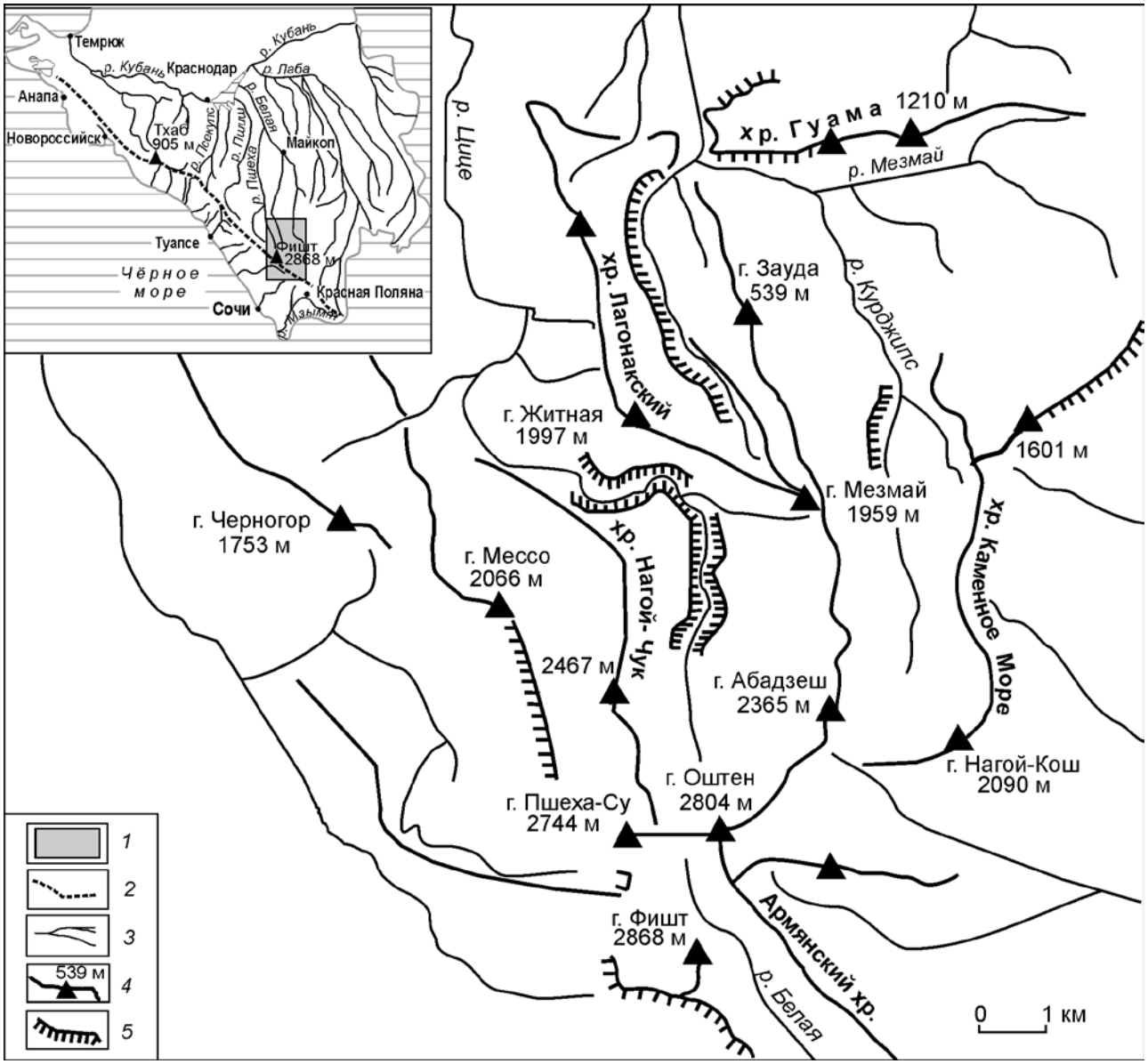

Рис. 1. Географическое положение и основные хребты Лагонакского нагорья:
1 – положение Лагонакского нагорья; *2* – линия главного водораздела Северо-Западного Кавказа; *3* – реки; *4* – хребты и вершины; *5* – эскарпы (крутые скальные склоны хребтов)

Fig. 1. Geographic position and the main ridges of the Lagonak Highlands:
1 – geographical position of the Lagonak Highlands; *2* – line of the main watershed of the North-Western Caucasus; *3* – rivers; *4* – ridges and peaks; *5* – escarpas (steep rocky slopes of ridges)

Обработка результатов полевых измерений и построение топографических планов с определением современных морфометрических характеристик исследуемых снежников проводились с использованием геоинформационного программного обеспечения ArcGIS (ESRI CIS), автоматизированное дешифрирование и построение мультивременных композитов выполнено в ENVI. Для репрезентативных снежников в ходе полевых работ 2015–2016 гг. с помощью GPS-приёмника выбраны долговременные реперные точки (базисы), от которых проводятся ежегодные измерения планово-высотного положения исследуемых объектов нивально-гляциальной зоны. В качестве реперов выбраны наиболее стабильные и устойчивые валуны на краях морен, а в местах отсутствия моренных отложений для маркирования базиса из камней были

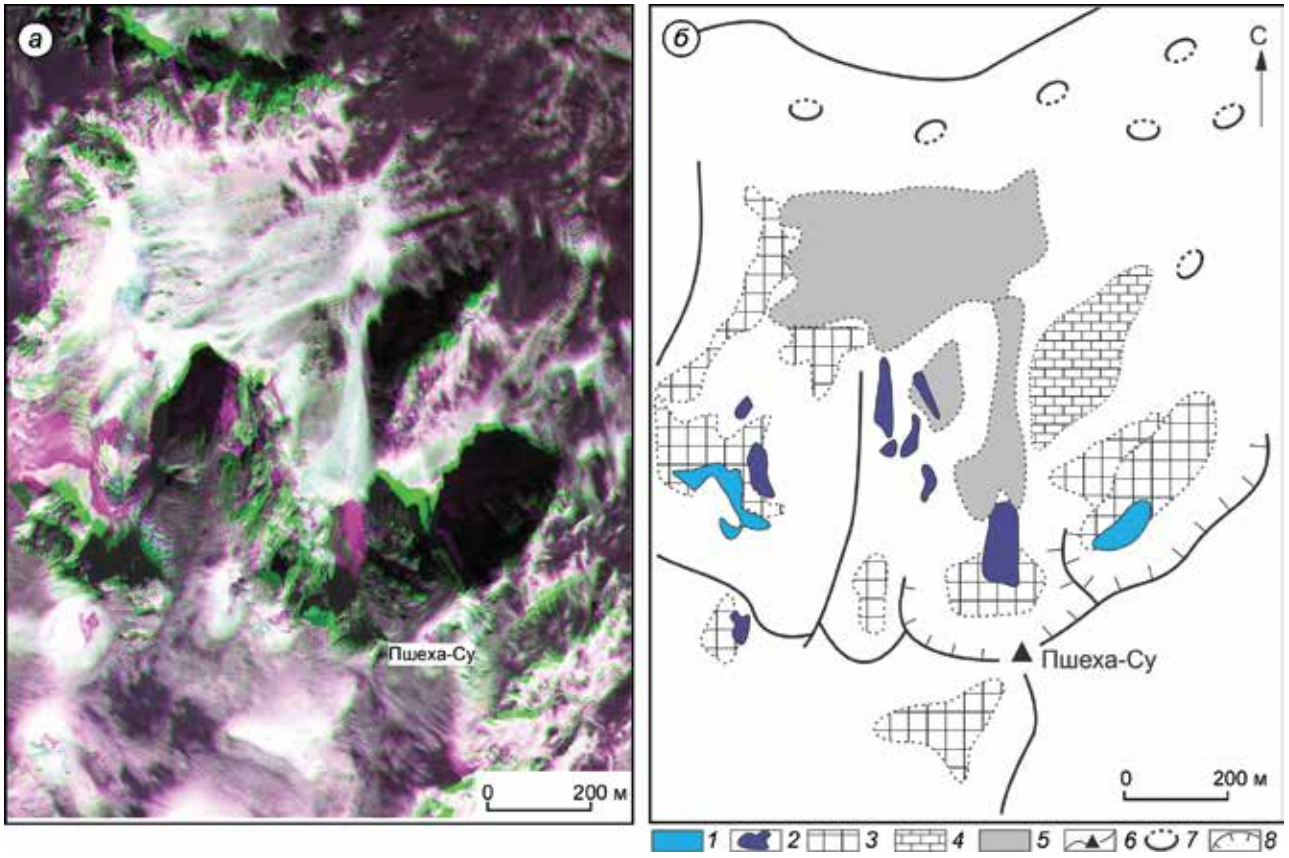

Рис. 2. Мультивременной композит (*а*) и схема дешифрирования (*б*) участка с исследуемыми снежниками на горном массиве Пшеха-Су:
1 – ледник; *2* – новые контуры снежников на 29.08.2014; *3* – контуры снежников на 29.08.2013; *4* – скальный останец; *5* – зандровые и флювиогляциальные отложения; *6* – основные хребты, вершины; *7* – участки развития карста; *8* – крупные карстовые воронки

Fig. 2. The multivariate composite (*a*) and interpretation scheme (*б*) of the site with the snow-patches at the Psheha Su mountain massive:
1 – glacier; *2* – new contours of snow-patches at August 29, 2014; *3* – contours of snow-patches at 08.29.2013; *4* – stack; *5* – outwash and fluvioglacial sediments; *6* – the main ridges, peaks; *7* – karst development sites; *8* – large karst funnels

выложены туры, на которые краской наносились буквенно-числовые обозначения.

Для качественного анализа динамики снежников с использованием мультивременных композитов предъявляются высокие требования к качеству снимков. Так, для возможности выполнения измерений и получения результата с 90–100%-й достоверностью совмещения контуров необходимо, чтобы совпадали параметры совмещаемых снимков по облачности и углу отклонения от надира. При обработке пары снимков создаётся новый слой, содержащий спектральные каналы обоих снимков. При выборе каналов для синтеза придерживаются следующего правила: каналы позднего (нового) снимка занимают первую (Red) и третью (Blue) компоненты; канал раннего (старого) снимка занимает вторую (Green) компоненту [12]. Искажающее влияние облачности можно минимизировать, создав вручную «маску облаков», которая будет автоматически исключена из обработки при формировании синтезированного изображения (рис. 2).

Результаты исследований

Общие сведения о снежниках. На Лагонакском нагорье в высотном диапазоне более 1500 м в весенне-летнее время повсеместно распространены лавинные и метелевые снежники. Большинство из них относится к сезонным образованиям, к осени снежники полностью исчезают.

Некоторые исследователи делят снежники одного года на весенние, летние и осенние. Все снежники, существующие в течение одного года и меньше, называются сезонными [13]. В.Ф. Перов выделяет среди основных типов снежников подтипы, которые широко распространены на Лагонакском нагорье [14]. Сезонные снежники – самый распространённый и наиболее низко спускающийся вид снежников на Западном Кавказе. Особенно много их в диапазоне 1500–2000 м, и начинают они встречаться, как правило, с высоты 1000 м, а иногда и ниже. Их число измеряется от нескольких десятков до сотен в одном речном бассейне и зависит в основном от величины твёрдых осадков и рельефа местности. В этом районе почти все углубления (карстовые воронки, эрозионные врезы и т.д.) заполнены метелевым снегом и число снежников на 1 км^2 достигает 60–70.

Известно, что продолжительность существования снежников определяется тремя главными факторами: суммой положительных температур воздуха; степенью защищённости снежника от прямого воздействия солнечных лучей; массой снега, образующего снежник [15]. Сохранность снежников в тёплый период зависит от толщины снежного покрова, сформировавшегося в зимний период. Основные закономерности образования снежного покрова на Лагонакском нагорье описаны в работах [16, 17]. В отдельные годы отмечена изменчивость толщины снежного покрова от нескольких сантиметров до 5–6 м. Продолжительность залегания в зависимости от высотного пояса и погодных условий колеблется от 70–80 до 215 дней. На Лагонакском нагорье формирование снежников во многом определяется ветровым режимом горной территории, который обусловлен общей направленностью хребтов, расположением долин, высотой хребтов и их формой. Наибольшие скорости ветра наблюдаются в декабре–марте (до 40 м/с), наименьшие – в июле (1–2 м/с).

В зимнее время, когда температура воздуха ниже 0 °С, при сильном ветре наблюдаются метели из свежевыпавшего снега. Максимальные скорости ветра на рассматриваемой территории достигают 25–35 м/с, а при порывах – до 40 м/с и более [16]. На хребтах Лагонакском и Нагой-Чук снег в значительной степени переносится на северные склоны, где его в 5–6 раз больше (до 10 м), чем на южных, что способствует образованию метелевых снежников. Именно здесь создаётся зона повышенного снегонакопления, которая представляет собой потенциальную зону образования лавин. С повторяемостью метелей тесно связана их продолжительность. На участках, где их повторяемость в январе–феврале составляет 5–10 дней, следует ожидать 40–90 часов с метелью, а там, где повторяемость равна 10–20 дням, продолжительность увеличивается до 200 часов. В отдельно взятые дни продолжительность метели колеблется от 5 до 10 часов, а в отдельных случаях может быть и больше [16].

Количество снесённого снега с выровненных поверхностей плато (например, плато Мурзикао) зависит как от продолжительности метели, так и от площади платообразных поверхностей. По приблизительным подсчётам, в среднем с плато Мурзикао сносится больше половины снега. Снег откладывается с подветренной стороны на бровках крутых склонов хребтов, в понижениях (эрозионных врезах, денудационных воронках) и в речных долинах (на конусах выноса), где мощность снега достигает 10–15 м. С метелевым переносом тесно связаны ветровые формы рельефа – снежные карнизы, возникающие в пригребневой части хребтов Мурзикао, Лагонакском и Нагой-Чук. Довольно часто при обрушении они служат причиной возникновения лавин разной мощности. Так, в зимний сезон 1979 г. в районе Малого Мурзикао на северном склоне Лагонакского хребта при обрушении карниза погиб студент Кубанского государственного университета.

По данным топографической съёмки и GPS-измерений размеры снежников колеблются от десятков до нескольких тысяч квадратных метров. Например, на склонах горного массива Фишт–Оштен и на северных склонах хребта Мурзикао толщина снега изменяется от нескольких до десятков метров. В генетическом отношении снежники делятся на лавинные и метелевые (навеянные), которые распространены на всей территории Лагонакского нагорья. Лавинные снежники сосредоточены в основном на горных массивах Фишт–Пшеха-Су–Оштен и Нагой-Чук.

Снежники играют большую роль в питании рек. Значительные скопления снега в снежниках увеличивают период таяния снега. Это приводит к тому, что наличие снежников снижает

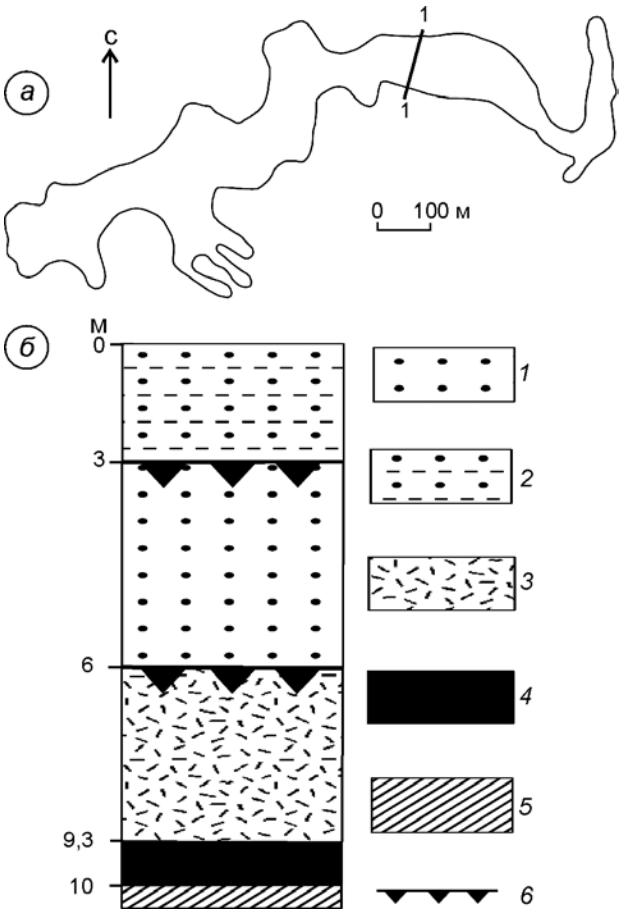

Рис. 3. Стратиграфия снежной толщи снежника «Летучая Мышь» на 26.06.1989 г.:
а – схема снежника; *б* – разрез снежной толщи по линии 1–1; *1* – снег; *2* – снежная толща, пропитанная водой; *3* – фирн; *4* – горизонт льда; *5* – поверхность ложа; *6* – загрязнённая ледяная корка

Fig. 3. Snow stratigraphy of the snow-patch «Bat» at 26.06.1989:
а – scheme of the snow-patch; *б* – section of the snow cover along the line 1–1; *1* – snow; *2* – snow stratum soaked in water; *3* – firn; *4* – ice horizont; *5* – surface of the bed; *6* – the contaminated ice crust

пик весеннего половодья, увеличиваются также продолжительность и величина половодья. Возрастает и общий годовой сток рек, который за счёт переотложения снега в результате метелевого и гравитационного переноса в средние по водности годы составляет 1,5–3,0%, а в многоснежные годы достигает 4–6% [17]. По имеющимся данным, для отдельных рек северного склона Западного Кавказа, в том числе и Лагонакского нагорья, доля снежников в стоке в средние по снежности годы составляет 10–15% общего стока рек, увеличиваясь в многоснежные годы. В годы с аномально высокой снежностью их доля в стоке рек возрастает примерно в 2 раза. Таким образом, образовавшиеся в холодный период снежники в весенний период уменьшают сток рек на 10–20%, перераспределяя его на летние месяцы [17, 18].

Среди снежников встречается особый тип – *снежники-перелетки*, т.е. мощные скопления снега у подножия крутых склонов хребтов и на дне каров, которые не только сохраняются до конца лета, но и продолжают существовать в следующем году. Их сохранению способствуют благоприятные морфологические условия, т.е. расположение в большей мере на северных подветренных склонах и в местах наибольшего скопления метелевого и лавинного снега. Снежники состоят в основном из снега и фирна, изредка у них встречается небольшое ледяное ядро. До настоящего времени считается, что снежники, главным образом, неподвижное скопление снега, но ещё в работах С.Г. Боча [15] отмечено, что отдельные снежники движутся со скоростью до 10 см/сутки и более, а за год – до 6 м, особенно при углах склона 30–40°. Такие снежники, как правило, многослойные. Верхний слой – это снег прошедшей зимы, а ниже идут плотные и крупнозернистые слои снега, переходящие в фирн. Исследования показали, что такие снежные образования – переходные формы между снежниками и ледниками. По мере увеличения времени существования снежника-перелетка постепенно накапливается снежно-фирновая толща, всё больше фирна преобразуется в лёд, и у снежников-перелетков формируются слои инфильтрационного льда или ледяные включения. Снежник превращается в фирновый ледник, состоящий более чем на 50% из фирна и льда (рис. 3) [18].

Н.И. Осокин считает, что выделение промежуточной переходной формы малого оледенения нецелесообразно [13], однако авторы настоящей статьи полагают, что это необходимо. К ним относятся снежники-перелетки, у некоторых из них в средней части снежника существуют слои инфильтрационного льда и линзы льда, как правило, лежащие в отрицательных микроформах рельефа (карстовых воронках, рвах, эрозионных врезах) и имеющие некоторые свойства и снежников, и ледников, т.е. фирновых ледников [18]. Последние состоят в основ-

ном из фирна и частично (менее 50%) изо льда и снега. Фирновый ледник сложен слоистым снегом и фирном. В нём возможно скользящее движение по слоям фирна. Возникающие при этом напряжения ведут к появлению на поверхности снега поперечных серповидных трещин глубиной 1–4 м, шириной 1–3 м и длиной 40–50 м. На поверхности снега отмечается характерная ячеистая форма вытаивания размером 50–80 см, связанная с движением струй тёплого воздуха [18]. Малые ледники развиваются из фирновых ледников, кроме тех, которые отчленяются от более крупных. Фирновые ледники при соответствующих изменениях климатических условий могут легко переходить или в малые ледники, или исчезать. Существование этой формы ледников – неустойчивое, они чётко реагирует на все изменения климата и стремятся перейти в более устойчивую форму – ледника или снежника.

Снежники-перелетки расположены в высотной зоне 1800–2500 м и выше. Высоты расположения снежников зависят от многих факторов и один из них – экспозиция склонов. Снежники северных экспозиций располагаются на 260–500 м ниже снежников южных экспозиций, что связано в основном с различием в приходе солнечной радиации и преобладающим направлением ветров в районе плато Лагонаки. Они образуются у северного склона плато в верховьях рек Курджипс и Цице. Крупные снежники, в большей мере перелетки, фиксируют положение орографической снеговой линии в данном регионе [19].

Распределение снежников. В настоящее время наибольшая концентрация крупных снежников сосредоточена в горных массивах Фишт–Пшеха-Су–Оштен, Нагой-Чук, Гузерипль и хребтах Мурзикао, Лагонакском, Армянский, Каменное море, Курджипс (рис. 4). Подавляющее большинство снежников Лагонакского нагорья имеет площадь в диапазоне 0,01–0,1 км^2. Их морфометрические характеристики обусловлены в первую очередь степенью эрозионного расчленения конкретного участка местности и соответствующим диапазоном размеров мезо- и микроформ рельефа, которые заполняются снегом под влиянием лавинной деятельности или метелевого переноса. На основе геоморфологического районирования, выполненном С.П. Лозовым [11], в пределах границ геоморфологических участков выделены определённые зоны

Таблица 1. **Распределение снежников Лагонакского нагорья по геоморфологическим единицам (на август 2014 г.)**

Массив	Число снежников	Общая площадь, км^2
Оштен	13	1,4831
Пшеха-Су	16	1,3962
Фишт	23	2,2591
Нагой-Чук	29	1,6278
Абадзеш–Мурзикао	34	1,6031
Итого	*115*	*8,3693*

(участки) распространения снежников сходного генезиса, группируемых по территориальному принципу и приуроченности к общей геоморфологической единице. Рассмотрим распределение снежников на наиболее крупных орографических элементах с учётом выделенных районов (см. рис. 4, табл. 1).

Горный массив Фишт–Оштен – особый геоморфологический ансамбль Лагонакского нагорья, выраженный в рельефе тремя скальными вершинами – Фишт (2808 м), Пшеха-Су (2743 м) и Оштен (2804 м), поднимающимися над южной окраиной нагорья. Гора Фишт – особый морфологический тип альпийских горных вершин, имеющий хорошо выраженную вершину, от которой на северо-запад простирается узкий скалистый гребень, обрывающийся на восток отвесной стеной на 700–800 м. Вершины Пшеха-Су и Оштен – это плосковерхие морфологические образования с отвесными склонами. Их северные склоны – типичные альпийские цирки, занятые малыми ледниками, снежниками и озёрами [20]. По узким эрозионным врезам и расселинам зимой сходят многочисленные снежные лавины, формируя лавинные снежники. Вершины Пшеха-Су и Оштен разделяет чётко выраженное понижение – Фишт-Оштеновский перевал (высота 2200 м), где в локальных понижениях и крупных карстовых воронках многие снежники сохраняются до конца осени.

Снежники в пределах этого горного массива располагаются на высотах 1600–2500 м и сохраняются наиболее долго в карах благоприятной экспозиции – восточной, северо-восточной и северной. В границах данного участка мы выделили 52 снежника общей площадью более 5,1 км^2. Генезис снежников – преимущественно лавинный, но встречаются и навеянные снежники, которые располагаются выше, а лавинные –

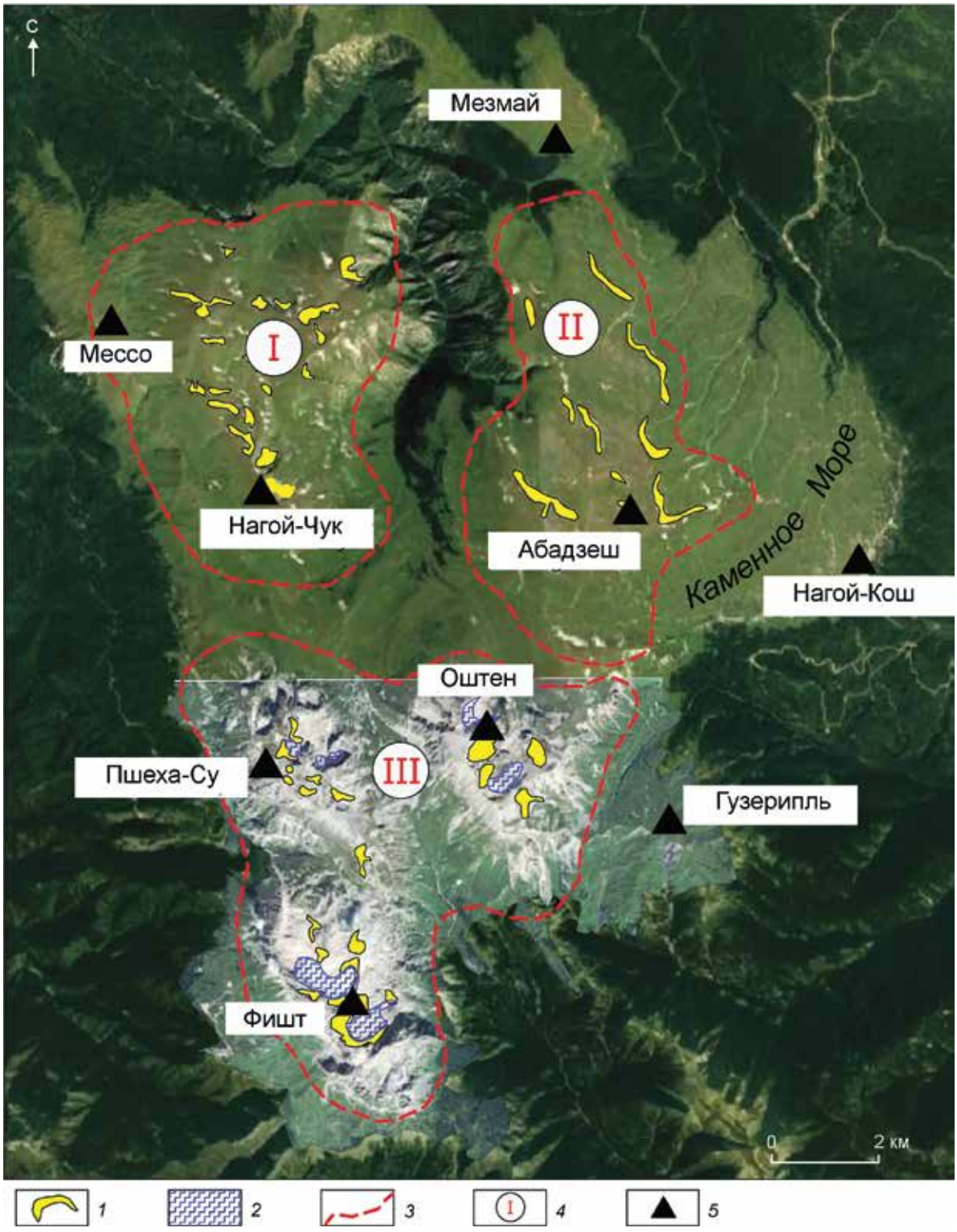

Рис. 4. Общая схема распространения снежников на Лагонакском нагорье:
1 – снежники; *2* – ледники; *3* – условные границы районов распространения снежников; *4* – условный номер района (I – горный массив Нагой-Чук; II – хребет Абадзеш–Мурзикао; III – горный массив Фишт – Оштен – Пшеха-Су); *5* – основные вершины

Fig. 4. General scheme of the snow-patches distribution on the Lagonaki Highlands:
1 – snow-patches; *2* – glaciers; *3* – schematic boundaries of areas with snow-patches; *4* – number of the region (I – Nagoy-Chuk mountain massif; II – Abadzes–Murzikao ridge; III – Fisht – Oshten – Psheha-Su mountain range); *5* – main tops

Таблица 2. **Малые ледники и снежники горного массив Фишт–Пшеха-Су–Оштен**

Малые ледники, снежники	Высота нижней кромки снежника, м	Экспозиция	Площадь, тыс. км^2	Координаты, с.ш./в.д.
Фишт				
Малый ледник № 1	2750	С	14,9	43°57′16.52″ / 39°53′52.05″
Малый ледник № 2	2000	СВ	36,3	43°57′01.71″ / 39°54′41.28″
Пшеха-Су, снежник № 1	2200	СВ	82,9	43°59′14.67″ / 39°54′07.55″
Оштен				
Снежник № 2	2570	СВ	120,3	43°59′42.33″ / 39°56′02.81″
Снежник № 3	2480	С	67,5	43°59′40.88″ / 39°56′41.59″
Снежник № 4	2500	СВ	134,9	43°59′26.38″

ниже среднего уровня. Размеры их по площади могут быть от нескольких сотен квадратных метров до 0,06 км^2. Сведения о наиболее значительных снежниках приведены в табл. 2.

Горный массив (хребет) Нагой-Чук расположен севернее Фишт–Оштена, в междуречье рек Пшеха и Цице. Нагой-Чук находится ниже массива Фишт, но превосходит его по площади. С востока он отделён глубоким узким ущельем р. Цице от массива Абадзеш–Мурзикао. Крутые склоны массива рассечены узкими эрозионными врезами, по которым зимой сходят многочисленные лавины. Границы Нагой-Чука чётко выражены в рельефе. Этот массив крутыми уступами спускается в долины рек Пшеха и Цице. Длина хребта – около 7 км, ширина – 3,5 км, максимальная высота – 2471 м [11].

Формы рельефа в этом горном массиве – карстовые и гляциально-карстовые, состоящие из серии карстовых воронок, рвов, заполненных снегом. В рельефе чётко выражены два кара северо-восточной экспозиции, в которых находятся два малых ледниках и снежники. Концы ледников оконтурены свежими конечными моренами. На дне каров лежат крупные лавинные снежники. В центре массива находится обширное карстовое плато, осложнённое многочисленными карстовыми воронками, каррами и рвами, заполненными большую часть летнего сезона навеянными снежниками, число которых здесь больше снежников лавинного генезиса. Большинство снежников нагорья, расположенных в высотном диапазоне 2000–2500 м, прекрасно сохраняются весь летний период, однако к концу августа из-за высоких температур и минимальных сумм осадков примерно 90% их числа полностью стаивает.

Хребет Абадзеш–Мурзикао расположен на высотах свыше 2000 м в центральной части Лагонакского нагорья, в междуречье Цице и верховьев Курджипса, и простирается на 16 км с северо-запада на юго-восток. Хребет, ограниченный крутыми уступами высотой от 50 до 200 м, имеет наклон на север от г. Абадзеш (2369 м) до 1659 м в балке Глубокой (правый приток р. Цице). Хр. Мурзикао имеет платообразную поверхность шириной до 1 км (плато Мурзикао), осложнённую карстовыми воронками и овальными поднятиями, среди которых вызывает интерес гора Уриель (2136 м), находящаяся в северо-западной части хребта. В восточный склон плато Мурзикао врезаны гляциально-нивальные кары, в которых в настоящее время лежат навеянные перелетовывающие снежники, названные нами «Благодатный», «Срединный» и «Летучая Мышь». Длина наибольшего из них – «Благодатного» – обычно составляет около 2 км, а снежника «Летучая Мышь» – 1,4 км. Их ширина достигает 0,25 км, площадь – 0,5 км^2 при толщине 30–50 м. Массив Абадзеш–Мурзикао характеризуется преобладанием меридионально вытянутых снежников, которые расположены преимущественно на склонах западной и восточной экспозиций и приурочены к сериям карстовых воронок, образующих в центральной части массива вытянутые цепочки общего меридионального направления. Навеянные снежники встречаются и на поверхности горы Абадзеш

Рис. 5. Снежники-перелетки массива Абадзеш–Мурзикао:
1 – «Летучая Мышь»; *2* – «Благодатный»; *3* – «Срединный» (Google Earth, снимок Digital Globe, август 2013 г.)
Fig. 5. Perennial snow-patches on the Abadzesh-Murzikao massif:
1 – «Bat»; *2* – «Blagodatny»; *3* – Median (Google Earth, a snapshot of Digital Globe, August 2013)

хр. Мурзикао в карстовых понижениях и эрозионных ложбинах (см. рис. 1) [21].

По данным И.А. Глушковой [4], навеянные снежники получили наибольшее распространение в районе хр. Мурзикао. У нижнего края снежников «Благодатный» и «Летучая Мышь» находится серия карстовых воронок, отличающихся, по сравнению с воронками прилежащей территории левого борта долины р. Курджипс, большими размерами: диаметром до 150 м и глубиной 5–10 м [5] (рис. 5).

Динамика снежников. Динамика и эволюция снежников в условиях современных изменений климата изучена недостаточно. Современное существование снежников во многом определяется климатическими особенностями горной территории, т.е. общим количеством твёрдых осадков в холодное время года, положительными температурами в весенне-летний период и ветровым режимом горной территории. В данной работе динамика снежников может быть охарактеризована только в общих чертах, поскольку в пределах рассматриваемого района отсутствуют метеостанции, а действующие находятся за пределами Лагонакского нагорья на более низких высотных уровнях.

Имеющиеся фрагментарные сведения о наличии и размерах снежников-перелетков в какой-то мере могут отразить некоторые особенности изменения климата высокогорной территории. Для этого проведён сравнительный анализ количественных характеристик снежников и их сохранности в тёплый период года с использованием имеющейся космической информации за последние пять лет и системы реперов, заложенных вблизи границы снежников. Исходя из имеющейся информации, размеры снежников-перелетков меняются в значительной мере из года в год, а некоторые из них исчезают полностью (рис. 6, 7). Указанные снежники уже многие годы относятся к снежникам-перелеткам и существуют несколько лет подряд, изменяясь значительно год от года. Правда, в некоторые годы они исчезают полностью. Так, снежник-перелеток «Летучая Мышь» по наблюдениям с 1989 по 2016 г. полностью стаивал четыре раза – в 1991, 1994, 2015, 2016 г. Это связано с небольшим количеством осадков в холодные периоды 1990/91 и 1993/94 гг. (50–60% нормы) и температурой воздуха последующего тёплого периода (апрель–июнь) на 0,8–1,2 °С выше нормы [20] (табл. 3).Такая же ситуация сложилась летом 2015 и 2016 гг., когда после продолжительной жаркой погоды все снежники горного массива Абадзеш–Мурзикао полностью растаяли.

По итогам полевого обследования Лагонакского нагорья 17–27 августа 2017 г. и с учётом

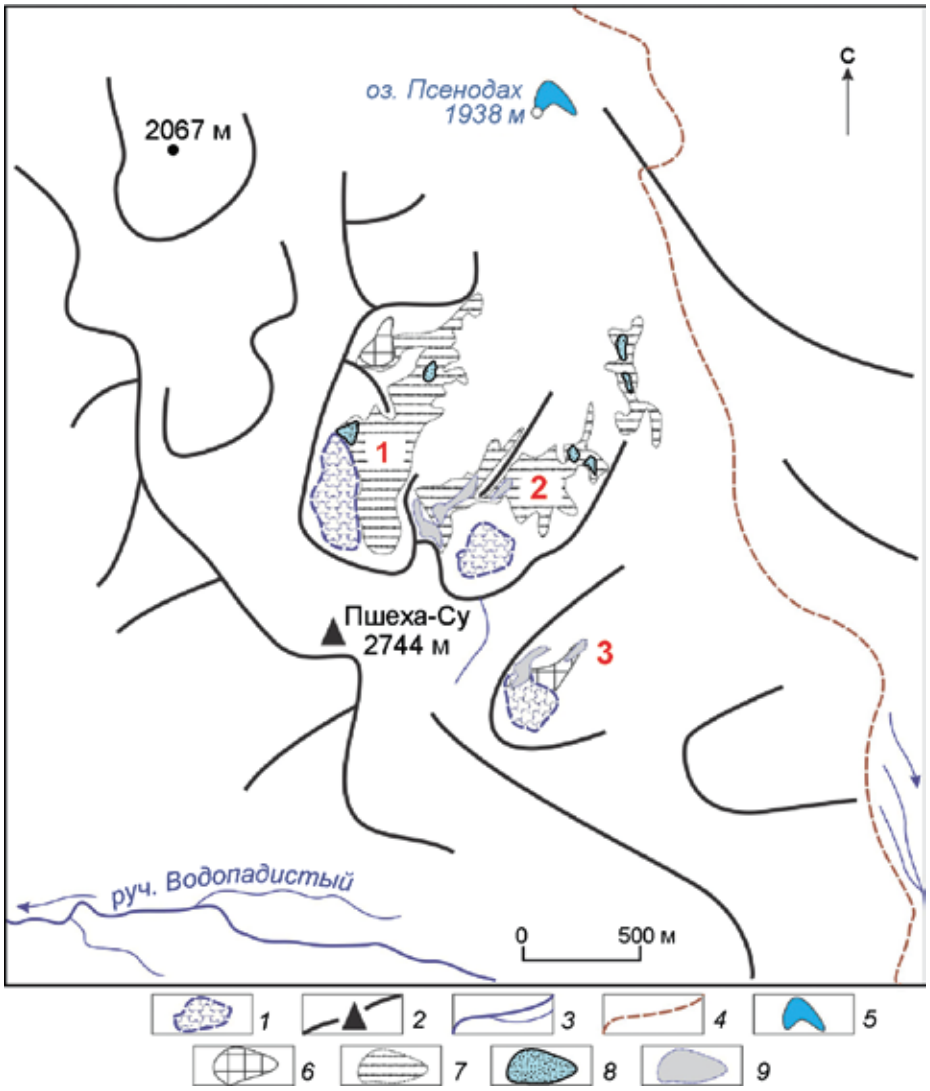

Рис. 6. Основные снежники горы Пшеха-Су:
1 – ледники; *2* – основные хребты, вершины; *3* – реки, ручьи; *4* – туристские тропы; *5* – озеро; границы снежников: *6* – на 13.07.2009 г.; *7* – на 26.07.2012 г.; *8* – на 29.08.2013 г.; *9* – на 28.08.2014 г.

Fig. 6. The main snow-patches at the Mount Pshecha-Su:
1 – glaciers; *2* – main ridges, tops; *3* – rivers; *4* – climbing routes; *5* – lake; borders of snowfields: *6* – as of July 13, 2009; *7* – as of 26.07.2012; *8* – as of August 29, 2013; *9* – as of August 28, 2014

предварительных итогов камеральной обработки материалов и дешифрирования космической съёмки (дата съёмки 31.07.2017, снимок из онлайн-сервиса CNES/Airbus, RGB) установлено, что нижняя граница распространения снежников на Лагонакском нагорье в сезоне 2017 г. проходит на отметке 1750 м. Это – на 150–200 м ниже по сравнению с 2013–2016 гг., когда по совокупности измерений среднее значение нижней границы распространения снежников колебалось в диапазоне 1850–1950 м. Более низкие температуры летнего периода и запаздывание на 2–3 недели прихода лета на Лагонакское нагорье обусловили благоприятные условия для накопления снега в нивальных нишах, карах и на ледниках Фишта и Пшеха-Су. Площадь снежников, обследованных 17–27 августа 2017 г., примерно на 30% превышает аналогичную величину 2016 г.

Размеры фирновых ледников и снежников-перелетков на горе Оштен за последние 25 лет практически не изменились, что объясняется устойчивым метелевым переносом и огромным количеством снега. Тёплое лето уничтожает в основном сезонные и некоторые снежники-пере-

Таблица 3. **Изменение размеров снежника-перелетка «Летучая Мышь»**

Год	На первую декаду июня			На первую декаду сентября	
	площадь, км^2	длина, м	ширина, м	площадь, км^2	пояснения
1989	0,223	1500	230	0,033	Распался на пять частей
1990	0,222	1200	230	0,32	Распался на пять частей
1991	0,144	1100	120	0,0	Растаял
1992	0,248	1600	280	0,041	Распался на две части
1993	0,230	1400	250	0,20	Распался на три части
1994	0,190	1200	200	0,0	Растаял
1995	0,288	1400	240	0,333	Распался на четыре части
1996	0,231	1500	250	0,042	Распался на пять частей
1997	0,234	1500	255	0,043	Распался на пять частей
1998	0,247	1600	275	0,042	Распался на три части
1999	0,225	1550	240	0,035	Распался на три части
2000	0,220	1450	220	0,028	Распался на четыре части
2013	0,150	1450	200	0,30	Распался на три части
2015	0,195	1450	230	0,001	Практически растаял
2016	0,230	1350	225	0,002	Практически растаял

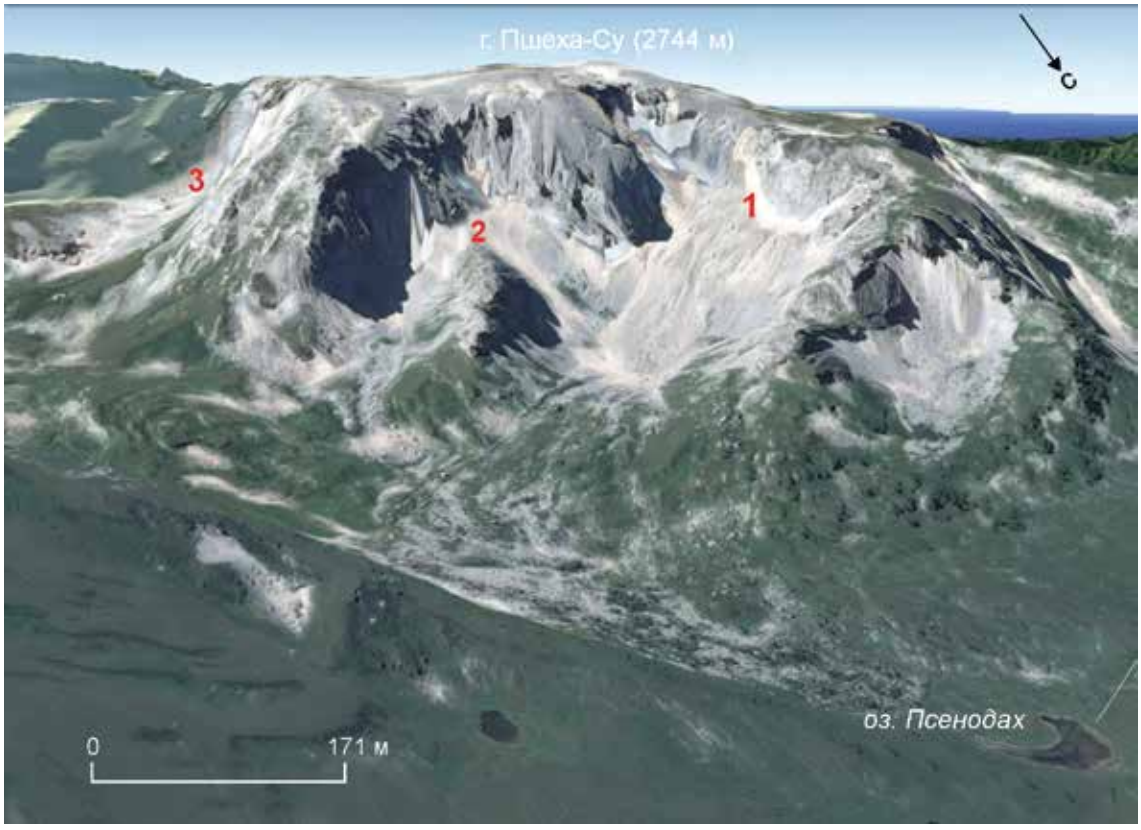

Рис. 7. Снежники-перелетки на северном склоне горы Пшеха-Су (Google Earth, снимок Digital Globe 28.08.2014).
Цирки со снежниками обозначены цифрами 1–3

Fig. 7. Perennial snow-patches on the northern slope of the Mount Pshecha-Su (Google Earth, image by Digital Globe at 28.08.2014).
Kars with snow-patches are indicated by numbers 1–3

летки, а крупные снежники остаются. По оценкам авторов, на современном этапе перерастание снежников в малые ледники не происходит.

Выводы

Снежники – один из самых характерных элементов высокогорных ландшафтов Лагонакского нагорья. Они широко распространены (летний и осенний сезоны) на плосковершинных хребтах: Лагонакском, Абадзеш–Мурзикао, Каменное море, а также на горных массивах Фишт, Пшеха-Су, Оштен, Нагойчук. Выполнено районирование снежников по генетическим признакам; выделено три района распространения снежников с различным генезисом. На Лагонакском нагорье существуют уникальные морфологические и климатические условия для формирования снежников и продолжительного их сохранения в весенне-летний период. Это – наличие высокогорных хребтов с выположенными поверхностями и отрицательными карстовыми формами рельефа, а также благоприятный ветровой режим с продолжительными зимними метелями и интенсивными снегопадами. Снежники образуются в результате метелевого переноса и аккумуляции снега на подветренных склонах. Лавинные снежники возникают при сходе лавин с крутых склонов горных массивов Фишт, Оштен, Пшеха-Су и Нагой Чук.

Особая категория снежниковых систем Лагонакского нагорья – снежники-перелетки, которые образуются в одних и тех же местах. Продолжительность их существования определяется размерами и степенью затенения. При этом снежники даже сравнительно небольшого объёма (100–200 тыс. м^3) могут перелетовывать, если они находятся в узких расселинах (например, район ледника Малый Фишт). Переходные формы снежников весьма изменчивы и во многом зависят от современных изменений климата. Однако для получения конкретных показателей эволюции снежников необходимы дополнительные исследования. В последние 3–5 лет снежники-перелетки исчезают полностью и вновь образуются на следующий год, что, вероятно, связано с малым количеством твёрдых осадков в холодный период года и сравнительно высокой температурой воздуха в тёплый период (на 0,8–1,2 °С выше нормы).

Благодарности. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края (проект 16-45-230232).

Acknowledgement. The research was carried out with the financial support of the RFBR and the Administration of the Krasnodar Region (project 16-45-230232).

Литература

1. *Стебницкий И.И.* О высоте линии вечных снегов на Кавказских горах // Изв. РГО. 1873. Т. 9. Вып. 5. С. 144–157.
2. *Бабкина А.И.* Рельефообразующая деятельность снежников Хибин, Подмосковья и Западного Кавказа // Учён. зап. МГПИ. 1957. Т. 66. С. 75–87.
3. *Глушкова И.А.* Геоморфологическая и экологическая роль снежников в формировании ландшафтов высокогорья (на примере Западного Кавказа) // Вестн. Краснодарского отделения РГО. 1998. Вып. 1. С. 79–87.
4. *Глушкова И.А.* Снежники и их геоморфологическая роль на Западном Кавказе: Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Ростов-на-Дону: Ростовский гос. ун-т, 2000. 24 с.
5. *Глушкова И.А., Ананьева Э.Г.* Нивальные отложения и их роль в формировании микроформ рельефа // Вестн. Краснодарского отделения РГО. 2000. Вып. 2. Ч. I. С. 59–63.

References

1. *Stebnitskiy I.I.* On the height of the eternal snow line in the Caucasus Mountains. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obschestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 1873, 9 (5): 144–157. [In Russian].
2. *Babkina A.I.* Relief-forming activity of the snowpatch of the Khibiny Mountains, the Moscow Region and the Western Caucasus. *Uchenye zapiski Moskovskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo instituta*. Scientific Notes of the Moscow State Educational Institute. 1957, 66: 75–87. [In Russian].
3. *Glushkova I.A.* Geomorphological and ecological role of snowfields in the formation of high mountain landscapes (on the example of the Western Caucasus). *Vestnik Krasnodarskogo regionalnogo otdeleniya RGO*. Vestnik of the Krasnodar Branch, Russian Geographical Society. 1998, 1: 79–87. [In Russian].
4. *Glushkova I.A. Snezhniki i ikh geomorphologicheskaya rol' v formirovanii mikroform rel'efa*. Snowpatch and their geomorphologic role in the relief microform formation. PhD Thesis. Rostov-on-Don: Rostov State University, 2000: 24 p. [In Russian].
5. *Glushkova I.A.* Nival deposits and their role in the formation of relief microforms. *Vestnik Krasnodarskogo regionalnogo otdeleniya RGO*. Vestnik of the Krasnodar

6. *Глушкова И.А., Панова С.В., Ефремов Ю.В.* Снежники Западного Кавказа // МГИ. 1998. Вып. 64. С. 95–99.
7. *Podolskiy E.A., Lobkina V.A., Gensrovsky Yu.V., Thibert E.* Evaluating ablation and environmental impact of giant anthropogenic snow patches (Yuzhno-Sakhalinsk, Russia) // Cold Regions Science and Technology. 2015. V. 114. P. 44–60.
8. *Glazirin G.E.*, *Kodama Y., Ohata T.* Stability of drifting snow-type perennial snow patches // Bulletin of Glaciological Research. 2004. V. 21. P. 1–8.
9. *Carla Mora, Juan Javier Jiménez, Pedro Pina, João Catalão, and Gonçalo Vieira*. Evaluation of single-band snow-patch mapping using high-resolution microwave remote sensing: An application in the maritime Antarctic // The Cryosphere. 2017. V. 11. № 1. P. 139–155.
10. *Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Зимницкий А.В.* Изменение размеров оледенения в бассейнах рек Белая, Малая Лаба за последнее столетие в связи с изменением климата // Лёд и Снег. 2014. № 4. С. 43–53.
11. *Лозовой С.П.* Лагонакское нагорье. Краснодар: Краснодарское книжное изд-во, 1984. 160 с.
12. *Ялдыгина Н.Б.* Использование программного комплекса ENVI для решения задач лесного хозяйства. 30.11.2016. http://geomatica.ru/clauses/279/
13. *Осокин Н.И.* Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. М.: Наука, 1981. 72 с.
14. *Перов В.Ф.* Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор. М.: Наука, 1968. 119 с.
15. *Боч С.Г.* Снежники и снежная эрозия в северных участках Урала // Изв. ВГО. 1946. Т. 78. Вып. 2. С. 207–221.
16. *Панов В.Д., Иванченко Е.Д.* Климат туристских маршрутов Западного Кавказа в бассейнах рек Белая и Шахе. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 51 с.
17. *Лурье П.М., Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д.* Снежный покров и ледники бассейна р. Кубань. Кисловодск: Ставропольское изд-во МИЛ, 2006. 244 с.
18. *Ильичев Ю.Г.* Малые формы оледенения: распространение, режим и динамика (на примере Западного Кавказа). М.: НИА–Природа, 2003. 128 с.
19. *Хрусталев Ю.П., Панова С.И.* Снеговые линии Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского гос. ун-та, 2002. 142 с.
20. *Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Панов В.Д.* Ледяное ожерелье Кубани. Краснодар: Изд-во «Традиция», 2012. 232 с.
21. *Панова С.В., Глушкова И.А., Ефремов Ю.В.* Снежники Западного Кавказа // География Краснодарского края: антропогенные воздействия на окружающую среду. Краснодар: Изд-во Кубанского гос. ун-та, 1996. С. 115–124.

Branch, Russian Geographical Society. 2000, 2 (I): 59–63. [In Russian].
6. *Glushkova I.A., Panova S.V., Efremov Yu.V.* Snowpatches of the Western Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1998, 64: 95–99. [In Russian].
7. *Podolskiy E.A., Lobkina V.A., Gensrovsky Yu.V., Thibert E.* Evaluating ablation and environmental impact of giant anthropogenic snow patches (Yuzhno-Sakhalinsk, Russia). Cold Regions Science and Technology. 2015, 114: 44–60.
8. *Glazirin G.E.*, *Kodama Y., Ohata T.* Stability of drifting snow-type perennial snow patches. Bulletin of Glaciological Research. 2004, 21: 1–8.
9. *Carla Mora, Juan Javier Jiménez, Pedro Pina, João Catalão, and Gonçalo Vieira*. Evaluation of single-band snow-patch mapping using high-resolution microwave remote sensing: An application in the maritime Antarctic. The Cryosphere. 2017, 11 (1): 139–155.
10. *Efremov Yu.V., Il'ichev Yu.G., ZimnitskiyA.V.* Changes of the glaciation size in the Belaya, Malaya Laba river basins over the last century due to climate change. *Ice and Snow*. Led I Sneg. 2014, 4: 43–53. [In Russian].
11. *Lozovoy S.P. Lagonakskoe nagor'e*. Lagonaky Uplands. Krasnodar: Krasnodar book publishing house, 1984: 160 p. [In Russian].
12. *Yaldygina N.B.* Use of the ENVI software for solving forestry problems. 30.11.2016. http://geomatica.ru/clauses/279/
13. *Osokin N.I. Snezhniki i snezhnikovye sistemy nizko- i srednegornykh rayonov.* Snowpatches and snow patch systems of low- and mid-mountain regions of the USSR. Moscow: Nauka, 1981: 72 p. [In Russian].
14. *Perov V.F. Snezhniki, ledniki i merzlotnyi relief Khibinskikh gor.* Snowpatches, glaciers and permafrost relief of the Khibiny Mountains. Moscow: Nauka, 1968: 119 p. [In Russian].
15. *Boch S.G.* Snow cover and snow erosion in the northern parts of the Urals. *Izvestiya VGO.* Proc. of the Russian Geographical Society. 1946, 78 (2): 207–221. [In Russian].
16. *Panov V.D., Ivanchenko E.D. Klimat turistskikh marshrutov Zapadnogo Kavkaza v basseynakh rek Belaya i Shakhe.* Climate of tourist routes of the Western Caucasus in the basins of Belaya and Shakhe rivers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 51 p. [In Russian].
17. *Lurie P.M., Panov V.D., Il'ichev Yu.G., Salpagarov A.D. Snezhnyi pokrov i ledniki basseyna r. Kuban'.* Snow cover and glaciers of the Kuban river basin. Kislovodsk: Stavropol publishing house MIL, 2006: 244 p. [In Russian].
18. *Il'ichev Yu.G. Malye formy oledeneniya: rasprostranenie, rezhim i dinamika (na primere Zapadnogo Kavkaza).* Small forms of glaciation: distribution, regime and dynamics (on the example of the Western Caucasus). Moscow: NIA–Priroda. 2003: 128 p. [In Russian].
19. *Khrustalev Yu.P., Panova S.I. Snegovye linii Bol'shogo Kavkaza*. Snow lines of the Great Caucasus. Rostov-on-Don: Publishing house of the Rostov State University, 2002: 142 p. [In Russian].
20. *Efremov Yu.V., Il'ichev Yu.G., Panov V.D. Ledyanoe ozherel'e Kubani*. Ice necklace of the Kuban. Krasnodar: Publishing «Tradition», 2012: 232 p. [In Russian].
21. *Panova S.V., Glushkova I.A., Efremov Yu.V. Snezhniki Zapadnogo Kavkaza*. Snowpatches of the Western Caucasus. *Geografiya Krasnodarskogo kraya: antropogennye vozdeystviya na okruzhayushchuyu sredu*. Geography of the Krasnodar Region: anthropogenic impact on the environment. Krasnodar: Publishing house of the Kuban State University, 1996: 115–124. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467.3(262.54) doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386

Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв.

© 2018 г. Н.А. Яицкая[1-3], А.А. Магаева[1,4*]

[1]Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия; [2]Сочинский научно-исследовательский центр РАН, Сочи, Россия; [3]Филиал Института природно-технических систем РАН, Сочи, Россия; [4]Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия
[*]a.magaeva@mail.ru

Dynamics of the ice regime of the Sea of Azov in the XX–XXI centuries

N.A. Yaitskaya[1-3], A.A. Magaeva[1,4*]

[1]Southern Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia; [2]Sochi Research Center, Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia; [3]Branch of the Institute of Natural and Technical Systems, Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia; [4]South Federal University, Rostov-on-Don, Russia
[*]a.magaeva@mail.ru

Received October 28, 2017 *Accepted March 12, 2018*

Keywords: ***classification of winter periods, ice conditions, Sea of Azov, winter types.***

Summary

The ice regime of the Sea of Azov over the period of 20th and 21nd centuries was investigated using the author's GIS «The ice regime of the Southern Seas of the Russia». The long-term dynamics of the ice cover, duration of the ice stay as well as beginning and end of the ice period were considered. It has been found that for the period of 1950–2015 the average annual value of the Azov Sea ice cover area is 33%, while the average area of the fast ice is 6.3% of the total area of the sea. Value of duration of the ice cover stay on the sea surface has been refined, and this value is 115 days near the hydro-meteorological station (HMS) Taganrog and 63 days near the HMS Kerch. The typification of winters according to the degree of severity was performed on the basis of data from three coastal meteorological stations: Taganrog, Genichesk, and Kerch. Winters of moderate type were shown to be prevailing during the entire analyzed period. Totally, 15 severe, 70 moderate and 40 mild winters were isolated for the period 1883-2015, while for 1950–2015 the statistics was the following: 9 severe, 43 moderate, and 14 mild winters in Taganrog, and 10 severe, 40 moderate, and 16 mild winters in Kerch.

Citation: Yaitskaya N.A., Magaeva A.A. Dynamics of the ice regime of the Sea of Azov in the XX–XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 373–386. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386.

Поступила 28 октября 2017 г. *Принята к печати 12 марта 2018 г.*

Ключевые слова: ***Азовское море, классификация зимних периодов, ледовый режим, типы зим.***

Рассматривается многолетняя динамика ледового режима Азовского моря: ледовитость, сплочённость, продолжительность, начало и конец ледового периода. В XX–XXI вв. ледовитость Азовского моря в среднем составляет 33%, продолжительность ледостава сокращается. Преобладают зимы с умеренными температурными условиями. Разработана классификация зимних периодов, объединившая все ледовые характеристики и типизацию зим по степени суровости, согласно которой в Азовском море также преобладают зимние периоды умеренного типа.

Введение

Согласно среднемноголетним данным, лёд в Азовском море образуется в конце ноября, достигает максимума к февралю и полностью исчезает в конце марта [1]. Быстрая смена атмосферных процессов в регионе способствует неоднократному вскрытию и замерзанию водоёма на протяжении зимы. Площадь ледяного покрова, даты образования и разрушения льда сильно варьируют по годам. Так, в суровые по температурному режиму зимы 1953/54 и 2002/03 гг. льдом покрывалась не только вся акватория Азовского моря, но и северная часть Чёрного моря, замерзал и Одесский порт. Такие условия затрудняют судоходство и эксплуатацию

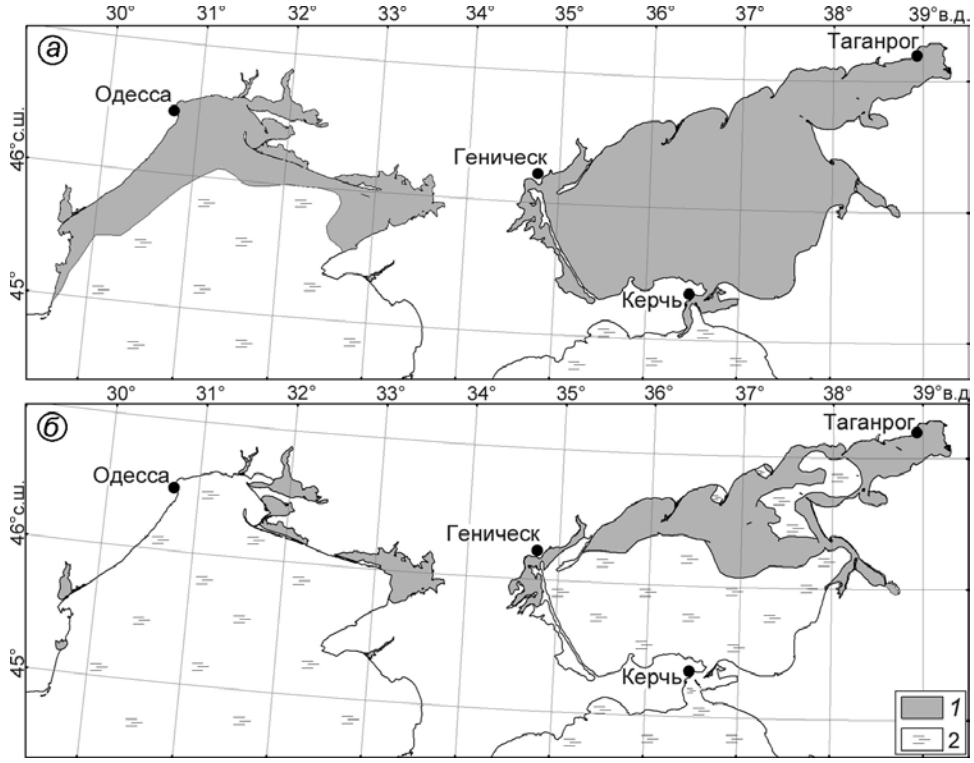

Рис. 1. Ледовые условия в Азовском и Чёрном морях:
а – в суровую зиму 1953/54 г., *б* – в мягкую зиму 2008/09 г.; *1* – лёд, *2* – чистая вода
Fig. 1. Ice conditions of the Sea of Azov and the Black Sea:
а – in the severe winter 1953/54, *б* – in the soft winter 2008/09; *1* – ice, *2* – ice free

гидротехнических сооружений. В тёплые зимы лёд образуется только в Таганрогском заливе и других мелководных областях (рис. 1).

Систематическое изучение ледового режима Азовского моря началось в 1920-х годах [2]. Во время Великой Отечественной войны отдельные наблюдения в южных морях России вели немецкие военнослужащие, и некоторые их картосхемы сохранились до наших дней [3]. К 1950-м годам был организован регулярный авиамониторинг за ледяным покровом, что повысило точность наблюдений в открытом море. В рамках серии «Водный кадастр СССР» [4] публиковались основные сведения о ледовом режиме. На основе накопленных архивов выпускались обобщающие гидрологические справочники [1, 2, 5], в которых подробно описывали ледовые условия Азовского моря и определяющие их факторы. Эти работы не потеряли своей значимости и в настоящее время.

Качественно новый этап в наблюдениях за ледовыми условиями наступил в период активного освоения космоса и относительной доступности данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Несомненные преимущества ДЗЗ – меньшая трудоёмкость и бóльшая регулярность, информативность и качество получаемых данных. Но есть и недостатки. Один из основных – наличие плотного облачного покрова в зимний период над акваторией моря, что приводит к частичной потере информации. Несмотря на это результаты дешифрирования космических снимков регулярно публикуются в открытых источниках [6, 7], разработаны и откалиброваны на основе данных ДЗЗ математические модели для реанализа и краткосрочного прогноза ледовых явлений как глобального [8], так и регионального масштаба [9, 10].

Среди последних работ, посвящённых особенностям ледового режима и условиям ледообразования Азовского моря, можно выделить ряд статей и монографий [11–13]. В статье [13] анализируются основные особенности: изменение ледовитости; положение кромки и толщины льда в течение сезона при средних климатических условиях, а также в зависимости от суровости зимы. В работе [14] выполнено исследова-

ние ледовых условий Азовского моря на основе многолетнего ряда наблюдений (1950–2012 гг.). Его авторы проанализировали все характеристики ледового режима водоёма и подробно описали процессы ледообразования и очищения моря ото льда. В работах [15–17] изложены результаты исследований связи атмосферных процессов и ледовых условий на Азовском море. Доказано, что Скандинавское колебание влияет на изменчивость ледовитости и толщину льда как внутри сезона, так и по годам [17]. Анализ климата, температурного и ледового режимов Азовского моря описан в работах [18, 19], где исследован 120-летний ряд термохалинных данных и показано, что для региона характерно чередование холодных циклов с замерзанием и высокой степенью ледовитости всей акватории и тёплых безлёдных фаз в течение всей зимы [19]. Опыт применения данных ДЗЗ для мониторинга и исследования ледяного покрова Азовского моря представлены в публикациях [20, 21].

Современные изменения климата, его непредсказуемость и нестабильность требуют пристального внимания. Сведения о внутрисезонной динамике ледового режима и возможность их быстрого качественного всестороннего анализа важны для отраслей экономики и хозяйства. Необходима разработка нового подхода, в рамках которого можно было бы учесть все характеристики ледового режима водоёма одновременно и который позволит объективно выполнять анализ наблюдённых данных.

Настоящая работа посвящена исследованию многолетней динамики ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. Для унификации и обобщения длительного ряда наблюдений за температурой воздуха на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) и выявления тенденций внутривековых изменений выполнена типизация зим по степени суровости и показана связь с компонентами ледового режима. На основе архива многолетних наблюдений проанализированы основные характеристики ледового режима моря – ледовитость, даты начала, окончания и продолжительности ледостава. Разработан новый подход и выполнена классификация зимних периодов, которая учитывает многолетнюю динамику основных характеристик ледового режима Азовского моря (значение и дата минимальной температуры воздуха для прибрежных ГМС за зимний сезон; среднее значение (%) ледовитости за сезон; начало, конец и продолжительность ледостава (дни), а также суровость температурных условий). Такой подход позволил получить более объективные оценки многолетних изменений зимних условий в Азовском регионе.

Материалы и методы

Информационной основой исследования ледового режима Азовского моря служила геоинформационная система (ГИС) «Ледовый режим южных морей России» [22, 23]. Эта система разработана как уникальная среда для сбора, хранения, накопления, быстрого доступа к данным, их совместного использования и различных манипуляций [22]. ГИС содержит следующую информацию:

1) *картографическую* – картосхемы ледовой обстановки в Азовском, Чёрном и Каспийском морях за период с 1953 по 2015 г. с обозначением положения кромки льда, форм плавучего льда, сплочённости льда в баллах (всего 749 картосхем, в том числе 295 для Азовского моря);

2) *табличную (численную)* – данные регулярных многолетних наблюдений за характеристиками ледового режима на прибрежных ГМС в южных морях (даты появления льда, даты окончательного очищения моря ото льда, продолжительность ледового периода и др.) за период с 1810 по 2015 г., в том числе для Азовского моря с 1916 по 2015 г.

Все данные векторизованы (оцифрованы) с помощью программного обеспечения ArcGIS (ESRI) [24]. Источники информации по Азовскому морю: Водный кадастр СССР с 1916 по 2008 г. [4]; информация с сайтов Научно-исследовательского центра «Планета» (НИЦ «Планета») [6], Единой государственной системы информации о состоянии Мирового океана (ЕСИМО) [7] с 2005 по 2015 г., Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) [25] с 2000 по 2015 г. При исследовании многолетней динамики характеристик ледяного покрова Азовского моря рассматривались следующие характеристики: площадь ледяного покрова, км^2; сплочённость, баллы; продолжительность ледостава, дни. Для определения суровости зим использованы среднесуточные данные наблюдений за температурой воздуха в зимние сезоны (декабрь–март)

1883–2015 гг. (с некоторыми перерывами в периоды Гражданской и Великой Отечественной войн) на трёх прибрежных ГМС: Таганрог, Геническ и Керчь. Информация получена из открытого архива данных ВНИИГМИ-МЦД [26].

Типизация зим по степени суровости

Наибольшее распространение при типизации зим получил подход с определением суровости, но методы расчёта – различные. Часто встречающаяся в литературе методика, описанная в исследовании [15], основана на определении (вычислении) сумм градусо-дней мороза (СГДМ). Для этого необходимо сложить все отрицательные температуры воздуха за зимний период, а затем по предлагаемым градациям определить, к какому типу относится зимний период. Автор относит к умеренным зимы, для которых СГДМ попадает в интервал от значения, соответствующего «среднее +20% амплитуды», до значения «среднее −20% амплитуды». При этом, как наименее характерные, исключаются две крайние аномальные зимы – самая холодная и самая тёплая [15]. Данную методику применяют в своих работах А.В. Федоренко, П.И. Бухарицин и др. [17, 27], но все авторы используют разные градации и не упоминают о том, по какому принципу выделены интервалы СГДМ для каждого типа зимы.

Ещё одна методика описана А.Н. Лебедевым и Г.П. Писаревой в исследовании [2], где для определения критериев суровости зим используют среднемесячные значения температуры воздуха за зимний период (декабрь–март) на трёх прибрежных ГМС: Таганрог, Геническ, Керчь. Наибольшие отклонения от средней многолетней суммы температур за зимний период как в сторону максимальных, так и в сторону минимальных делят на три равные части, которые характеризуют мягкие, умеренные и суровые зимы. Несмотря на то, что метод А.Н. Лебедева и Г.П. Писаревой представлен полвека назад, на наш взгляд, он более аргументирован, объективен и «прозрачен». Поэтому в данной работе использован именно этот подход, уточнённый и дополненный, хотя и он не лишён недостатков – пороговые значения суровости напрямую зависят от длительности ряда исходных данных. Подробное описание методики и примеры расчётов даны в работе [28].

Классификация зимних периодов

В основу классификации для Азовского моря положены следующие факторы: 1) тип зимы для прибрежных ГМС (суровая, умеренная, мягкая); 2) значение и дата минимальной температуры воздуха для прибрежных ГМС за зимний сезон; 3) среднее значение ледовитости Азовского моря за сезон, %; 4) начало, конец (даты) и продолжительность ледостава для каждого пункта наблюдений в отдельности (дни). В классификации использованы данные, рассчитанные и обобщённые для Азовского моря в целом и двух прибрежных ГМС Таганрог и Керчь отдельно. Выбор этих ГМС обусловлен их географическим положением – пункты расположены в разных частях Азовского моря и имеют различные условия ледообразования, также для этих ГМС накоплен самый полный архив наблюдений.

Классификация проводилась путём вычисления отклонений от среднемноголетних значений каждого параметра. Наибольшие отклонения как в сторону максимальных, так и в сторону минимальных значений делились на три равные части, которые определяют положительные и отрицательные аномалии, а также значения в пределах нормы. Позже им были присвоены баллы: «1» для положительной аномалии; «0» для значений, находящихся в пределах нормы; «−1» для отрицательной аномалии. Присвоение результирующего класса выполнялось по суммарному числу баллов (максимум семь). В некоторых случаях при выделении итоговых классов суммарный показатель зимних периодов находился в пределах пограничных значений, что затрудняло присвоение конкретного класса. В таких случаях дополнительно рассматривались данные о типе зимы в Азовском море. Описание методики и примеры расчётов представлены в работе [29].

Результаты и обсуждение

Ключевой фактор, определяющий ледовый режим Азовского моря, – динамика атмосферных процессов в регионе. Осенью и зимой погодные условия в акватории определяются в основном антициклоническими воздействиями с северо-запада и северо-востока и циклоническими – с запада и юго-запада. На ледяной

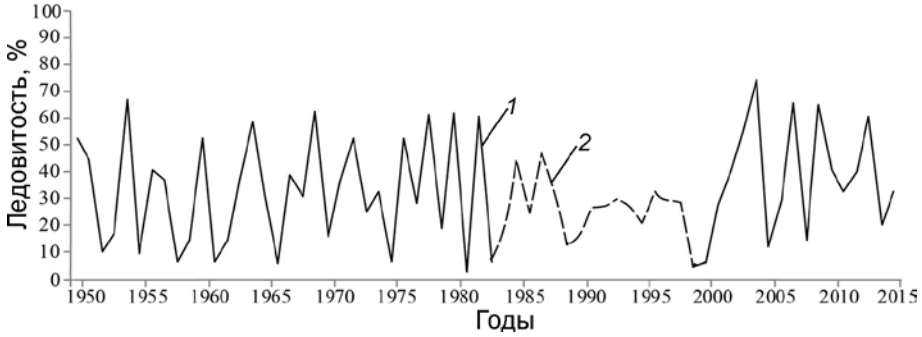

Рис. 2. Многолетний ход ледовитости Азовского моря:
1 – ледовитость по [23]; *2* – ледовитость по [21]
Fig. 2. The long-term dynamics of the ice cover of the Sea of Azov:
1– ice cover after [23]; *2* – ice cover after [21]

покров непосредственно влияют также динамическое воздействие ветра, адвекция тепла черноморскими течениями, краткосрочные колебания уровня моря, ветровое волнение [2]. В совокупности эти факторы обусловливают чрезвычайно сложную картину изменчивости ледовых условий во времени и пространстве [5].

Межгодовая динамика характеристик ледяного покрова по данным наблюдений. Главный показатель ледового режима замерзающего водоёма – ледовитость, т.е. степень покрытия льдом акватории моря, выраженная в процентах [25]. Значения ледовитости в Азовском море от сезона к сезону значительно изменяются. Так, ледовитость одной зимы (в целом) может в 15 раз превышать ледовитость другой [13]. Наибольшего развития ледовитость достигает в феврале, при этом максимальные значения за сезон изменяются от 13–20% в мягкие зимы (например, 1954/55, 2013/14 гг.) до 90–100% в умеренные (например, 2010/11, 2011/12 гг.) и суровые зимы (например, 1953/54, 1955/56, 2002/03 гг.). По данным разных источников, значение ледовитости за среднемноголетний период колеблется от 16 [21] до 63% [12]. При этом средняя ледовитость – наиболее спорная характеристика, поскольку зависит от регулярности измерений площади льда в зимний сезон. Наиболее точны в этом отношении – результаты модельных расчётов. Так, в работе [21] представлена динамика средней за зимний сезон ледовитости Азовского моря за 1920–2016 гг., рассчитанная с помощью мультикомпартментальной балансовой гидрологической модели [30]. Полученные значения согласуются с оценками ледовитости по данным наблюдений в 1950–1977 гг., приведёнными в работе [1], – коэффициент корреляции равен 0,92. Поскольку для некоторых зимних сезонов невозможно достоверно оценить среднюю ледовитость Азовского моря за зиму из-за недостаточного объёма наблюдений, в настоящей работе результаты моделирования рассматриваются в качестве альтернативного источника информации [21].

По данным многолетних наблюдений, среднемноголетнее значение ледовитости с 1950 по 2015 г. составляет 33%. Ледовитость моря в суровые зимы в среднем составляет около 52%, в умеренные – около 36%, в мягкие – около 26% (рис. 2). В зависимости от суровости зимы от сезона к сезону изменяется степень покрытия поверхности воды дрейфующим льдом, т.е. меняется сплочённость льда. Она рассчитывается как отношение площади льдин в зоне, где они распределены равномерно, к общей площади этой зоны, и выражается в десятых долях [31]. В умеренные и суровые зимы преобладают очень сплочённые и сплочённые льды (9–10 баллов) (рис. 3). Вероятность их встречи уменьшается от берегов к центру моря от 80–60% в умеренные зимы до 70–100% – в суровые [1].

В многолетнем режиме лёд сплочённостью 9–10 баллов чаще всего встречается в Таганрогском заливе. В зависимости от суровости метеорологических условий он может занимать либо всю акваторию моря, либо только прибрежные районы (Таганрогский залив, Бейсугский лиман, Утлюкский залив). Лёд сплочённостью 7–8 баллов располагается в направлении с северо-восточной части моря на юго-западную, нередко занимая и центральную часть моря.

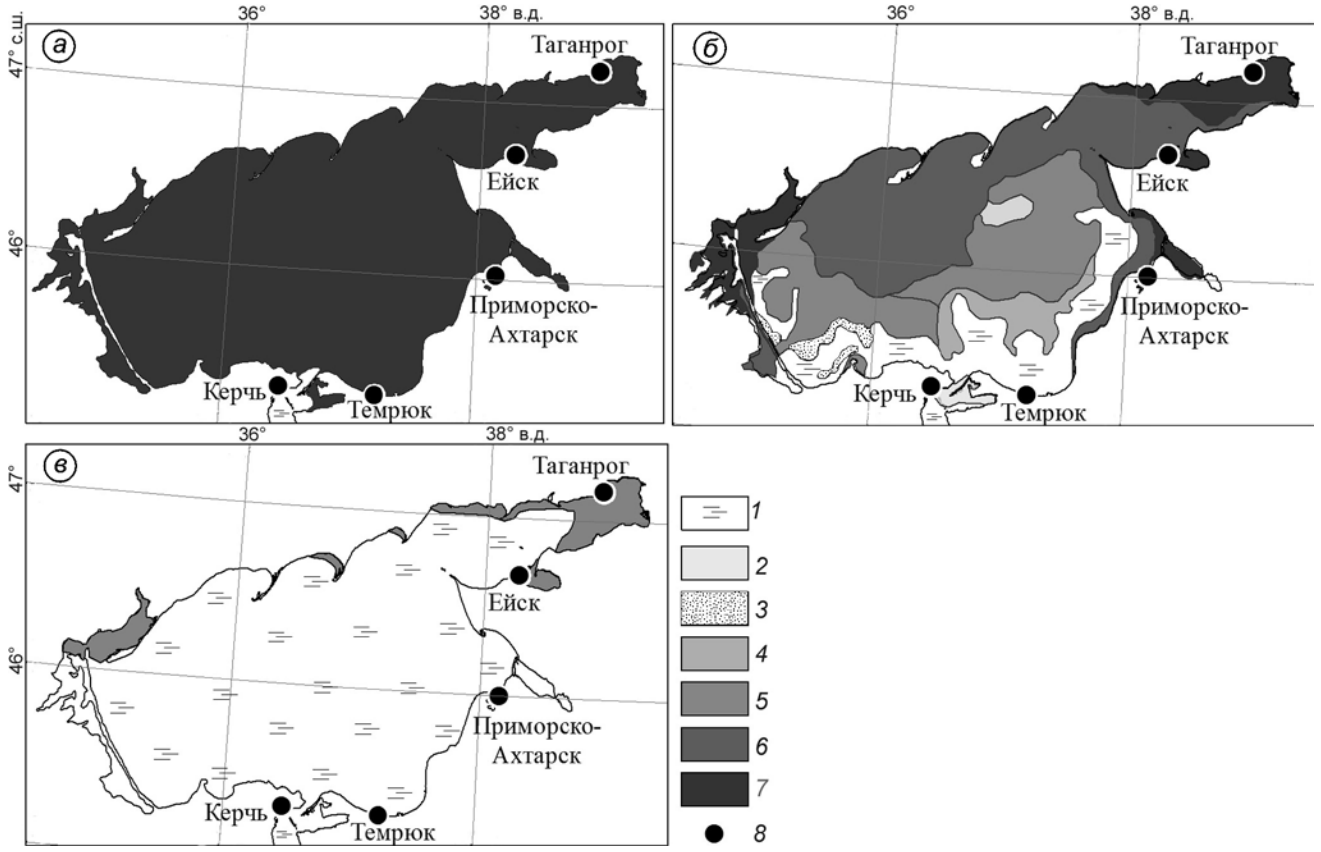

Рис. 3. Распределение льда в Азовском море:
а – в суровую зиму (1953/54 г.); *б* – в умеренную зиму (2007/08 г.); *в* – в мягкую зиму (2006/07 г.);
1 – чистая вода; сплочённость льда, баллы: *2* – 3–5/10; *3* – 4–6/10; *4* – 5–7/10; *5* – 7–8/10; *6* – 9–10/10; *7* – 10/10; *8* – пункты наблюдений

Fig. 3. Distribution of ice in the Sea of Azov:
а – in severe winter (1953/54); *б* – in moderate winter (2007/08); *в* – in soft winter (2006/07);
1 – ice free; ice concentration, points: *2* – 3–5/10; *3* – 4–6/10; *4* – 5–7/10; *5* – 7–8/10; *6* – 9–10/10; *7* – 10/10; *8* – stations of observation

В мягкие зимы этот тип льда преобладает в феврале, в умеренные – в марте. Лёд сплоченностью 4–6 баллов наблюдается в центральном и юго-восточном районах моря.

Немаловажный показатель динамики ледового режима – изменение площади неподвижного или припайного льда. Припай образуется, как правило, через 5–7 дней после первого появления льда. К концу декабря почти на всём Таганрогском заливе, Утлюкском, Ахтарском и Бейсугском лиманах отмечается припай. В мягкие зимы припай отмечается в вершине Таганрогского залива. В экстремально суровые зимы в январе–феврале вся акватория моря покрывается припайным льдом (например, зимы 1953/54 и 2002/03 гг.). В разработанной ГИС регулярные и точные данные о припае в Азовском море, определённые по космическим снимкам, имеются с 2000 по 2015 г. (рис. 4). За этот период среднемноголетняя площадь припая составляет около 2,5 тыс. км^2 или 6,3% общей площади моря.

По данным, приведённым в [2], в среднем за многолетний период ледообразование начинается с северных и северо-восточных районов моря, распространяясь затем на запад. Первое появление льда отмечается в Таганрогском заливе и приустьевой области р. Дон. Немного позже лёд образуется в Приморско-Ахтарске, а затем в Ейске. Самое позднее лёдообразование за зимний сезон отмечается в южной части моря (а иногда его там не происходит вообще) – в конце декабря, что обусловлено влиянием тёплых черноморских вод. В таком же порядке изменяется продолжительность ледового периода: максимальные значения отмечаются в Таганроге, минимальные – в Керчи и Темрюке. Сред-

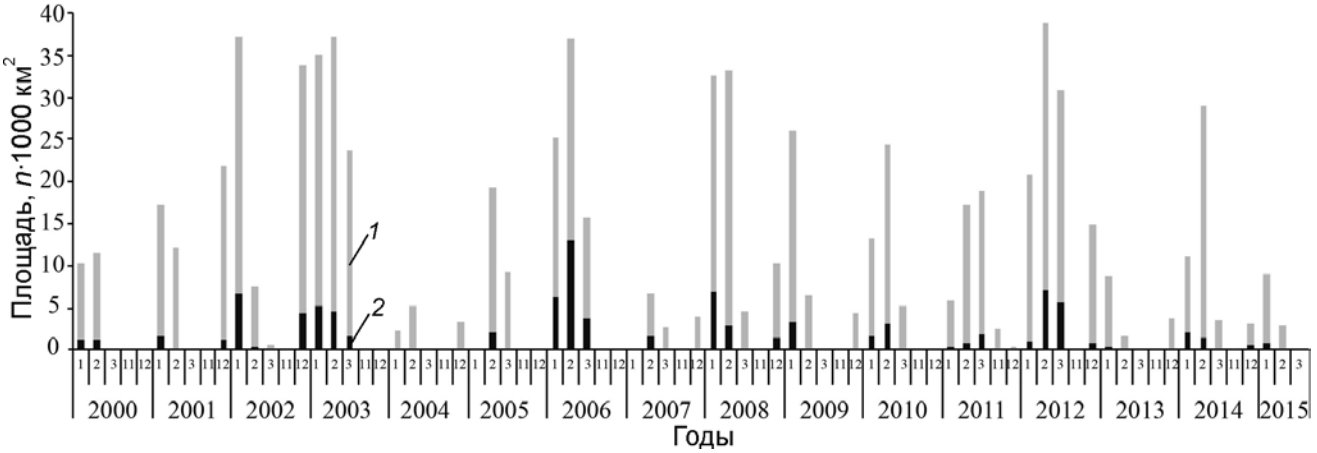

Рис. 4. Среднемесячные значения площади припая и площади льда за период с 2000 по 2015 г.:
1 – среднемесячные значения площади льда, км^2; *2* – среднемесячные значения площади припая, км^2; 1 – январь; 2 – февраль; 3 – март; 11 – ноябрь; 12 – декабрь

Fig. 4. Average monthly values of the fast ice area and ice area for the period 2000–2015:
1 – monthly average values of ice area, km^2; *2* – monthly average values of fast ice area, km^2; 1 – January; 2 – February; 3 – March; 11 – November; 12 – December

Таблица 1. **Среднемноголетние даты наступления ледовых фаз в Азовском море за период с 1916 по 2015 г.**

Гидрометеостанции	Дата появления льда			Дата очищения ото льда		
	средняя	ранняя	поздняя	средняя	ранняя	поздняя
Таганрог	30.11	17.10.1976	18.01.2010	21.03	18.02.1927	23.04.1929
Ейск	13.12	03.11.1925	24.02.2007	26.03	15.01.2013	24.04.1929
Приморско-Ахтарск	07.12	01.11.1947	23.02.2004	22.03	28.01.1995	19.04.1929
Темрюк	31.12	13.11.1993	04.03.1955	1.03	29.12.1998	03.05.1929
Керчь	29.12	19.10.1976	26.02.1938	28.02	25.12.1998	07.04.1954

Таблица 2. **Среднемноголетняя продолжительность ледостава в Азовском море (дни) по разным данным**

Гидрометеостанции	[5, 32] (1927–2005 гг.)	[33] (период наблюдений не указан)	[15] (1922–2011 гг.)	Настоящее исследование (1916–2015 гг.)
Таганрог	121	122	111	115
Ейск	98	100	94	96
Приморско-Ахтарск	102	89	93	95
Темрюк	70	63	-	62
Керчь	73	73	61	63

немноголетние даты наступления ледовых фаз, полученные в ходе настоящего исследования, приведены в табл. 1. По сравнению с опубликованными данными [5, 15, 32, 33] продолжительность ледостава Азовского моря уменьшилась для разных пунктов наблюдений от 7 до 10 дней и составила 115 дней на ГМС Таганрог и 63 дня на ГМС Керчь (табл. 2). Это может быть связано, с одной стороны, со смягчением температурных условий в регионе, а с другой – с длительностью рассматриваемого периода наблюдений.

Типизация зим по степени суровости. За 133-летний период метеонаблюдений (1883–2015 гг.) в соответствии с принятой методикой выделено 15 суровых зим, 70 умеренных и 40 мягких, что в процентном соотношении составляет 12, 56 и 32% соответственно (табл. 3, рис. 5). Чтобы оценить произошедшие долговременные изменения, 133-летний ряд данных был разделён на два периода: 1883–1958 гг. (68 лет) и 1959–2015 гг. (57 лет). Сопоставление полученных значений с типизацией зим за 1883–1958 гг., выполненной в [2], пока-

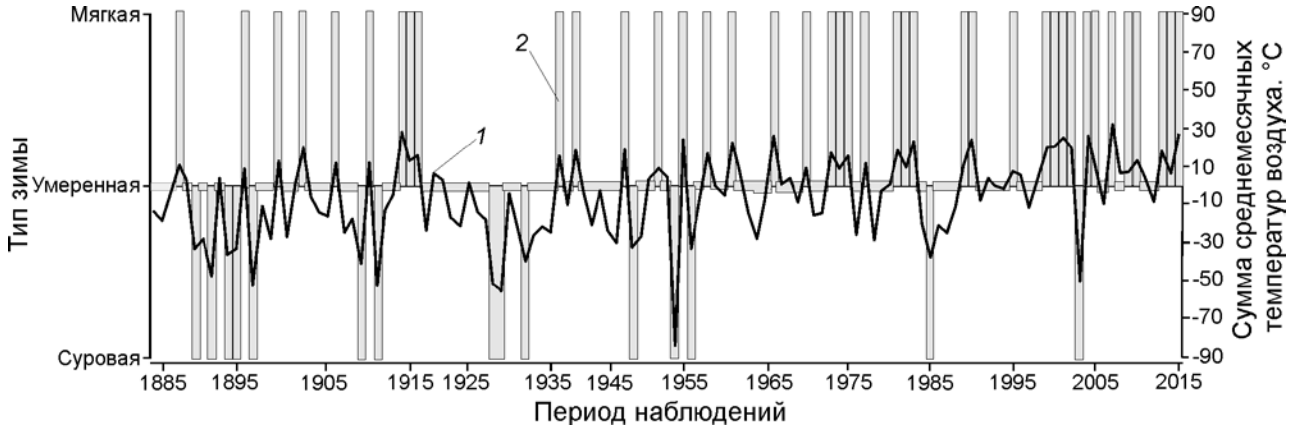

Рис. 5. Сумма сумм среднемесячных температур воздуха и типизация зим по степени суровости Азовского моря за период с 1885 по 2015 г.:
1 – сумма сумм среднемесячных температур воздуха (°С) за зимний период (декабрь – март) по трём гидрометеорологическим станциям: Таганрог, Геническ, Керчь; *2* – тип зимы

Fig. 5. The sum of sums of the monthly average air temperatures and winter types by the severity index of the Sea of Azov for the period 1885–2015:
1 – sum of sums of monthly average air temperatures (°C) at winter period (December – March) by three weather station: the Taganrog, the Genichesk, the Kerch; *2* – type of winter

Таблица 3. **Число зим различной суровости (числитель, в знаменателе в %) в регионе Азовского моря за период с 1883 по 2015 г.**

Тип зимы	1883–1958 гг., по [2]	Настоящее исследование		
		1883–1958 гг.	1959–2015 гг.	1883–2015 гг.
Суровая	8/11,7	14/20,5	3/5,0	15/12,0
Умеренная	39/57,5	39/57,5	29/51,0	70/56,0
Мягкая	21/30,8	15/22	25/44,0	40/32,0

зало, что длительность периода наблюдений непосредственно влияет на предельные значения сумм среднемесячных температур [28].

Согласно полученным данным, в азовском регионе преобладают зимы умеренного типа (см. табл. 3). Так, с 1883 по 1958 г. наблюдается примерно равное число суровых и мягких зим, но уже во второй половине XX – начале XXI вв. число суровых зим сократилось, а мягких и умеренных – увеличилось. Ранее в работе [2] отмечалось, что закономерности в последовательности зим разной суровости не установлено. Однако обработка и анализ более чем векового ряда натурных наблюдений позволяют сделать вывод, что 2–3 сезона подряд повторяются умеренные и мягкие зимы, при этом число суровых зим уменьшается и с 1960 г. они отмечаются раз в 15–20 лет. Данный факт указывает на некоторое потепление в регионе [28]. Такие выводы не согласуются с некоторыми ранее выполненными исследованиями [18, 19].

Самая суровая в ряду наблюдений – зима 1953/54 г. Сумма среднемесячных температур воздуха в регионе составила −84,3 °С. При этом минимальные температуры за сутки опускались в среднем до −29,5 °С. В умеренные по температурным условиям зимы (например, 1952/53, 1970/71, 2007/08 гг.) сумма среднемесячных температур воздуха изменяется от −27,7 до +5,9 °С. Минимальные среднесуточные температуры воздуха достигают значений −28,4 °С. Самая мягкая – зима 2006/07 г., когда сумма среднемесячных температур воздуха была равна 31,5 °С, а минимальная среднесуточная температура воздуха в регионе составила −15,9 °С (ГМС Таганрог).

Отметим, что не все месяцы в течение суровой зимы такие, как отмечалось в работе [2]. Часто тенденцию задают один–два месяца (обычно январь и февраль), которые в дальнейшем и определяют тип зимы. Поэтому минимальные температуры воздуха в различные по типу зимы часто одинаковы, изменяется лишь их повторяемость в течение сезона. Так, в самую суровую зиму 1953/54 г. устойчивые низкие температуры воздуха (ниже −10 °С) наблюдались с середины декабря до середины марта, а в умеренную зиму 1970/71 г. – всего семь дней. Поэтому при характеристике суровости зим необ-

Таблица 4. **Пороговые значения характеристик для ГМС Таганрог (числитель) и ГМС Керчь (знаменатель)**

Характеристики	Суровый период	Умеренный период	Мягкий период
∑, °C	⩽ −16,3/ ⩽ −2	−16,3 ÷ −1,5/−2 ÷ 11,4	⩾ −1,5/ ⩾ 11,4
Минимальная температура, °C	⩽ −23,2/ ⩽ −13,7	−23,2 ÷ −16,4/−13,7 ÷ −7,4	⩾ −16,4/ ⩾ −7,4
Ледовитость Азовского моря, %	⩾ 46,4	22,5÷46,4	⩽ 22,5
Продолжительность ледостава, дни	⩾ 130/ ⩾ 83	86–130/40–83	⩽ 86/ ⩽ 40

ходимо учитывать дополнительные параметры, на что указывают и авторы методики в работе [2]. Для этого в рамках настоящей работы разработан новый универсальный комплексный подход и выполнена классификация зимних периодов в регионе Азовского моря, учитывающие многолетнюю динамику основных характеристик (значение и дата минимальной температуры воздуха для прибрежных ГМС за зимний сезон; среднее значение ледовитости Азовского моря за сезон, %; начало, конец (даты) и продолжительность ледостава, дни) ледового режима Азовского моря и суровость температурных условий.

Классификация зимних периодов. С 1950 по 2015 г. в ГМС Таганрог отмечается девять суровых зимних периодов, 43 умеренных и 14 мягких, в ГМС Керчь – соответственно 10, 40 и 16 (рис. 6). Каждый тип характеризуется определённым сочетанием метеорологических условий. Пороговые значения параметров представлены в табл. 4.

Класс «−1» – суровые зимние периоды. Минимальные среднесуточные температуры воздуха, отмеченные в эти периоды, достигают −29,5 °C для ГМС Таганрог и −19,3 °C для ГМС Керчь. Суммы среднемесячных температур воздуха за зимний период изменяются от −5,9 до −35,8 °C для ГМС Таганрог, от 1,7 до −19,3 °C для ГМС Керчь. Среднее значение ледовитости за сезон составляет 52%, при этом ледостав продолжается до 166 дней (среднемноголетнее значение 115 дней) для ГМС Таганрог и до 133 дней (среднемноголетнее значение 63) для ГМС Керчь.

Класс «0» – умеренные зимние периоды. Все показатели ледового режима Азовского моря изменяются в пределах среднемноголетних значений. Суммы среднемесячных температур воздуха для ГМС Таганрог составляют от −22,0 до 3,9 °C. В ГМС Керчь сумма среднемесячных температур воздуха в основном положительна и варьирует от −1,0 до 14,4 °C. Минимальные среднесуточные температуры воздуха, характерные для данного класса, не опускаются ниже −28,4 °C для ГМС Таганрог и −20,8 °C для ГМС Керчь. Ледовитость Азовского моря составляет 35–60%. Продолжительность ледостава в этот период составляет 81–148 дней для ГМС Таганрог и 9–118 дней для ГМС Керчь.

Класс «1» – мягкие зимние периоды. Для них характерен непродолжительный ледостав: от 36 до 105 дней для ГМС Таганрог и 3–95 дней для ГМС Керчь. Значения самых низких температур воздуха составляют −22,6 °C для ГМС Таганрог и −14,3 °C для ГМС Керчь, но сумма среднемесячных температур воздуха при этом часто положительная: за десять мягких зимних периодов отрицательная сумма температур отмечена для четырёх зимних периодов на ГМС Таганрог и не отмечена совсем на ГМС Керчь. Суммы среднемесячных температур изменяются от −6,4 до 9 °C для ГМС Таганрог и от 2,7 до 21,4 °C для ГМС Керчь. Ледовитость Азовского моря составляет 20–40%.

За исследуемый период (1950–2015 гг.) в целом в Азовском море преобладают умеренные зимние периоды (65% для ГМС Таганрог и 61% для ГМС Керчь), которые сменяются мягкими периодами (21% для ГМС Таганрог и 24% для ГМС Керчь), реже суровыми (14% для ГМС Таганрог и 15% для ГМС Керчь). Таким образом, для всех рассмотренных параметров ледового режима характерны существенные изменения за более чем 50-летний период. Преобладание мягких зим в регионе и, как следствие, сокращение продолжительности ледостава, площади акватории, занятой льдом, в том числе припайным, – все эти факторы позволяют сделать вывод о некотором потеплении в регионе и смягчении ледовых условий моря, особенно за последние десятилетия.

Заключение

Выполнено исследование многолетней динамики ледового режима Азовского моря на основе картосхем ледовой обстановки и данных наблюдений с прибрежных ГМС (Таганрог,

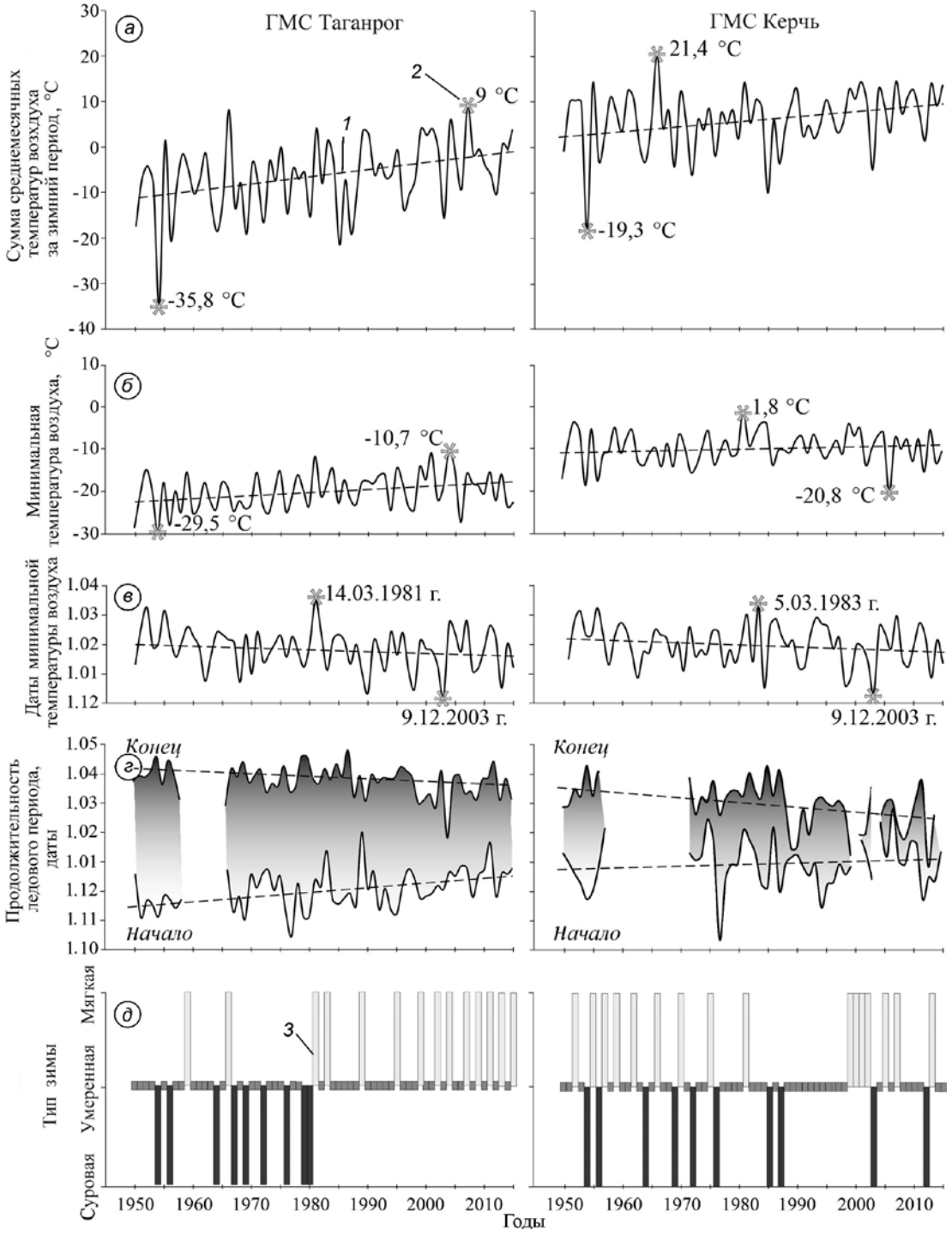

Рис. 6. Классификация зимних периодов по ледовым характеристикам для Азовского моря за период с 1950 по 2015 г.:

а – сумма среднемесячных температур воздуха (°С) за зимний период; *б* – минимальная температура воздуха (°С), отмеченная в зимний сезон (декабрь–март); *в* – даты минимальной температуры воздуха, отмеченной за зимний сезон (декабрь–март); *г* – продолжительность ледового периода, даты; *д* – класс зимнего периода; *1* – линия тренда; *2* – максимальные и минимальные значения параметров; *3* – суровый, умеренный, мягкий тип зимы

Fig. 6. Classification of winter periods by ice characteristics for the Sea of Azov for the period 1950–2015:

а – sum of average air temperatures (°C) for winter period; *б* – minimum air temperature (°C), recorded in the winter season (December–March); *в* – dates of the minimum air temperature, recorded in the winter season (December–March); *г* – duration of the ice period, dates; *д* – winter period; *1* – trend line; *2* – maximum and minimum values of parameters; *3* – severe, moderate, mild types of winter

Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк, Керчь). Проанализированы основные характеристики ледового режима моря: ледовитость, сплочённость, продолжительность ледостава. Показано, что среднемноголетнее значение ледовитости за исследуемый период составляет 33%, уточнено значение средней продолжительности ледостава. Так, по сравнению с литературными источниками [5, 15, 32, 33] она уменьшилась для разных пунктов наблюдений Азовского моря от 7 до 10 дней и составила 115 дней на ГМС Таганрог и 63 дня на ГМС Керчь.

На основе существующей методики [2], усовершенствованной и адаптированной для условий Азовского региона, выполнена типизация зим по степени суровости. Такой подход позволил обобщить длительный ряд наблюдений и более объективно подойти к анализу данных. Установлены тенденции внутривековых изменений. Для Азовского региона характерно сокращение числа суровых зим во второй половине XX в. – начале XXI в. Увеличение суммы среднемесячных температур воздуха приводит к смягчению зимних/ледовых условий. За период 1883–2015 гг. по степени суровости выделено 15 суровых, 70 умеренных и 40 мягких зим. Связь с такими компонентами ледового режима, как ледовитость и сплочённость льда, отражается в изменении этих характеристик в зависимости от типа зимы. Так, ледовитость моря в суровые зимы в среднем составляет около 52%, в умеренные – около 36%, в мягкие – около 26%, а наибольшего развития очень сплочённый и сплочённый лёд (9–10 баллов) достигает в суровые и умеренные зимы.

Разработан новых подход и выполнена классификация зимних периодов на основе ряда факторов: типов зим для прибрежных ГМС (суровая, умеренная, мягкая); значений и дат минимальной температуры воздуха для прибрежных ГМС за зимний сезон; средних значений ледовитости Азовского моря за сезон, %; начала, конца (даты) и продолжительности ледостава (дни). Определены пороговые значения для каждого фактора. С 1950 по 2015 г. в Азовском море выделено 9 суровых, 43 умеренных и 14 мягких классов зим для ГМС Таганрог и соответственно 10 суровых, 40 умеренных и 16 мягких классов зим для ГМС Керчь. В дальнейшем предполагается дополнить разработанную классификацию оценками степени аридности региона и применить описанный подход для исследования ледового режима Каспийского моря.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00318 мол_а и при финансовой поддержке РФФИ и РГО в рамках научного проекта № 17-05-41190 РГО_а.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project No. 16-35-00318 мол_а and by RFBR and Russian Geographical Society according to the research project No. 17-05-41190 РГО_а.

Литература

1. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Т. 3. Азовское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 218 с.
2. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 853 с.
3. *Julius Büdel.* Das Eis im Kaspisee // Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. 1943. Jg. 71. S. 118–121.
4. Государственный водный кадастр: Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек: Разд. 1 Поверхностные воды: Сер. 2. Ежегодные данные. Т. 13 Азовское море / Государственный океанографический институт, Севастопольское отделение. ВНИИГМИ, 1988. 114 с.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР: Т. V. Азовское море. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. 237 с.

References

1. *Gidrometeorologicheskie usloviya shel'fovoy zony morey SSSR. T. 3. Azovskoe more.* Hydrometeorological conditions of the shelf zone of seas in the USSR. V. 3. The Sea of Azov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986: 218 p. [In Russian].
2. *Gidrometeorologicheskiy spravochnik Azovskogo morya*. Hydrometeorological directory of the Sea of Azov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1962: 853 p. [In Russian].
3. *Büdel J.* Das Eis im Kaspisee. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. 1943, 71: 118–121.
4. *Gosudarstvennyi vodnyi kadastr: Ezhegodnye dannye o rezhime i kachestve vod morey i morskih ust'ev rek: Razdel 1. Poverhnostnye vody: Ser. 2. Ezhegodnye dannye. T. 13 Azovskoe more*. State Water Cadastre: Annual Data on the Regime and quality of water of seas and marine estuaries of rivers: Section 1. Surface Water: Series 2. Annual data. V. 13 The Sea of Azov. State

6. ФГБУ «Научно-исследовательский центр «Планета» http://planet.iitp.ru/ [Электронный ресурс].
7. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане «ЕСИМО» http://portal.esimo.ru/portal [Электронный ресурс].
8. *Zhang J., Rothrock D.A.* Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // Monthly Weather Review. 2003. V. 131. № 5. P. 845–861.
9. *Бердников С.В., Чикин А.Л., Дашкевич Л.В., Яицкая Н.А.* Подходы к краткосрочному прогнозированию ледового режима Азовского моря // Экология. Экономика. Информатика. Материалы Всерос. объединённой конф. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального университета, 2014. С. 233–237.
10. *Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф.* Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92.
11. *Матишов Г.Г., Бердников С.В., Жичкин А.П., Макаревич П.Р., Дженюк С.Л., Кулыгин В.В., Яицкая Н.А., Поважный В.В., Шевердяев И.В., Кумпан С.В., Третьякова И.А., Цыганкова А.Е.* Атлас климатических изменений в больших морских экосистемах Северного полушария (1878–2013). Регион 1. Моря Восточной Арктики. Регион 2. Чёрное, Азовское и Каспийское моря. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2014. 256 с.
12. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей европейской части России. М.: ИГ–СОЦИН, 2014. 608 с.
13. *Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Букатова О.М., Соломаха Т.А.* Влияние ледяного покрова на волновые возмущения в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 4. С. 11–22.
14. *Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогудов А.А.* Изменение ледовых условий Азово-черноморского бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2014. № 28. С. 122–137.
15. *Думанская И.О.* Типовые условия на основных судоходных трассах морей европейской части России для зим различной суровости // Тр. Гидрометцентра РФ. 2013. № 350. С. 142–166.
16. *Букатов А.Е., Павленко Е.А.* Анализ связи климатической изменчивости метеорологических характеристик и ледового режима Азовского моря с индексами атмосферной циркуляции // Физические проблемы экологии. 2012. Т. 18. С. 48–72.
17. *Федоренко А.В.* Исследование сезонных и внутривековых колебаний основных ледовых параметров на южных морях (Азовское и Каспийское) // Тр. ГОИН. 2011. Т. 215. С. 15–25.

Oceanographic Institute, Sevastopol Branch. VNIIGMI, 1988: 114 p. [In Russian].
5. *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morey SSSR. T. V. Azovskoe more.* Hydrometeorology and hydrochemistry of the USSR seas. V. 5. The Sea of Azov. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1991: 237 p. [In Russian].
6. http://planet.iitp.ru/.
7. http://portal.esimo.ru/portal.
8. *Zhang J., Rothrock D.A.* Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. Monthly Weather Review. 2003, 131 (5): 845–861.
9. *Berdnikov S.V., Chikin A.L., Dashkevich L.V., Yaitskaya N.A.* Approaches to short-term forecasting of the ice regime of the Sea of Azov. *Ekologiya. Ekonomika. Informatika. Materialy Vserossiyskoy ob"edinennoy konferentsii.* Ecology. Economy. Informatics Materials of the All-Russia Joint Conf. 2014: 233–237. [In Russian].
10. *Golubeva E.N., Platov G.A., Yakshina D.F.* Numerical modeling of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 2 (130): 81–92. [In Russian].
11. *Matishov G.G., Berdnikov S.V., Zhichkin A.P., Makarevich P.R., Dzhenyuk S.L., Kulygin V.V., Yaitskaya N.A., Povazhnyi V.V., Sheverdyaev I.V., Kumpan S.V., Tret'yakova I.A., Tsygankova A.E. Atlas klimaticheskih izmeneniy v bol'shikh morskikh ekosistemakh Severnogo polushariya (1878–2013). Region 1. Morya Vostochnoy Arktiki. Region 2. Chyornoe, Azovskoe i Kaspiyskoe morya.* Atlas of climatic changes in large marine ecosystems of the Northern Hemisphere (1878–2013). Region 1. The seas of the Eastern Arctic. Region 2. Black, Azov and Caspian Seas. Rostov-on-Don: RAS, 2014: 256 p. [In Russian].
12. *Dumanskaya I.O. Ledovye usloviya morey evropeyskoy chasti Rossii.* Ice conditions of the seas of the European part of Russia. Moscow, 2014: 608 p. [In Russian].
13. *Bukatov A.E., Zav'yalov D.D., Bukatova O.M., Solomakha T.A.* Influence of the ice cover on wave disturbances in the Sea of Azov. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal.* Marine Hydrophysical Journal. 2001, 4: 11–22. [In Russian].
14. *D'yakov N.N., Timoshenko T.YU., Belogudov A.A.* Change in the ice conditions of the Azov-Black Sea basin. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shel'fovoy zon morya 2014.* Ecological safety of the coastal and offshore zones of the sea. 2014, 28: 122–137. [In Russian].
15. *Dumanskaya I.O.* Typical conditions on the main navigable routes of the seas of the European part of Russia for winters of varying severity. *Trudy Gidromettcentra Rossii.* Proc. of the Hydrometcentre of Russia. 2013, 350: 142–166. [In Russian].
16. *Bukatov A.E., Pavlenko E.A.* Analysis of the relationship between the climatic variability of meteorological characteristics and the ice regime of the Sea of Azov with atmospheric circulation indices. *Fizicheskie problemy ekologii.* Physical problems of ecology. 2012, 18: 48–72. [In Russian].
17. *Fedorenko A.V.* The study of seasonal and intra-annual variations of the main ice parameters on the southern

18. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В., Чикина Л.Г.* Ледовый режим Азовского моря и климат в начале XXI века // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 603–607.
19. *Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Бердников С.В., Сорокина В.В., Левитус С., Смоляр И.В.* Внутривековые флуктуации климата Азовского моря (по термохалинным данным за 120 лет) // ДАН. 2008. Т. 422. № 1. С. 106–109.
20. *Боровская Р.В.* Особенности ледового режима Керченского пролива за последние 15 лет по данным спутниковых наблюдений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. 2006. Т. 14. С. 253–258.
21. *Дашкевич Л.В., Немцева Л.Д., Бердников С.В.* Оценка ледовитости Азовского моря в XXI веке по спутниковым снимкам Terra/Aqua MODIS и результатам математического моделирования // Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 91–100.
22. *Яицкая Н.А., Салтановская Е.В.* Геоинформационная система ледового режима южных морей России // Экология, экономика, информатика. Т. 2: Геоинформационные науки и экологическое развитие: новые подходы, методы, технологии. Геоинформационные технологии и космический мониторинг (п. Абрау-Дюрсо, 8–13 сентября 2013 г.). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2013. С. 217–219.
23. *Магаева А.А., Яицкая Н.Я., Лихтанская Н.В., Дашкевич Л.В.* Развитие геоинформационной системы ледового режима южных морей России // Экология. Экономика. Информатика. Т. 3: Геоинформационные технологии и космический мониторинг. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2015. С. 269–275.
24. http://desktop.arcgis.com/ru/ [Электронный ресурс].
25. Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт http://www.aari.ru/ [Электронный ресурс].
26. Электронный ресурс: *Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В.* «Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России» Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485 http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных
27. *Бухарицин П.И.* Сравнительные характеристики многолетней изменчивости ледяного покрова северной части Каспийского и Азовского морей // Вестн. Астраханского гос. техн. ун-та. 2008. № 3. С. 207–213.
28. *Магаева А.А., Яицкая Н.А.* Типизация зим в регионе Азовского моря по степени суровости // Экология, экономика, информатика. Азовseas (the Sea of Azov and the Caspian Sea). *Trudy GOIN*. Proc. of the GOIN. 2011, 215: 15–25. [In Russian].
18. *Matishov G.G., Chikin A.L., Dashkevich L.V., Kulygin V.V., Chikina L.G.* Ice regime of the Sea of Azov and the climate at the beginning of the XXI century. *Doklady akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2014, 457 (5): 603–607. [In Russian].
19. *Matishov G.G., Matishov D.G., Berdnikov S.V., Sorokina V.V., Levitus S., Smolyar I.V* Secular climate fluctuations in the Sea of Azov region (based on thermohaline data over 120 years). *Doklady akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2008, 422 (1): 106–109. [In Russian].
20. *Borovskaya R.V.* Features of the ice regime of the Kerch Strait over the past 15 years according to satellite observations. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shel'fovoy zon*. Ecological safety of coastal and shelf zones. 2006, 14: 253–258. [In Russian].
21. *Dashkevich L.V., Nemtseva L.D., Berdnikov S.V.* Assessment of the Sea of Azov ice cover in the XXI century using Terra/Aqua MODIS images and numerical modelling. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems of remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (5): 91–100. [In Russian].
22. *Yaitskaya N.A., Saltanovskaya E.V.* Geoinformation system of the ice regime of the southern seas of Russia. *Ekologiya, ekonomika, informatika. T. 2: Geoinformatsionnye nauki i ekologicheskoe razvitie: novye podkhody, metody, tekhnologii. Geoinformatsionnye tekhnologii i kosmicheskiy monitoring (Abrayu-Dyurso, 8–13 sentyabrya 2013 g.). Rostov-na-Donu: Izd-vo YUFU*. Ecology, economics, informatics. T. 2: Geoinformation sciences and ecological development: new approaches, methods, technologies. Geoinformation technologies and space monitoring (Abrau-Durso, September 8–13, 2013). Rostov-on-Don: Publishing house of SFEDU. 2013: 217–219. [In Russian].
23. *Magaeva A.A., Yaitskaya N.A., Likhtanskaya N.V., Dashkevich L.V.* Development of geoinformation system of the Russian southern seas ice conditions. *Ekologiya, ekonomika, informatika. T. 3: Geoinformatsionnye tekhnologii i kosmicheskiy monitoring*. Ecology, Economy, Informatics. Geoinformation technologies and space monitoring. Rostov-on-Don: Southern Federal University Publishers, 2015, 3: 269–275. [In Russian].
24. http://desktop.arcgis.com/ru/.
25. http://www.aari.ru/.
26. http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных.
27. *Bukharitsyn P.I.* Comparative characteristics of long-term variability of the ice cover in the north part of the Caspian Sea and Sea of Azov. *Vestnik Astrakhanskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. Herald of the Astrakhan State Technical University. 2008, 3: 207–213. [In Russian].
28. *Magaeva A.A., Yaitskaya N.A.* Winter types in the region of the Sea of Azov by the severity index. *Ekologiya. Ekonomika. Informatika. Azovskoe more, Kerchenskiy proliv i predprolivnye zony v Chernom more: problemy upravleniya pribrezhnymi territoriyami dlya obespech-*

ское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования. Сб. материалов III Всерос. конф. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2016. С. 240–248.

29. *Магаева А.А., Яицкая Н.А.* Классификация зимних периодов в зависимости от ледовых условий в Азовском море // Материалы междунар. науч.-практ. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых «Теория и практика современных географических исследований», посвящ. 220-летию выдающегося русского мореплавателя, географа, вице-председателя Русского географического общества Ф.П. Литке в рамках XIII Большого географического фестиваля. СПб: Свое изд-во, 2017. [Электронное издание]. С. 84–87.
30. *Бердников С.В.* Моделирование крупномасштабных изменений океанологических характеристик экосистемы Азовского моря // Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. М.: Наука, 2006. С. 137–229.
31. Атлас ледовых образований. Л.: Изд-во ААНИИ, 1974. 141 с.
32. Морской гидрометеорологический ежегодник 1958 г. Азовское море. Ч. 1. Прибрежные наблюдения. Севастополь, 1977. 138 с.
33. *Никифорова Н.А.* Экстремальная продолжительность ледового периода на Азовском море зимой 1979/80 г. // Тр. Гидрометцентра СССР. 1983. № 256. С. 55–60.

eniya ekologicheskoy bezopasnosti i ratsional'nogo prirodopol'zovaniya: sbornik materialov III Vserossiyskoy konf. Ecology. Economy. Informatics. The Sea of Azov, the Kerch Strait and near-strait zones in the Black Sea: the problems of management of coastal territories to ensure ecological safety and sustainable nature exploitation. Rostov-on-Don: Publishing house of Southern Federal University, 2016: 240–248. [In Russian].

29. *Magaeva A.A., Yaitskaya N.A.* Classification of winter periods depending on ice conditions in the Sea of Azov. *Materialy mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konf. studentov, aspirantov i molodykh uchenykh «Teoriya i praktika sovremennykh geograficheskkh issledovaniy»*. Materials of the international scientific and practical conf. of students, graduate students and young scientists «Theory and practice of modern geographical research». Sankt Petedrsburg, 2017. [Electronic edition]: 84–87. [In Russian].
30. *Berdnikov S.V.* Modeling of large-scale changes in the oceanological characteristics of the Sea of Azov ecosystem. *Zakonomernosti ekosistemnykh protsessov v Azovskom more.* Regularities of ecosystem processes in the Sea of Azov. Moscow: Nauka, 2006: 137–229. [In Russian].
31. *Atlas ledovykh obrazovaniy.* Atlas of ice formations. Leningrad: AARI, 1974: 141 p. [In Russian].
32. *Morskoy gidrometeorologicheskiy ezhegodnik 1958 g. Azovskoe more. Chast' 1. Pribrezhnye nablyudeniya.* Marine Hydrometeorological Yearbook 1958. The Sea of Azov. Part 1. Coastal observations. Sevastopol, 1977: 138 p. [In Russian].
33. *Nikiforova N.A.* Extreme duration of the ice period of the Sea of Azov in the winter of 1979/80. *Trudy Gidrometcentra SSSR.* Proc. of the USSR Hydrometeorological Center. 1983, 256: 55–60. [In Russian].

УДК 551.467+551.463.28 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-387-395

Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом

© 2018 г. Р.А. Балакин[1*], Г.И. Вилков[2]

[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Научно-производственное предприятие «Радар ммс», Санкт-Петербург, Россия
*rigms@aari.ru

Investigation of acoustic properties of snow-covered sea ice

R.A. Balakin[1*], G.I. Vilkov[2]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
[2]Research and Production Enterprise «Radar mms», St. Petersburg, Russia
*rigms@aari.ru

Received November 1, 2017 *Accepted March 21, 2018*

Keywords: ***coefficients of sound reflectivity and absorption, doppler broadening of frequency spectrum, ice hydro acoustic observations, sea ice.***

Summary

The paper presents results of field observations of hydroacoustic characteristics of snow-covered ice cover in shallow seas of the Arctic shelf. The purpose of the research was to determine the quantitative characteristics of the reflection and absorption coefficients of sound from the bottom of the drifting ice cover, as well as the Doppler broadening of the frequency spectrum of acoustic signals depending on the thickness of the ice, the structure of the reflecting surface, the thickness of the snow cover, and the ice drift speed. The objective of the research was to obtain the data necessary for choosing optimal parameters of specialized hydroacoustic equipment designed to monitor ice conditions in the areas of operation of offshore oil and gas platforms. Researches were conducted in areas of active construction of engineering marine constructions and carrying out the transport operations. The research methodology was based on the use of an autonomous measuring complex, which for a long period was installed on the bottom of the sea at depths of 50 to 130 m. The recording system consisted of the following components: upward looking pulse sonar of the IPS-5 type produced by the Canadian company ASL; the Doppler meter of the ice drift speed ADCP (the RDI firm); and a RSM-7 electromechanical current meter. All devices operated in continuous mode with a measurement cycle of 1s, the results were recorded in memory and processed after lifting the devices to the surface. The time delays of signals reflected from the ice cover, as well as the amplitudes and variations of the sound attenuation depending on the reflectance and absorption coefficients were recorded in the memory of the up-looking sonar. Variations of time delays were used to calculate a settlement of ice formations and to determine the shape of the reflective surface, including the angles of inclination of ice keels. Doppler shift of frequency of reflected acoustic signals and broadening of the frequency spectrum were calculated using values of the ice drift speed and changes of immersion depths of hummocks. Acoustic characteristics were measured repeatedly during several seasons of each year from 2010 to 2017. This investigation made possible to obtain statistical estimates of the distributions of the reflection coefficient of the sound and the quantitative values of broadening of the frequency spectrum of acoustic signals depending on the angle of incidence of the acoustic rays, the nature of the irregularities and the structure of the reflective surfaces of ice and snow cover thickness and the drift speed. The results obtained by this research allowed reasonable choosing and calculating the basic characteristics of the hydroacoustic equipment intended for runtime diagnostics of ice cover in zones of marine engineering structures.

Citation: Balakin R.A., Vilkov G.I. Investigation of acoustic properties of snow-covered sea ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 387–395. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-387-395.

Поступила 1 ноября 2017 г. *Принята к печати 21 марта 2018 г.*

Ключевые ***слова: доплеровское расширение частотного спектра, коэффициенты отражения и поглощения звука, ледовые гидроакустические наблюдения, морской лёд.***

Исследованы гидроакустические характеристики заснеженного ледяного покрова в мелководных морях арктического шельфа. Определены коэффициенты отражения и количественные значения расширения частотного спектра акустических сигналов в зависимости от характеристик морского льда со снежным покровом. Сделаны статистические оценки акустических характеристик ледяного покрова и получены значения коэффициентов отражения звука в зависимости от возрастных градаций морского льда и толщины снежного покрова.

Введение

Влияние ледяного покрова на распространение, отражение и рассеяние акустических сигналов пока изучено недостаточно с точки зрения количественных оценок, необходимых для расчёта параметров аппаратуры для подводной телекоммуникации и дальней гидроакустической локации айсбергов и опасных торосистых образований [1]. В справочной литературе нет достаточных сведений о коэффициенте отражения и поглощения звука от солёного морского льда, а также о количественных значениях расширения частотного спектра при отражении сигнала от дрейфующего льда. Причины недостаточной изученности акустических характеристик льда в натурных условиях обусловлены не только сложностью проведения таких экспериментов, если их вести традиционными методами с использованием научно-исследовательских судов или путём экспедиционных исследований с поверхности дрейфующего льда, но и значительной стоимостью этих работ.

Среди современных технологий морских исследований с применением автономных измерительных средств отметим вверх смотрящие акустические гидролокаторы Ice Profiling Sonar (IPS)™ [2] канадской фирмы ASL Environmental Sciences, установленные на дне моря, и доплеровские измерители скорости дрейфа льда ADCP WorkhorseSentinel [3] (производство Teledyne RD Instruments, США). Они открывают новые возможности для исследований широкого набора ледовых характеристик, включая акустические, в течение длительного времени – до одного года и более. При проведении настоящего исследования использовались экспериментальные данные, полученные с помощью именно таких технологий.

Акустические характеристики морского льда со снежным покровом

Для данного исследования важен тот факт, что звук в мелководных морях с глубинами до 200 м всегда распространяется путём многоскачкового переизлучения сигнала с многократными переотражениями от дна и поверхности моря [4–6].

Первая важная характеристика морского льда – *поглощение и переотражение звука, вызывающее многоскачковое распространение гидроакустического сигнала, обусловленное рефракцией акустических лучей*. Акустические лучи в море не распространяются горизонтально, а отклоняются достаточно круто вверх или вниз в зависимости от знака и величины градиента вертикального распределения скорости звука. При каждом переотражении от границ раздела происходит частичная потеря энергии сигнала в зависимости от коэффициента отражения поверхностей. Ледяной покров резко увеличивает затухание отражённых сигналов по сравнению с отражениями от свободной водной поверхности, поскольку коэффициент зеркального отражения от чистой поверхности воды близок к 1, а коэффициент отражения от солёного морского льда может изменяться от 0,05 до 0,3 [7, 8]. Пресный лёд имеет значительно больший коэффициент отражения – порядка 0,5, а солёный морской лёд снижает коэффициент отражения из-за рыхлости и пористости его структуры, а также наличия неровностей нижней поверхности, соизмеримых по размерам с длиной волны акустического сигнала.

Ещё одна характеристика отражающих свойств льда, важная для обеспечения эффективного приёма сигналов, – *доплеровское расширение частотного спектра сигнала при отражении от дрейфующего льда*. Расширение спектра сигнала обусловлено вертикальной составляющей скорости дрейфа льда, которая вызвана изменениями глубины осадки крупных ледовых образований типа торосов при их горизонтальном перемещении в пятне акустического облучения или вертикальными волновыми колебаниями ледяного покрова при взаимодействии с ветровым волнением на чистой воде [9–11].

Доплеровское расширение частотного спектра проявляется негативно, так как при гидроакустическом зондировании, как правило, используются многочастотные сигналы с близким расположением несущих частот информационных каналов [12]. Для устойчивого и надёжного их приёма необходимо, чтобы доплеровское расширение спектра не превышало половины разделительного интервала между частотами отдельных каналов. Данное условие ограничивает допустимое количество несущих частот в отведённой ширине полосы наблюдательной системы и однозначно определяет возможную информативность гидроакустической аппаратуры в зависимости от величины доплеровского расширения

спектра, обусловленного дрейфом льда и характером рельефа его нижней поверхности. Ветровое волнение в разводьях между ледяными полями вызывает аналогичное расширение доплеровского частотного спектра акустических сигналов.

Физические аспекты отражения звука от ледяного покрова

Для адекватной интерпретации результатов эксперимента необходимо различать физические причины, которыми обусловлены параметры гидроакустического отражённого, рассеянного и поглощённого сигналов. При анализе следует руководствоваться известными закономерностями отражения звука от поверхности твёрдого тела. Согласно теории распространения звука в многослойной среде [13], при анализе отражательных свойств ледяного покрова лёд рассматривается как трехслойная среда с различными значениями волнового сопротивления $w = \rho c$ для каждого слоя, где ρ и c – соответственно плотность и скорость распространения звука в слое льда. *Нижний слой солёного морского льда* имеет, как правило, рыхлую ажурную структуру с волновым сопротивлением, близким к сопротивлению морской воды, и скоростью распространения звука порядка 1600 м/с, незначительно превышающей скорость распространения звука в воде. *Средний слой* представляет собой твёрдый консолидированный лёд со скоростью распространения звука в диапазоне 2800–3000 м/с, и он имеет удвоенное по отношению к воде волновое сопротивление. *Верхний заснеженный слой* льда имеет несколько меньшее волновое сопротивление из-за низкой плотности снега, но значительно большее затухание звука, обусловленное внутренним трением в снежном покрове.

Коэффициент отражения акустического сигнала при нормальном угле падения акустических лучей на ровную поверхность льда R_0 выражается формулой

$$R_0 = (\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1)/(\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1), \qquad (1)$$

где – $\rho_1 c_1$ и $\rho_2 c_2$ – соответственно волновое сопротивление воды и льда.

Согласно формуле (1), часть энергии луча отражается в обратном направлении, а оставшаяся часть проходит через границу раздела внутрь льда и им поглощается. Отражение звука от верхней границы заснеженного льда, как правило, весьма незначительно из-за несогласованности волновых сопротивлений льда и снега. Если волновое сопротивление нижнего слоя льда w_3 имеет промежуточное значение между величинами сопротивления воды и консолидированной части льда и удовлетворяет равенству $w_3 = (\rho_2 c_2 \cdot \rho_1 c_1)^{0,5}$, то происходит согласование волновых сопротивлений воды и основной массы льда, при котором коэффициент отражения звука равняется нулю и вся энергия сигнала проходит через границу раздела без отражения. Этот эффект согласования сопротивлений двух сред аналогичен известному «просветляющему» слою в оптике и имеет большое практическое значение. Наличие рыхлого ажурного слоя морского льда на нижней границе ледяного покрова приводит к быстрому затуханию акустического сигнала при многоскачковом распространении и резко снижает информативность наблюдательной системы.

В случае наклонного падения акустических лучей на границу раздела сред возникает как отражённая, так и преломлённая волна, которая распространяется внутри льда. При этом углы падения, преломления и отражения подчиняются известному закону Снеллиса:

$$\frac{c_1}{\sin\alpha_1} = \frac{c_2}{\sin\alpha_2} = \frac{c_3}{\sin\alpha_3}, \qquad (2)$$

где c_1, c_2, c_3 – соответственно скорость распространения звука в воде и в двух примыкающих слоях льда; α_1, α_2, α_3 – соответственно углы падения, отражения и преломления.

Из соотношения (2) вытекает первое важное следствие, согласно которому существует *явление полного внутреннего отражения*, если луч падает на границу раздела под некоторым углом α_2, при котором выполняется следующее условие: если $\sin\alpha_2 = 1$, то $\alpha_2 = 90^\circ$. Преломлённый луч в этом случае внутрь льда не распространяется и не отражается, а скользит по границе раздела.

Существует второй значимый эффект отражения акустического сигнала от поверхности льда, который необходимо учитывать при оценке коэффициента отражения. Он заключается в том, что при наклонном падении луча *в твёрдом теле образуются продольная и поперечная звуковые волны*, скорости распространения которых определяются модулем продольной упругости

Юнга и модулем сдвига Пуассона, отличающихся друг от друга примерно в два раза. Поперечная волна вызывает на поверхности льда поверхностную волну Рэлея, которая полностью переходит в воду и обусловливает существование второго критического угла падения с нулевым значением коэффициента отражения. Величина этого угла определяется выражением

$$\theta = \arcsin\sqrt{\rho_2 c_2 - \rho_1^2 c_1^2 / c_2^2(\rho_2^2 - \rho_1^2)},$$

где θ – критический угол поперечной волны; ρ_1, ρ_2 – соответственно плотность воды и льда; c_1, c_2, – соответственно скорость распространения звука в воде и скорость поперечной волны.

При критическом угле падения θ коэффициент отражения обращается в нуль, а вся падающая энергия луча переходит в лёд. Дополнительные ограничения коэффициента отражения звука вызывают неровности отражающей поверхности льда в форме выступающих вниз клиновидных образований. Если высота этих образований соизмерима с длиной падающей волны, то происходит поглощение звука подобно клиновидной поглощающей поверхности в заглушённых акустических бассейнах. Остаточная часть сигнала, не полностью поглощённого неровностями, испытывает рассеяние во всех направлениях, что нарушает когерентность отражённой части сигнала. Зависимость коэффициента отражения от угла рассеяния на неоднородностях отражающей поверхности в отличие от когерентного зеркального отражения описывается законом Ламберта в пределах угла падения около 60°. Нарушение когерентности ограничивает возможность фазовой модуляции сигнала в канале связи, что дополнительно снижает информационную способность системы.

Третья значимая часть искажений отражённого сигнала характеризуется *доплеровским расширением частотного спектра*. Доплеровское смещение частоты и фазы отражённого сигнала обусловлено только вертикальной составляющей скорости отражающей поверхности. Горизонтальная скорость дрейфа ровных ледяных полей не вызывает доплеровского сдвига частоты, так как отражённый от ровного льда звуковой луч не меняет свою траекторию и поэтому сохраняет неизменными фазу и частоту акустического сигнала.

Вертикальные колебания отражающей поверхности льда, вызывающие знакопеременные доплеровские сдвиги частоты, обусловлены двумя причинами: волновым движением ледяного покрова, аналогично ветровым волнам на воде, и изменениями осадки льда в ходе дрейфа, связанными с крупногабаритными ледовыми образованиями типа торосов. Величина расширения частотного спектра рассчитывается по высоте килей крупных ледовых образований, достигающей десятков метров, и по скорости дрейфа льда, в среднем составляющей от 20 до 50 см/с. Таким образом, на параметры отражённого сигнала негативно влияют следующие акустические характеристики ледяного покрова: а) наличие двух критических углов падения с нулевым коэффициентом отражения; б) присутствие ажурного рыхлого слоя солёного льда с неблагоприятным значением волнового сопротивления; в) поглощение звука клиновидными неровностями нижней поверхности льда; г) доплеровское расширение частотного спектра от волновых вертикальных колебаний льда; д) толщина снежного покрова на льду.

Негативное влияние перечисленных факторов особенно сильно проявляется в мелководных морях арктического шельфа с многоскачковым распространением звука и однозначно определяет информационную несущую способность наблюдательной системы. Поэтому экспериментальное определение акустических характеристик ледяного покрова – необходимое условие для выполнения корректных расчётов параметров аппаратуры гидроакустической наблюдательной системы.

Методика исследований

Измерения коэффициента отражения акустических сигналов от дрейфующего ледяного покрова, а также оценка доплеровского расширения частотного спектра проводились с помощью автономного измерительного и регистрирующего комплекса, состоящего из вверх смотрящего акустического гидролокатора IPS-5 [2] и доплеровского измерителя скорости дрейфа льда ADCP [3]. Приборы устанавливались на дно моря в специальной раме в непосредственной близости один от другого на глубине около 50 м. Схема установки показана на рис. 1.

Вверх смотрящий гидролокатор работал в непрерывном режиме, отправляя короткие акусти-

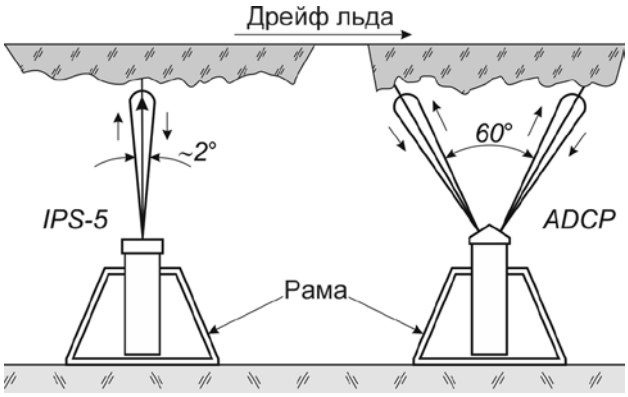

Рис. 1. Схема установки приборов
Fig. 1. Instrument installation diagram

ческие посылки вертикально вверх и записывая в память сигналы, отражённые от поверхности моря. Посылки излучались в типовом режиме работы с периодичностью 1 с на несущей частоте 420 кГц с длительностью импульсов 68 мкс. Объём флеш-памяти прибора для записи данных составлял в базовом варианте 2 GB с возможностью расширения до 16 GB. Сигналы зондирования льда излучались вверх узким лучом шириной 2°, что при дальности зондирования 50 м создавало на поверхности моря пятно облучения диаметром 1,6 м. В памяти прибора регистрировались временные задержки и амплитуды отражённых сигналов, по которым рассчитывались глубина осадки льда и коэффициенты отражения звука по отношению к отражениям от поверхности чистой воды. Коэффициент отражения звука от воды принимался равным 1, что соответствует зеркальному типу отражения без потерь энергии. Разрешающая способность локатора по дальности составляла 5 см. Глубина осадки льда оценивалась по отношению к уровню свободной поверхности воды в разводьях между ледяными полями. При отсутствии разводий уровень воды измерялся датчиком гидростатического давления. Срок автономной работы прибора, ограниченный ёмкостью батареи электропитания, составлял 1 год.

Периодичность следования зондирующих импульсов в 1 с позволяла отслеживать непрерывный профиль дрейфующего льда при скорости дрейфа до 1 м/с, так как при такой скорости достигалось перекрытие смежных пятен облучения поверхности. Непрерывность профиля подвижного льда позволяла измерять углы наклона отражающей поверхности, образованные высокими килями ледовых образований с точностью, необходимой для оценки отражающих свойств наклонной поверхности. Амплитуда отражённых зондирующих сигналов измерялась с высоким разрешением 16-разрядного аналого-цифрового преобразователя (АЦП), регистрируя значения от 1 до 65 000 отн. ед. звукового давления. Уровень шумов моря и акустических помех по той же шкале отсчётов не превышал 128 отн. ед. Высокое разрешение амплитуды отражённых сигналов позволяло идентифицировать типы отражающей поверхности и возрастные градации льда, отличающиеся структурой и толщиной ажурного слоя на границе раздела.

При падении зондирующего луча на наклонные поверхности подводных килей уровень отражённого сигнала снижался не в строгом соответствии с ожидаемым расчётным значением. Степень отклонения амплитуды отражённого сигнала от расчётного составляла от 5 до 30%, что позволило оценить уровень диффузности отражения и потери когерентности сигнала. Для определения доплеровского расширения частотного спектра акустических сигналов при отражении от дрейфующего льда рассчитывалась вертикальная составляющая скорости изменения осадки льда, которая изменялась в диапазоне от 0 до 80 см/с.

Скорость и направление дрейфа льда измерялись и регистрировались отдельно с помощью доплеровского измерителя типа ADCP [3]. Результаты измерений обрабатывались с помощью штатного программного обеспечения, прилагаемого к приборам.

Результаты исследований

Натурные исследования акустических характеристик ледяного покрова составляли только часть исследований, посвящённых изучению закономерностей и статистики формирования и таяния льда, пространственного распределения полей, толщины и сплочённости ледяного покрова в районах строительства морских сооружений и активного судоходства. В течение более 10 лет проводились многочисленные постановки на дно моря автономных измерительных комплексов акустического зондирования льда, состоящих из вверх смотрящих гидролокаторов IPS-5 [2] и доплеровских измерителей скорости дрейфа ADCP [3]. Частная задача исследования акустических характеристик льда по оценке статисти-

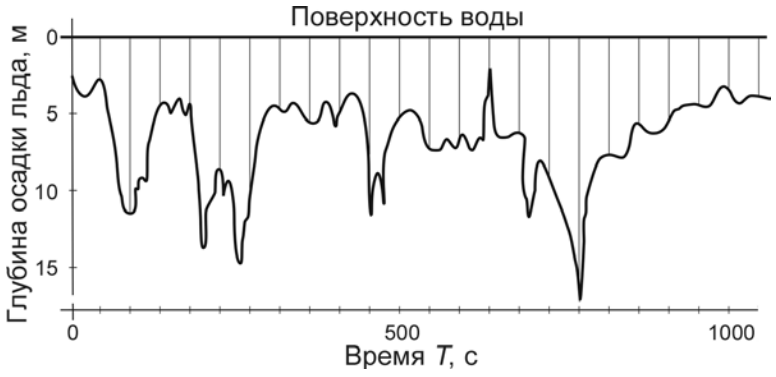

Рис. 2. Картина подводных килей ледовых торосов
Fig. 2. Patterns of underwater keels of ice ridges

ки коэффициента отражения звука и расширения частотного спектра решалась на фрагментах записей, наиболее представительных для данного вида анализов. Результаты акустических исследований льда оценивались с позиций их значимости для решения поставленных прикладных задач.

Дополнительные экспедиционные исследования в 2017 г. проведены в Карском море, море Лаптевых, а также в акватории Обской губы в районе Салмановского (Утреннего) месторождения. Данные, полученные в ходе исследований, будут использованы для проектирования, строительства и эксплуатации объектов инфраструктуры круглогодичной отгрузки и транспортировки сжиженного природного газа специальным танкерным флотом. Характеристики ледяного покрова, полученные в этих экспедициях, в том числе с помощью гидроакустических методов, планируется использовать при организации так называемого ледового менеджмента (управления ледовой обстановкой) в зоне эксплуатации стационарных морских платформ. Ледовый менеджмент предусматривает анализ ледовой обстановки и методы активного физического воздействия на опасные дрейфующие ледяные поля (айсберги) с помощью их буксировки, а также разрушения и изменения траектории движения с использованием дежурных ледоколов [14].

В ходе экспериментов измерялся коэффициент отражения звука от нижней поверхности дрейфующего ледяного покрова при нормальном падении зондирующих лучей и при наклонном падении на поверхность килей торосов. Основной интерес вызывал сезонный ход коэффициента отражения звука от начала образования гладкого льда и последующего нарастания толщины и неровностей льда в течение года. Исследовались также отражающие свойства многолетнего дрейфующего льда со снежным покровом и с включениями крупных ледовых образований типа торосов, которые характеризуются выступающими вниз подводными килями на глубину до 30 м и более. Типичная картина показана на рис. 2.

Наибольшие коэффициенты отражения звука наблюдались при отражениях от молодого тонкого льда с гладкой нижней поверхностью и толщиной от 10 до 30 см. Величина коэффициента отражения в этих экспериментах изменялась от 0,3 до 0,6 по отношению к отражениям от чистой воды. Меньшим коэффициентам отражения соответствовал заснеженный лёд с толщиной снежного покрова больше 10 см. Толщина снежного покрова оценивалась эпизодически в периоды нахождения судна-поставщика приборов в районе работ. Первая причина *весьма значительного влияния снежного покрова на коэффициент отражения предположительно заключается в рассогласовании волновых сопротивлений сред на верхней границе льда*. Этой же причиной, по-видимому, объясняется понижение коэффициента отражения звука по мере нарастания толщины льда до 1 м и более, при этом проявляется более значительный вклад от поглощения звука толщей льда. Значения коэффициентов отражения в зависимости от влияющих факторов приведены в табл. 1.

Вторая причина *ослабления коэффициента отражения звука заключалась в образовании и постепенном росте на нижней границе льда рыхлого ажурного слоя, в котором поглощалась часть звуковой энергии*. Наличие такого слоя обнаруживалось по размытости границы отражающей поверхности, которая при высокой разрешающей способности локатора чётко проявлялась на изображении профиля осадки льда. Ещё больше снижался коэффициент отражения звука от тающего многолетнего льда до значений 0,02–0,05 в связи с образованием на его поверхности клиновидной звукопоглощающей структуры. Гистограмма распределения коэффициента отра-

Таблица 1. **Коэффициенты отражения и рассеяния звука в зависимости от характеристик льда**

Коэффициенты	Характеристика льда			
	молодой лёд, толщина 10–30 см без снежного покрова	молодой лёд, толщина 10–30 см, снежный покров до 40 см	однолетний лёд, толщина 30–70 см, снежный покров до 50 см	многолетний лёд, толщина 180–220 см
Отражения:				
диапазон	0,5–0,6	0,3–0,5	0,15–0,25	0,02–0,05
погрешность, %	±10	±15	±20	±50
Диффузного рассеяния звука:				
диапазон	0	0,05–0,1	0,1–0,3	0,3–0,6
погрешность, %	0	±15	±20	±50

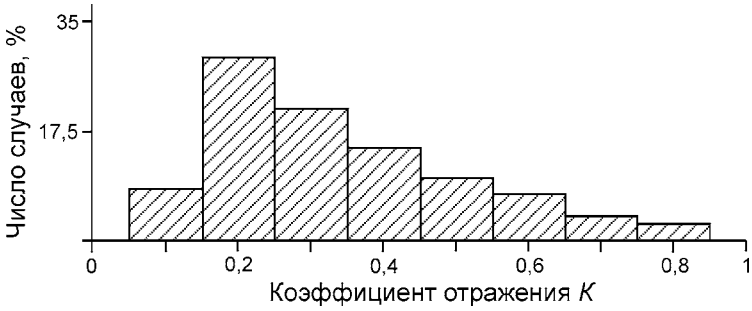

Рис. 3. Гистограмма распределения коэффициента отражения звука при нормальных углах падения лучей на поверхность льда
Fig. 3. Distribution histogram for acoustic reflectivity under normal reference angles on ice surface

жения звука при нормальных углах падения лучей на поверхность льда приведена на рис. 3.

Изучались также закономерности отражения звука при падении на наклонную поверхность подводных килей. Согласно расчётным формулам закона Снеллиса (2), следовало ожидать, что коэффициент отражения должен значительно снижаться, а при критических значениях углов – падать до нуля. В реальности коэффициенты отражения отличались от расчётных в большую сторону на 20–50% и до нуля не снижались, что объясняется диффузным характером отражения звука от рыхлой поверхности по закону Ламберта. Отмечено, что степень диффузности отражения и соответствующая потеря когерентности акустического сигнала неодинаковы для разных стадий таяния льда. Чем теплее окружающая вода, тем выше степень диффузности отражения. Диффузный характер отражения сигналов очень негативно сказывался на дальности их распространения, так как рассеянный во всех направлениях сигнал быстро затухал, не достигая второго скачка переотражения.

Доплеровское расширение спектра акустического сигнала при отражении от дрейфующего ледяного покрова оценивалось косвенным методом, поскольку измерительным комплексом этот параметр напрямую не измерялся. Доплеровский сдвиг частоты, обусловленный вертикальной составляющей скорости ледяного покрова, рассчитывался по перепаду высот осадки льда и измеренного значения горизонтальной скорости дрейфа с помощью доплеровского измерителя ADCP. Ровный лёд независимо от скорости и направления дрейфа не вызывал доплеровского сдвига частоты, поэтому такие данные не обрабатывались, хотя вертикальные колебания льда за счёт ветрового волнения и возможны. Подобные явления в ледяном покрове наблюдались сравнительно редко и учитывались при обработке данных как ветровое волнение воды. Расширение частотного спектра в зависимости от толщины льда и скорости дрейфа представлено в табл. 2.

Наибольший вклад в доплеровское расширение частотного спектра акустических сигналов вносил многолетний дрейфующий лёд с большими перепадами высот подводной части торосистых образований. Для типичной скорости дрейфа сплошного ледяного покрова около 25 см/с и скорости перепада высот отражающей поверхности льда 5 м/с зарегистрированы относительные величины доплеровского сдвига частоты порядка $2 \cdot 10^{-3}$. Полученная средняя оценка частотного сдвига однозначно определяет допустимый минимальный шаг между информационны-

Таблица 2. **Расширение частотного спектра в зависимости от толщины льда и скорости дрейфа**

Расширение спектра при скорости дрейфа	Характеристика льда			
	молодой лёд, толщина 10–30 см	однолетний лёд, толщина 30–70 см	двухлетний лёд, толщина 100–150 см	многолетний лёд, толщина 180–220 см
20 см/с:				
отн. ед.	0*	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$(0{,}1–0{,}3)10^{-3}$
погрешность, %		±20	±20	±20
30–50 см/с:				
отн. ед.	0*	$1\cdot10^{-4}$	$(3–5)10^{-4}$	$(0{,}5–1)10^{-3}$
погрешность, %		±10	±10	±20

*Для молодого льда с толщиной до 30 см расширение частотного спектра не наблюдалось.

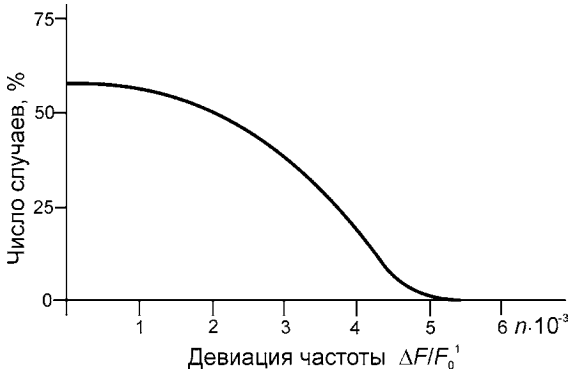

Рис. 4. Результаты единичных измерений относительного доплеровского сдвига частоты
Fig. 4. Single measurement result data referenced to Doppler frequency shift

ми каналами наблюдательной гидроакустической системы и тем самым ограничивает возможное количество частот в пределах выделенной полосы. Вариации доплеровского сдвига частоты, обусловленные характером неровностей отражающей поверхности, имеют быстропеременный характер, поэтому не поддаются прогнозированию в целях адаптации к изменчивости ледовой обстановки. Результаты единичных измерений относительного доплеровского сдвига частоты в Карском море за 2010 г. представлены на рис. 4.

Заключение

Получены вероятностные оценки акустических характеристик заснеженного ледяного покрова и количественные значения коэффициентов отражения и расширения частотного спектра акустических сигналов в зависимости от скорости дрейфа льда, характера неровностей и структуры отражающей поверхности льда, а также от высоты снежного покрова в условиях мелководных арктических морей. Показано, что при отражении звука от многолетних дрейфующих льдов с рыхлым и ажурным нижним слоем наблюдается диффузное рассеяние звука по закону Ламберта с потерей когерентности сигнала и резким сокращением информативности гидроакустической наблюдательной системы.

Доплеровское расширение частотного спектра отражённых сигналов, обусловленное резкими перепадами глубины осадки ледяного покрова и скоростью дрейфа льда, снижает информативность гидроакустической наблюдательной системы и эффективность её использования. Результаты исследований позволили обоснованно выбрать и рассчитать базовые характеристики гидроакустической аппаратуры, предназначенной для применения в составе технологической системы наблюдений за ледовой обстановкой в зоне морских технически сложных объектов.

Благодарность. Исследования, представленные в настоящей работе, проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках прикладных научных исследований по федеральной целевой программе «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014–2020 годы». Соглашение о предоставлении субсидии № 14.607.21.0009 от 05.06.2014 (уникальный идентификатор проекта RFMEFI60714X0009).

Acknowledgment. The research carried out in the present work was carried out with the financial support of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation within the framework of applied

scientific research on the federal special program «Research and Development in Priority Areas for the Development of the Scientific and Technological Complex of Russia for 2014–2020». Agreement on Grant № 14.607.21.0009 dated 05/06/2014 (unique identifier of the project RFMEFI60714X0009).

Литература

1. *Александров И.А.* Отражение звука от гладких льдов: методика и результаты расчетов // Акустический журнал. 1994. Т. 40. № 4. С. 673–676.
2. Электронный ресурс: Ice Profiling Sonar (IPS)™ https://www.aslenv.com/brochures/IPS-Brochure.pdf
3. Электронный ресурс: Workhorse Monitor ADCP http://www.teledynemarine.com/workhorse-monitor-adcp?ProductLineID=12
4. *Смирнов С.А.* Интерпретация картин ледовой обстановки на индикаторе гидролокатора бокового обзора // Тр. XII Всерос. конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». 2014. С. 54–56.
5. *Гринюк А.В., Кравченко В.Н., Пискунова О.И.* Экспериментальное исследование вертикальной структуры низкочастотных полей сигналов и помех в мелком море // Тр. XII Всерос. конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». 2014. С. 578–580.
6. *Гринюк А.В., Кравченко В.Н., Махнев Ю.В., Пискунова О.И., Трофимов А.Т.* Экспериментальная оценка затухания звука на низких частотах в различных районах Баренцева моря // Тр. XII Всерос. конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». 2014. С. 583–585.
7. *Large W.G., Yager S.G.* Diumal to Dacadal Global Forcing for Ocean and Sea Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospherie Research. Boulder. Colorado. 2004. 113 p.
8. Электронный ресурс: Sea ice index. The National Snow and Ice Data Center. University of Colorado Boulder, http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/.
9. *Malekhanov A.I., Smirnov A.V.* Signal coherence and coherence-induced effects on array output in multimode transmission channels // Proc. IX Intern. Conf. on Antenna Theory and Techniques, 2013. P. 98–102.
10. *Hackman R.H., Sammelmann G.S.* Multiple-scattering analysis for a target in an oceanic waveguide // JACA. 1988. V. 84. № 5. P. 1813–1825.
11. *Ellis D.D.* Modeling and Analysis of Target Echo and Clutter in Range-Dependent Bistatic Environments: FY13 Annual Report for ONR // Defence Research Reports, Canada, 2014. Doc. DRDC Atlantic ECR, 2013. 154 p.
12. *Janssen P.* The interaction of ocean waves and wind // Cambridge University Press. 2004. P. 43–47.
13. Теория отражения звука: Физическая энциклопедия. Т. 3. М.: БРЭ, 1992. 504 с.
14. *Данилов А.И.* Российские арктические морские и прибрежные научные экспедиционные исследования в 2017 году // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 9–20.

References

1. *Alexandrov I.A.* Reflection of sound from smooth ice: methodology and results of calculations. *Akusticheskiy zhurnal.* Acoustical Physics. 1994, 40 (4): 673–676. [In Russian].
2. Ice Profiling Sonar (IPS)™. From their Web site at: https://www.aslenv.com/brochures/IPS-Brochure.pdf
3. Workhorse Monitor ADCP. From their Web site at: http://www.teledynemarine.com/workhorse-monitor-adcp?ProductLineID=12
4. *Smirnov S.A.* Interpretation of ice situation pictures on the side-scan sonar indicator. *Trudy XII Vserossyskoy konferentsii «Prikladnye tekhnologii gidroakustiki i gidrofiziki»*. Proc. of the XII All-Russian Conf. «Applied Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics». 2014: 54–56. [In Russian].
5. *Grinyuk A.V., Kravchenko V.N., Piskunova O.I.* Experimental study of the vertical structure of low-frequency fields of signals and interference in the shallow sea. *Trudy XII Vserossyskoy konferentsii «Prikladnye tekhnologii gidroakustiki i gidrofiziki»*. Proc. of the XII All-Russian Conf. «Applied Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics». 2014: 578–580. [In Russian].
6. *Grinyuk A.V., Kravchenko V.N., Makhnev Yu.V., Piskunova O.I., Trofimov A.T.* Experimental evaluation of sound attenuation at low frequencies in various regions of the Barents Sea. *Trudy XII Vserossyskoy konferentsii «Prikladnye tekhnologii gidroakustiki i gidrofiziki»*. Proc. of the XII All-Russian Conf. «Applied Technologies of Hydroacoustics and Hydrophysics». 2014: 583–585. [In Russian].
7. *Large W.G., Yager S.G.* Diumal to Dacadal Global Forcing for Ocean and Sea_Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospherie Research. Boulder. Colorado. 2004: 113 p.
8. Sea ice index. The National Snow and Ice Data Center. University of Colorado Boulder, From their Web site at: http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/
9. *Malekhanov A.I., Smirnov A.V.* Signal coherence and coherence-induced effects on array output in multimode transmission channels. Proc. IX Intern. Conf. on Antenna Theory and Techniques, 2013: 98–102.
10. *Hackman R.H., Sammelmann G.S.* Multiple-scattering analysis for a target in an oceanic waveguide. JACA. 1988, 84 (5): 1813–1825.
11. *Ellis D.D.* Modeling and Analysis of Target Echo and Clutter in Range-Dependent Bistatic Environments: FY13 Annual Report for ONR. Defence Research Reports, Canada, 2014. Doc. DRDC Atlantic ECR. 2013: 154 p.
12. *Janssen P.* The interaction of ocean waves and wind. Cambridge University Press, 2004: 43–47.
13. *Teoriya otrazheniya zvuka. Fizicheskaya entsiklopediya*. Theory of the reflection of sound. Physical encyclopediya. Moscow: Bolshaya Rossiyskaya Entsiclopediya, 1992, 3: 504 p. [In Russian].
14. *Danilov A.I.* Russian Arctic marine and coastal scientific expeditionary research in 2017. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Studies. 2017, 4 (30): 9–20. [In Russian].

УДК 551.326 (268.53) doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-396-404

Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых

© 2018 г. К.А. Корнишин[1], П.А. Тарасов[1], Я.О. Ефимов[2], Ю.П. Гудошников[3], С.М. Ковалев[3], Е.У. Миронов[3*], Е.И. Макаров[3], А.В. Нестеров[3]

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

Studies of the ice regime in the waters of the Gulf of Khatanga in the Laptev Sea

K.A. Kornishin[1], P.A. Tarasov[1], Ya.O. Yefimov[2], Yu.P. Gudoshnikov[3], S.M. Kovalev[3], Ye.U. Mironov[3*], Ye.I. Makarov[3], A.V. Nesterov[3]

[1]PAO «NK «Rosneft», Moscow, Russia; [2]Arctic Research Center for Continental Shelf Development, Moscow, Russia; [3]Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia
*mir@aari.ru

Received December 16, 2017 *Accepted March 9, 2018*

Keywords: ***ice cover, ice regime, ice ridges, Gulf of Khatanga, Laptev Sea, stamukha.***

Summary

The study was carried out to reveal characteristics of the ice regime of poorly explored water area of the Khatanga Bay in the South-Western part of the Laptev Sea. Actuality of the research is due to the high potential of hydrocarbon reserves in the license area «Khatangsky» of the PAO «NK «Rosneft». Currently available methods of monitoring ice cover and hydrometeorological conditions throughout the year were used. The main features of the hydrological regime of the region in the ice-free period, reflected in the spatial distribution of thermohaline characteristics and sea level fluctuations, are shown. The area under investigation has specific features of the conditions for the formation of ice cover: the entire area is covered with the fast ice; the winter fresh water inflow from Khatanga and Anabar rivers results in the desalination of sea water, and this promotes formation of ice cover, which differs in crystal structure and texture from both fresh and sea ices. These factors do influence on the mechanical properties of ice, including its strength. It was found that the average and maximum values of strength of the smooth and deformed ice of the Khatanga Gulf are approximately twice as high as the similar values of the sea ice strength in the southern part of the Laptev Sea. The basic features of the spatial distribution of different types of deformations of the ice cover such as lines of ice hummocks, zones of homogeneous ice hummocking, and *stamukhas* had been determined.

Citation: Kornishin K.A., Tarasov P.A., Yefimov Ya.O., Gudoshnikov Yu.P., Kovalev S.M., Mironov Ye.U., Makarov Ye.I., Nesterov A.V. Studies of ice regime in the water area of Khatangsky Bay, Laptev Sea. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 396–404. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-396-404.

Поступила 16 декабря 2017 г. *Принята к печати 9 марта 2018 г.*

Ключевые слова: ***гряды торосов, ледовый режим, ледяной покров, море Лаптевых, стамухи, Хатангский залив.***

Цель исследований – выявить особенности ледового режима малоизученной акватории Хатангского залива в море Лаптевых. На основе круглогодичных исследований на стационаре «Хастыр» и весенних исследований с использованием вертолёта обнаружены новые особенности формирования ледяного покрова, связанные с притоком пресных вод и большого количества примесей, которые приводят к повышенной прочности льда. Установлено пространственное распределение различных видов деформированного льда.

Введение

Хатангский залив, находящийся в юго-западной части моря Лаптевых, отличается суровыми климатическими условиями: низкими температурами воздуха, штормовыми ветрами, частыми туманами и метелями, тяжёлыми ледовыми условиями [1]. Это существенно затрудняет хозяйственное освоение района и требует детального учёта природно-климатических условий региона. Геологоразведочные работы, проводимые ПАО «НК «Роснефть» на лицензионном участке «Хатангский», показывают высокие запасы углеводородов в этом районе. Планируется добыча нефти на этом участке с организацией необходимой инфраструктуры. Корректный учёт влияния неблагоприятных факторов окружающей среды на объекты промышленной инфраструктуры требует более детального знания как ледового, так и гидрометеорологического режима района. В настоящее время подобный

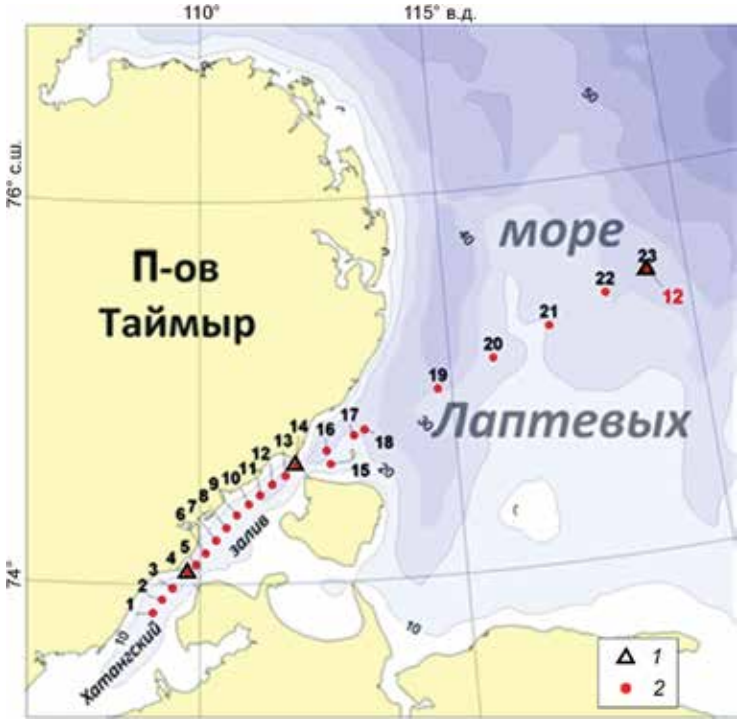

Рис. 1. Схема положения установленных автономных донных станций (АДС – *1*) и станций зондирования электропроводности, температуры и глубины (CTD – *2*) в море Лаптевых
Fig. 1. A scheme of location of the positioned self-contained bottom stations (ABS – *1*) and sounding conductivity, temperature and depths (STD – *2*) stations in the Laptev Sea

режим Хатангского залива изучен недостаточно из-за отсутствия регулярных морских экспедиций и прекращения работы полярных станций (мыс Косистый, остров Преображения) в этом регионе. К особенностям ледового режима Хатангского залива относятся: существенное влияние стока р. Хатанга на формирование ледяного покрова; продолжительный ледовый период (9–10 месяцев); распространение припая на всей акватории; толщина льда более 1,8 м; большой объём деформированного льда в виде гряд торосов и стамух [2, 3].

Цель нашего исследования – выявление гидрометеорологических условий в течение всего года и особенностей ледового режима малоизученной акватории Хатангского залива в юго-западной части моря Лаптевых с помощью современных методов мониторинга. Мы использовали автоматические донные станции, зонды для определения вертикальных профилей температуры и солёности воды, гидролокатор для выяснения рельефа нижней поверхности ледяных образований, зонд-индентор для определения прочности льда; кроме того, выполнена аэрофотосъёмка ледяного покрова с вертолёта и с беспилотного летательного аппарата [4].

Для исследования природной среды южной части моря Лаптевых и Хатангского залива с 12 по 25 августа 2016 г. с борта НЭС «Академик Трешников» (ААНИИ) проведены гидрометеорологические исследования в Хатангском заливе. На берегу п-ова Хара-Тумус, в устье р. Хастыр была высажена группа из девяти специалистов с грузом для организации временной полевой научной базы (ВПБ). Осенью 2016 г. здесь была организована ВПБ «Хастыр», на которой вели круглогодичные метеорологические, ледовые и гидрологические наблюдения. Для исследования ледового режима с 23 марта по 5 мая 2017 г. с этой базы была организована комплексная ледоисследовательская экспедиция «Хатанга-зима–2017» методом вертолётного десанта. В 2017–2018 гг. на этой базе продолжали круглогодичный мониторинг природных условий района.

Характеристика гидрометеорологических условий в летний период

Исследования гидрометеорологических условий Хатангского залива начались в августе 2016 г. в рамках экспедиции «Кара-лето–2016». В заливе и на прилегающей акватории моря Лаптевых 15 августа 2016 г. были установлены две автономные донные станции (АДС) для наблюдений за колебаниями уровня моря в безлёдный период, а 25–26 августа 2016 г. выполнено 23 CTD-зондирования (Conductivity, Temperature and Depth) водной толщи. Схема работ приведена на рис. 1.

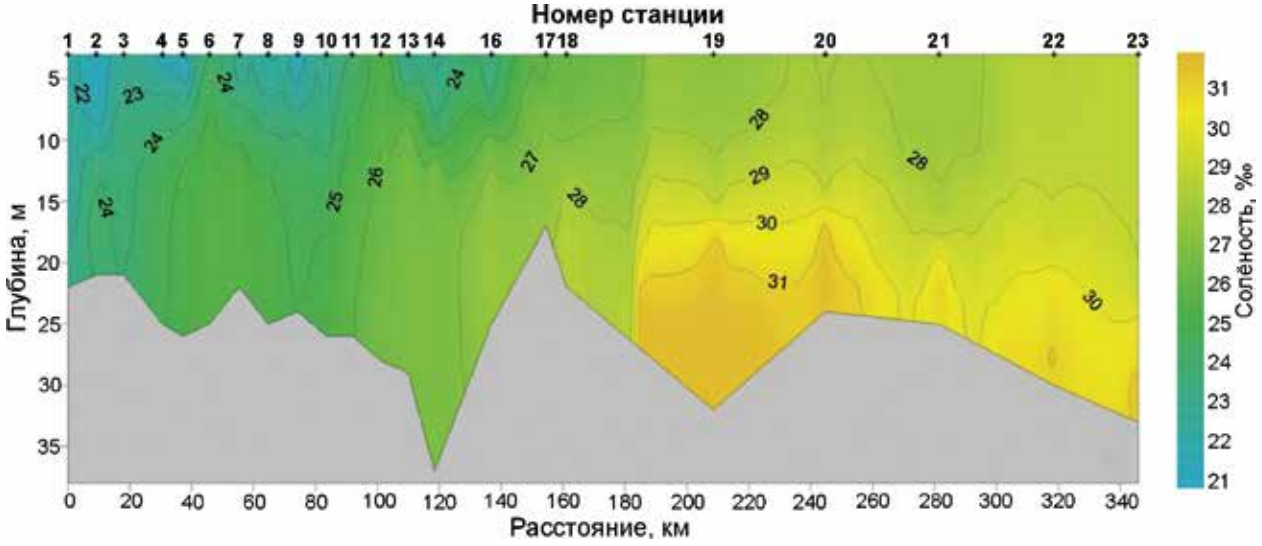

Рис. 2. Распределение солёности (‰) морской воды на океанографическом разрезе в Хатангском заливе и на выходе из него в море Лаптевых по данным экспедиции «Кара-лето–2016»
Fig. 2. Distributions of sea water salinity (‰) at oceanographic section in the Khatangsky bay and at its entrance into the Laptev Sea according to data of the expedition «Kara-summer–2016»

В результате радиационного прогрева в Хатангском заливе температура поверхностного слоя моря в августе 2016 г. достигла 4,2 °С. Минимальные значения солёности поверхностного слоя в результате влияния стока р. Хатанга составили 20,9‰ на станции (далее ст.) № 2 (рис. 2). При продвижении на северо-восток по профилю CTD-зондирований на границе Хатангского залива и мористой части моря Лаптевых в районе ст. № 16–18 температура поверхностного слоя воды опустилась ниже 0 °С, а солёность возросла до 26–27‰. В придонном горизонте, в юго-западной части разреза Хатангского залива, наблюдались воды с положительной температурой (до 2,6 °С на ст. № 1) и солёностью от 23 до 28‰. В северо-восточной части разреза температура воды была отрицательной, достигшей наименьших значений −1,5 °С в придонном слое на ст. № 19, а значение придонной солёности было наибольшим и составило 31,6‰. Данные воды образовались в летний период 2016 г. в результате смешивания водных масс моря Лаптевых и Хатангского залива.

Распределение температуры и солёности на разрезе сформировалось под влиянием интенсивной вертикальной конвекции, распространяющейся до дна и вызванной ветровым перемешиванием и приливными течениями. Минимальное значение плотности воды (1015,4 кг/м^3), определяемое давлением, температурой и солёностью, зафиксировано в поверхностном слое на ст. № 5. Максимальное значение плотности воды (1025,6 кг/м^3) наблюдалось на придонном горизонте на ст. № 19.

Продолжительность наблюдений за колебаниями уровня моря в Хатангском заливе превысила 50 суток. В проливе Северный размах колебаний уровня составила 270 см, в то время как у п-ова Хара-Тумус – 208 см. Число сгонных ситуаций за весь период наблюдений в 1,8 раза превышало число нагонных явлений. Непрерывная продолжительность нагонов не превышала шести суток, а сгонов – 22 суток. Размах колебаний уровня, вызванный сгонно-нагонными явлениями, за весь период наблюдений составил 90 см. До настоящего времени приливы в Хатангском заливе изучены недостаточно для объективного описания приливного режима. Имеются лишь приближённые и малодостоверные оценки отдельных общих характеристик приливных течений Хатангского залива, выполненные на основе суточных и полусуточных циклов измерений течений на судовых станциях [5].

На изучаемой акватории в открытом море наблюдения за его уровнем с использованием автономных донных станций проводились впервые. Полученные данные позволяют описать закономерности формирования и распространения ос-

новных волн прилива в северной части Хатангского залива, но только для летнего периода, а точнее – для августа–сентября. Для остальных периодов года ввиду сильной сезонной изменчивости характеристик прилива требуется продолжение соответствующих наблюдений.

Гармонический анализ измерений колебаний уровня моря проводился по методу наименьших квадратов с использованием методики, изложенной в работе [6]. По результатам обработки собранных материалов приливы в северной части Хатангского залива носят правильный полусуточный характер. Критерий Дуванина для обеих автономных донных станций не превышает 0,27. В сизигийно-квадратурном цикле изменчивость кривой прилива выражена резко. Отношение сизигийной величины прилива к квадратурной составляет 2,9. Возраст полусуточного прилива равен 2,9 суток, а суточного – 1,0 суток. Это означает, что при совпадении моментов наступления астрономических сизигий и максимальных склонений Луны через трое суток сизигийные приливы будут складываться с тропическими. Приливная волна распространяется по оси залива с севера на юг. Расстояние от северной автономной донной станции до южной в летний период волна прилива M_2 проходит за 116 минут. В проливе Северный среднесизигийная величина прилива в летний период составляет 166 см, а у п-ова Хара-Тумус – 102 см.

Круглогодичные исследования гидрометеорологических условий и ледяного покрова на временной полевой научной базе «Хастыр»

Программа круглогодичных гидрометеорологических исследований на базе «Хастыр» предусматривала метеорологические, актинометрические и гидрологические наблюдения. Метеорологические и актинометрические наблюдения проводились на метеорологической площадке базы. Гидрологические наблюдения включали в себя термохалинное зондирование толщи вод Хатангского залива, которое выполнялось со льда в точке постоянных наблюдений (один раз в 10 дней), а также установку двух акустических доплеровских профилографов течений: а) для измерения скорости и направления подлёдных течений в районе научной базы; б) для измерения скорости и направления подлёдных течений и наблюдений за колебаниями уровня моря в бухте Нордвик.

Полученная в ходе выполненных наблюдений информация существенно расширила представление о гидрологических условиях Хатангского залива в зимний период. Продолжительность серии наблюдений за подлёдными течениями в районе базы была более 100 суток, в бухте Нордвик – 24 суток. Характерные значения температуры и солёности для Хатангского залива по наблюдениям в зимний период составили $-1{,}2 \div -1{,}4$ °C и 22–26‰ (плотность воды 1018–1021 кг/м^3). На характер подлёдных течений в районе существенно влияют приливные силы. В вертикальном распределении, как правило, прослеживается неоднородность на придонных горизонтах за счёт сложного рельефа дна. Максимальная скорость подлёдных течений не превышает 40 см/с.

Ледовые исследования на базе «Хастыр» состояли из визуальных ледовых наблюдений, выполняемых в непосредственной близости от полевой базы с высокого берега, а также инструментальных наблюдений за физическими, морфометрическими, динамическими и механическими характеристиками ледяного покрова, которые вели в точках постоянных наблюдений на акватории залива. Визуальные ледовые наблюдения, выполняемые ежедневно, включали в себя оценку (в баллах) количества припая, дрейфующего льда и чистой воды, сплочённости дрейфующего льда, торосистости и разрушенности льда, заснеженности и загрязнённости припая. Наблюдения за морфометрическими характеристиками и физическими свойствами льда предусматривали измерения толщины, температуры, солёности и плотности льда, толщины снега, возвышения льда над уровнем воды, а также описание текстуры льда. При анализе прочностных характеристик льда измерялась прочность образцов льда при одноосном сжатии, прочность круглых образцов льда при центральном изгибе, локальная прочность в условиях всестороннего сжатия и прочность при изгибе консольных балок на плаву [7].

Исследуемый район имеет некоторые специфические особенности условий формирования ледяного покрова:

1) весь район покрыт припайным льдом, сформировавшимся в начале зимнего периода и достигшим в мае 2017 г. толщины на ровных участках до 1,8–2,0 м;

2) в распреснённой воде при нарастании льда захватывается меньше растворённых в воде солей, чем при замерзании морской воды, поэтому лёд становится менее солёным;

3) наличие стока пресных вод суши, близкое расположение заприпайной полыньи, малые глубины акватории и наличие стабильной температурной стратификации воды от нижней поверхности льда существенно влияют на образование внутриводного и донного льда, который, в свою очередь, обусловливает строение льда и содержит значительное количество неорганических включений не только в виде мелких зёрен грунта, но и камней размером в несколько сантиметров;

4) подлёдные течения создают условия для пространственной упорядоченности волокнистых кристаллов льда, что приводит к выраженной пространственной анизотропии некоторых физических и механических свойств льда.

Все перечисленные факторы влияют на кристаллическое строение морского льда данного региона и его текстуру, от которых зависят механические свойства льда, в том числе его прочность. Прочностные свойства морского льда этого района – очень высокие. Значения прочности отдельных круглых пластин ровного льда при центральном изгибе в феврале 2017 г. превышали 3,5 МПа, что значительно больше прочности круглых пластин морского льда. Прочности при одноосном сжатии некоторых образцов льда, выбуренных как перпендикулярно, так и параллельно поверхности намерзания, более чем вдвое превышали максимальные прочности морского льда. Максимальные значения локальной прочности ровного льда также почти в 2 раза больше максимальных значений локальной прочности ровного морского льда более мористой части акватории моря Лаптевых [7].

Исследования ледяного покрова в зимне-весенний период

На акватории Хатангского залива ледовые изыскания ранее не проводились, поэтому измерений характеристик ледяного покрова (морфометрия торосов, стамух и припая, физико-механические свойства льда, динамика льда и др.) недостаточно для получения исходных значений при расчёте ледовых нагрузок и других необходимых параметров. Припай Хатангско-Анабарского района представляет собой область сильно деформированного льда. Толщина ровного льда Хатангского района изменялась в диапазоне 1,4–2,25 м, следовательно, разброс изменения толщины льда составляет 0,85 м. Разница в толщине льда определяется главным образом временем формирования ледяных полей. До становления припая в дрейфующем льду образуются разводья, которые, замерзая, дают начало нарастанию новых ледяных полей. Данный эффект касается в основном Анабарского залива. Толщина снега на полях ровного льда в период измерений составляла в среднем около 5 см.

К характерным ледяным образованиям деформированного состояния льда относятся: однородные зоны разной степени торошения льда; гряды торосов; отдельные стамухи; системы стамух. Анализ пространственного распределения деформированного льда позволяет выделить районы с преобладанием различных характерных ледяных образований: Анабарский залив, бухту Нордвик, Хатангский залив, проливы Северный и Восточный. Особенности пространственного распределения разных видов деформации припайного льда заключаются в следующем:

1) деформированное состояние припайного льда Хатангско-Анабарского района имеет географические особенности, обусловленные батиметрией района и орографией береговой черты;

2) бухта Нордвик, Хатангский залив, пролив Северный и Анабарский залив характеризуются преобладаем тех или иных видов деформированного льда (отдельные стамухи, системы стамух и гряды торосов) в различных локальных районах (рис. 3);

3) генезис формирования и динамика структур типичных ледяных образований связаны с приливо-отливными явлениями.

Из-за малых глубин (до 10 м) на акватории Хатангского залива наиболее мощные ледяные образования – стамухи, т.е. торосистые образования, сидящие на грунте. За период экспедиции исследовано 16 стамух и 24 гряды торосов. При этом использовались метод водяного термобурения, тахеометрическая и гидролокационная съёмки, аэрофотосъёмка с вертолёта и беспилотного летательного аппарата. Максимальные значения паруса (14,5 м) и общей толщины (24,4 м) зафиксированы на стамухе, исследованной в бухте Нордвик,

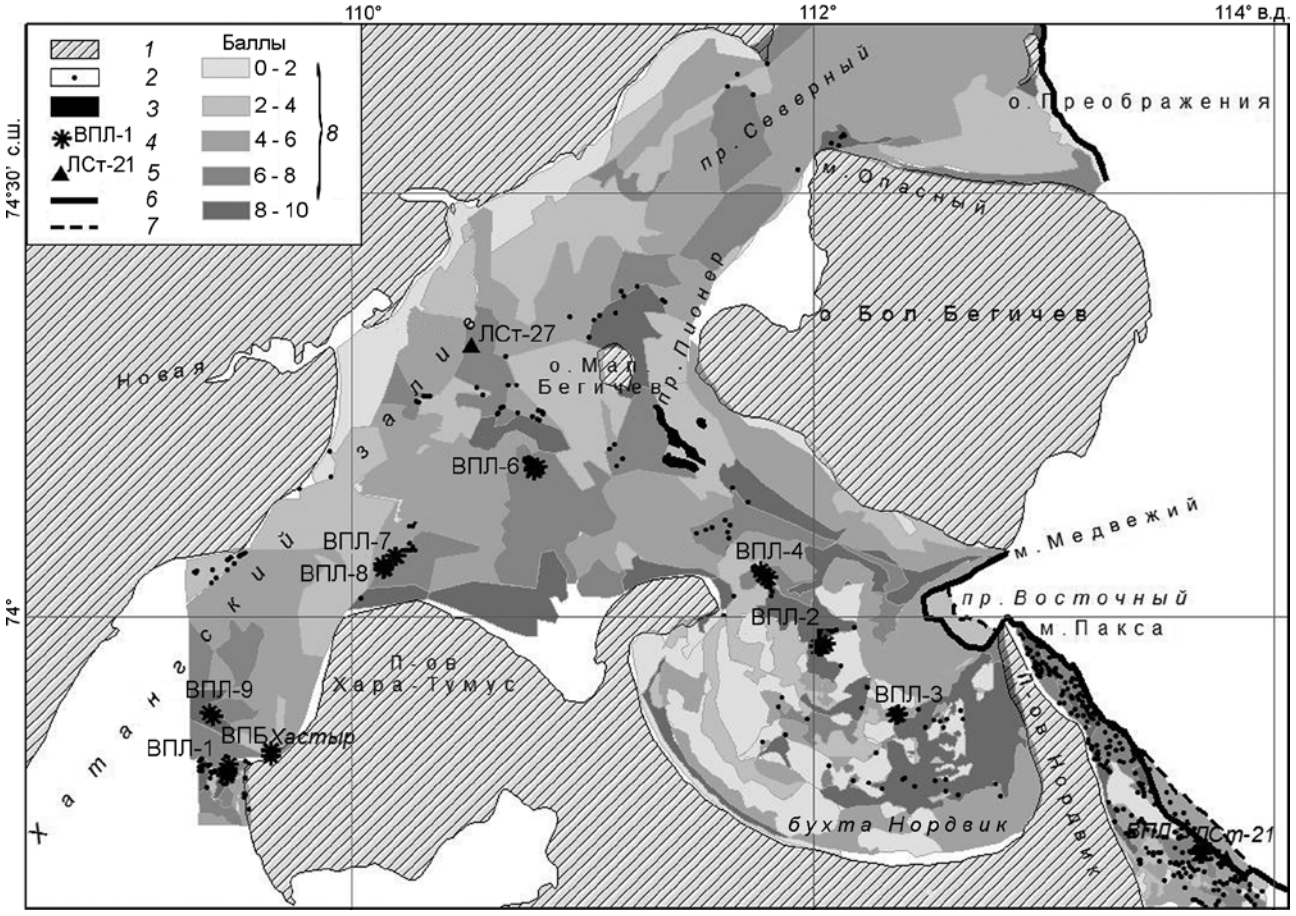

Рис. 3. Пространственное распределение деформированного льда в Хатангско-Анабарском районе:
1 – береговая зона; *2* – стамуха; *3* – системы стамух; *4* – временный ледовый лагерь; *5* – ледовая станция; *6* – граница первичного припая; *7* – граница вторичного припая; *8* – зоны торосистого льда с разной интенсивностью, баллы
Fig. 3. Spatial distribution of the deformed ice in the Khatangsky and Anabarsky area:
1 – shore zone; *2* – stamukha; *3* – systems of stamukhas; *4* – temporary ice camp; *5* – ice station; *6* – boundary of primary fast ice; *7* – boundary of secondary fast ice; *8* – zones of ice with different concentration of ice ridges, points

а максимальное значение киля (10,3 м) – на стамухе, изученной вблизи мыса Хастыр. Средние значения высот парусов (5,8 м), осадок килей (8,2 м) и общей толщины (13,5 м) в стамухах также довольно значительны. Отношение киль/парус в среднем для всех стамух составило 1,75, что существенно меньше аналогичного значения для торосов, так как в стамухах на соотношение киля и паруса определяющее влияние оказывает глубина места [8, 9]. В связи с этим в отличие от гряд торосов более характерная величина для оценки вертикальных размеров стамух – общая толщина (парус плюс киль) стамухи. Гистограмма общей толщины измеренных стамух приведена на рис. 4. Эмпирическое распределение общей толщины льда в стамухах наилучшим образом аппроксимируется гамма-распределением.

Гидролокационная съёмка позволяет исследовать рельеф нижней поверхности гряд торосов и стамух и получать двумерное распределение глубины килей ледяных образований. Совместный анализ тахеометрической и гидролокационной съёмки гряд торосов и стамух даёт возможность оценивать объёмные характеристики ледяного образования, строить 3D-модели и исследовать форму ледяного образования. С помощью анализа 3D-моделей выделено несколько характерных типов ледяных образований, отличающихся формой поперечного сечения – треугольной, трапециевидной или многовершинной, образованной в результате взаимодействия нескольких торосистых образований. Разные типы торосистых образований различаются соотношением ширины и осадки киля гряды тороса. Отдельный вид ледяного образования – ста-

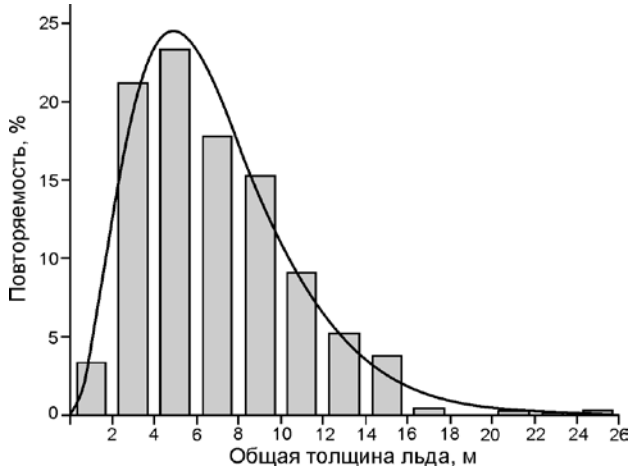

Рис. 4. Распределение общей толщины льда в стамухах. Сглаженной кривой показана аппроксимация эмпирических данных гамма-распределением

Fig. 4. Distribution of total ice thickness in the grounded hummocks.
Smoothed curve is shown approximation of empirical data by Gamma distribution

муха, киль которой внедряется в дно, в результате чего меняется соотношение парус/киль. В качестве примера на рис. 5 показаны трёхмерные модели гряды тороса и стамухи. Для построения изображения гряды тороса использовались данные тахеометрической и подводной гидролокационной съёмок. При построении изображения стамухи дополнительно привлекались расчётные данные по консолидированному слою, полученному при термобурении, который выделен тёмным цветом. Из рис. 5 хорошо видно, что в структуре тороса преобладает подводная часть (93–97% объёма), а в структуре стамухи килевая часть составляет только 65–70% объёма всей стамухи.

Анализ текстуры, вертикального распределения солёности и плотности ровного припайного льда, а также солёности воды в подлёдном слое позволил выделить в исследуемом районе четыре участка: Анабарский залив, бухту Нордвик, часть Хатангского залива севернее п-ова

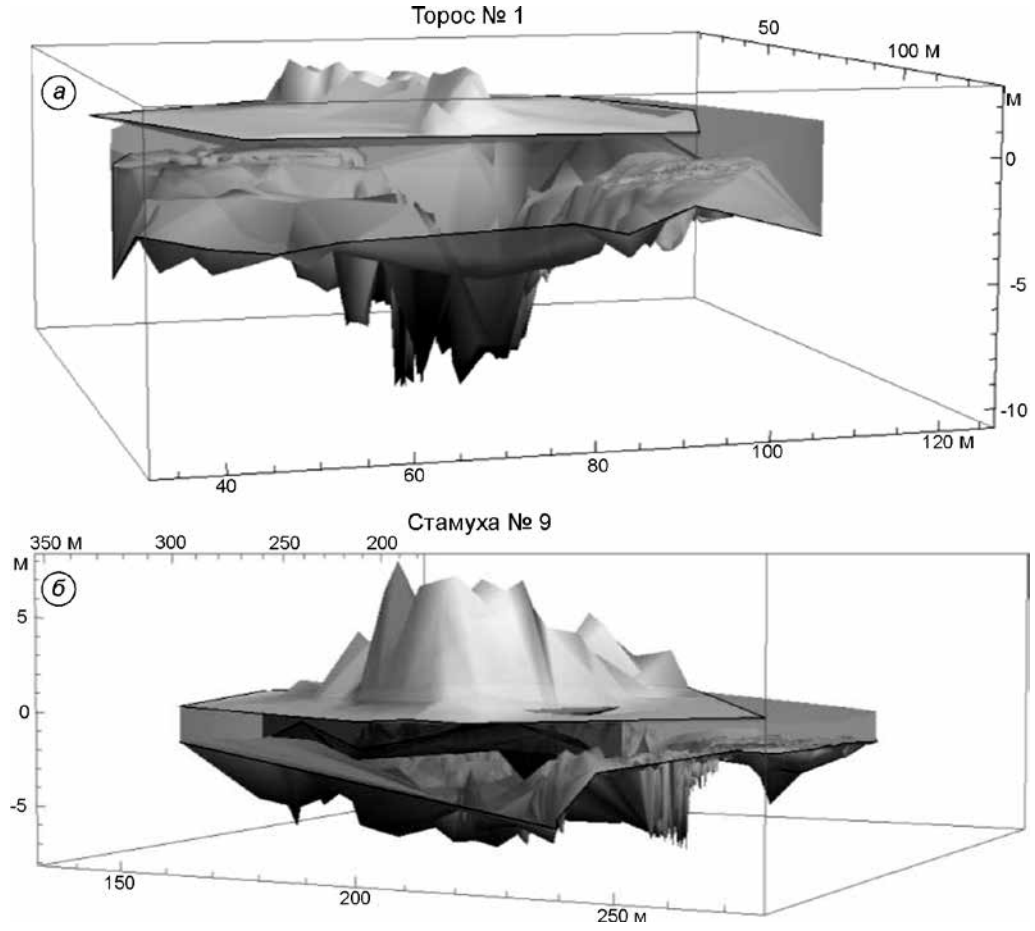

Рис. 5. Трёхмерное изображение гряды тороса (*а*) и стамухи (*б*)
Fig. 5. Three-dimensional image of the ridge of hummock (*а*) and grounded hummock (*б*)

Хара-Тумус и центральная часть Хатангского залива на траверзе мыса Преглубого. Наибольшую солёность имеет вода в северной части Анабарского залива, постепенно опресняясь к бухте Нордвик и к северной части Хатангского залива, становясь ещё более распреснённой в центральной части Хатангского залива. Все указанные районы расположены на стыке формирования льда различных групп по солёности воды – «В» (морские льды) и «Б» (льды распреснённых водоёмов), граница между которыми проходит по значению солёности воды 24,7‰, согласно классификации Н.В. Черепанова [10].

Строение и физические свойства льдов группы «Б» пока изучены недостаточно. Особенность льдов этой группы – разнообразие кристаллических форм и развитие небольших кристаллов. Наличие кристаллов внутриводного льда, наблюдающееся во всём районе, способствует поступлению их к фронту кристаллизации и формированию льда типа Б6, Б5 и Б4. Средняя солёность деформированного льда ниже, чем на ровных участках. Это связано с тем, что часть льда в торосах, и особенно в стамухах, находится выше уровня воды, и в этой части в весенний период происходит стекание рассола и опреснение льда. Кроме того, в местах деформации льда идёт интенсивное снегонакопление, которое способствует росту температуры льда. Более тёплый лёд сильнее подвержен процессам термометаморфизма по сравнению с холодным, поэтому и стекание рассола с образованием вторичных солевых включений в таком льду протекает более интенсивно.

Плотность льда зависит от количества и размеров воздушных, солевых и неорганических включений, кристаллического строения, температуры льда и других факторов. Средние значения плотности ровного льда для разных районов не сильно различаются, но сохраняется тенденция к уменьшению плотности от бухты Нордвик и Анабарского залива к центральной части Хатангского залива, что согласуется с распреснением льда по мере приближения к р. Хатанга. На рис. 6 показана зависимость средней плотности ровного припайного льда от средней солёности этого льда в четырёх выделенных районах.

Плотность деформированного льда варьирует в широких пределах, но в целом средняя плотность льда в торосах и стамухах ниже плотности ровных льдов. Плотность конкретных участков

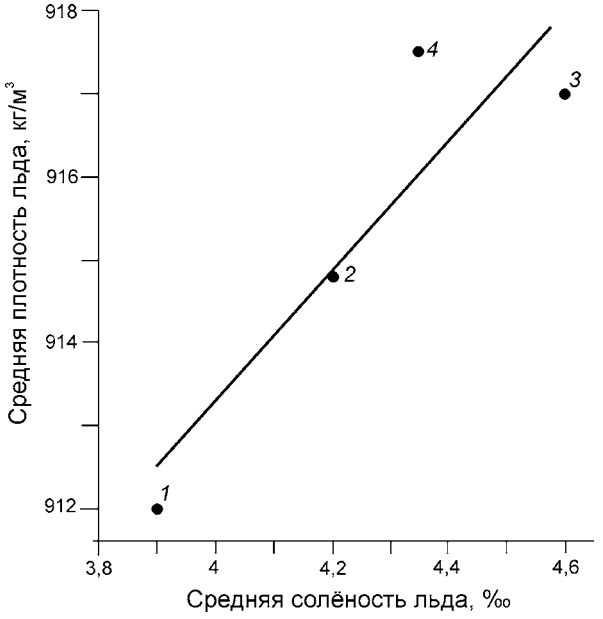

Рис. 6. Зависимость средней плотности ровного припайного льда в четырёх районах от средних значений солёности этого льда

Fig. 6. Dependence of the mean density of level fast ice in four areas on mean salinity values of this ice

всторошенного льда зависит в основном от плотности льда в блоках, слагающих торос, плотности соединительных участков, наличия набивного и шугового льда. Особенности строения и физические свойства обусловили высокие прочностные свойства льда этого района в весеннее время. Максимальные значения прочности ровного и деформированного льда на сжатие и изгиб примерно в два раза превышают аналогичные значения прочности морского льда. Средние прочностные характеристики ровного льда для разных районов не сильно различаются, но сохраняется тенденция к увеличению прочности на 6–8% от бухты Нордвик и Анабарского залива к центральной части Хатангского залива, что согласуется с распреснением льда по мере приближения к р. Хатанга.

Заключение

В 2016–2017 гг. авторами выполнены комплексные метеорологические, гидрологические и ледовые исследования на Хатангском лицензионном участке. Впервые получены инструментальные данные о колебаниях уровня моря, морфометрии гряд торосов и стамух, физико-механических

свойствах льда, которые существенно расширили современные знания о ледовом режиме Хатангского залива и прилегающей акватории моря Лаптевых. Установлено, что ледяной покров Хатангского залива сформирован распреснёнными льдами группы «Б», по классификации Н.В. Черепанова. Определены физико-механические характеристики ровного льда и ледяных образований. Средние значения солёности и плотности льда в разных локальных районах близки, но существует тенденция их увеличения от центральной части Хатангского залива к бухте Нордвик и Анабарскому заливу.

Прочностные свойства льда этого района в весеннее время высокие. Максимальные значения прочности ровного и деформированного льда на сжатие и изгиб примерно в 2 раза превышают аналогичные значения прочности льда в южной части моря Лаптевых. Выявлены закономерности пространственного распределения различных видов деформированного льда – отдельных стамух, систем стамух и гряд торосов, на основе которых выделены локальные районы: Анабарский залив, бухта Нордвик, Хатангский залив, проливы Северный и Восточный. Полученные результаты будут использованы на различных стадиях освоения углеводородных месторождений на лицензионном участке «Хатангский», который расположен на акватории Хатангского залива и прилегающей части моря Лаптевых.

Благодарность. Исследования выполнены в рамках инновационной деятельности ПАО «НК «Роснефть».

Acknowledgements. The investigations were performed as part of the innovative activity of Public joint-stock company «NK «Rosneft».

Литература

1. Атлас Арктики. М.: ГУНИО, 1985. 204 с.
2. *Карелин И.Д., Карклин В.П.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: Изд. ААНИИ, 2012. 180 с.
3. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: Изд. ААНИИ, 2010. 320 с.
4. *Миронов Е.У., Гудошников Ю.П., Смирнов В.Н.* Современные методы ледовых исследований и изысканий на шельфе арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 57–68.
5. *Коптева А.В.* Приливо-отливные явления моря Лаптевых // Тр. АНИИ. 1954. Т. 69. 207 с.
6. *Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд. Русского геогр. об-ва, 1999. 109 с.
7. *Корнишин К.А., Павлов В.А., Смирнов В.Н., Нюбом А.А., Ефимов Я.О.* Определение локальной прочности льда с помощью скважинного зонда-индентора в морях Карском и Лаптевых // Науч.-техн. вестн. ОАО «НК «Роснефть». 2016. № 2. С. 85–89.
8. Ледяные образования Западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб.: Изд. ААНИИ, 2006. 240 с.
9. *Миронов Е.У., Порубаев В.С.* Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 49–61.
10. *Черепанов Н.В.* Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.

References

1. *Atlas Arktiki.* Atlas of the Arctic. Moscow: GUNIO, 1985: 204 p. [In Russian].
2. *Karelin I.D., Karklin V.P. Pripay b zapripaynie polinyi arcticheskih morey sibirskogo shelfa v konce XX – nachale XXI veka.* Fast ice and flow polynyas in the Arctic seas of Siberian shelf in the end of XX – beginning of XXI centuries. Saint-Petersburg: Publishing office of AARI, 2012: 180 p. [In Russian].
3. *Opasnye ledovye yavleniya dlya sudokhodstva.* Dangerous ice phenomena for navigation in the Arctic. Edited by E.U. Mironov. Saint-Petersburg: Publishing office of AARI, 2010: 320 p. [In Russian].
4. *Mironov E.U., Gudoshnikov Yu.P., Smirnov V.N. Sovremennye metody ledovykh issledovaniy i izyskaniy na shelfe arkticheskikh morey.* Modern methods of ice investigations and surveys on the shelf of Arctic seas. Problems of the Arctic and Antarctic. 2015. № 1 (103): 57–68. [In Russian].
5. *Kopteva A.V. Prilivo-otlivnye yavlenya morya Laptevykh.* Tidal phenomena of the Laptev sea. *Tr. AANII.* Proc. of AARI. 1954, 69: 207 p. [In Russian].
6. *Voynov V.G. Prilivnye yavlenya v Karskom more.* Tidal phenomena in the Kara sea. Saint-Petersburg: Publishing office of the Russian Geographic Society, 1999: 109 p. [In Russian].
7. *Kornishin K.A., Pavlov V.A., Smirnov V.N., Nyubom A.A., Efimov Ya.O.* Determination of local ice strength using downhole sonde-indenter in the Kara and Laptev seas. *Nauchno-tekhnicheskiy vestnik OAO «NK «Rosneft'».* Scientific and technical bulletin of OAO «NK «Rosneft». 2016, 2: 85–89. [In Russian].
8. *Ledyanye obrasovanya Zapadnoy Arktiki.* Ice formations of western Arctic. Ed. G.K. Zubakin. Saint-Petersburg: Publishing office of AARI, 2006: 240 p. [In Russian].
9. *Mironov E.U., Porubaev V.S.* Statistical model of the hummock ridge morphometry in the south-west part of the Kara sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2011, № 3 (89): 49–61. [In Russian].
10. *Cherepanov N.V. Klassifikatsiya ldov prirodnykh vodoyomov.* Classification of ice of natural water bodies. *Tr. AANII.* Proc. of AARI. 1976, 331: 77–99. [In Russian].

УДК 551.326.85 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-405-416

Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа

© 2018 г. Г.С. Бордонский*, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев, А.О. Орлов, С.В. Цыренжапов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия
*lgc255@mail.ru

Characteristics of opening in the ice cover formed by the gas vents

G.S. Bordonskiy*, S.D. Krylov, A.A. Gurulev, A.O. Orlov, S.V. Tsyrenzhapov

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

Received January 22, 2018 *Accepted May 5, 2018*

Keywords: ***channel in ice, gas venting, ice cover, ice dome, ice steamthrough, microwave radiometry.***

Summary

«*Proparina*» (russ) is a small hole in the ice cover formed by steaming of the ice by the gas vents. Some characteristics of this phenomenon were studied by the example of formation of one *proparina* found in March 2015 in the ice cover of the shallow eutrophic Lake Shakshinskoye (Trans-Baikal Region). The interest in this object is due to the fact that a *proparina*, unlike a *polynya* (small water opening in ice), is formed after the establishment of the ice cover and it can appear in those parts of a reservoir where there is no clearly expressed inflow or outflow of water. Although *proparinas* do often occur on some water bodies, e.g. Lake Baikal, a detailed description of their structure and process of formation is not available. Research on features of the *proparina* in the ice of the Lake Shakshinskoye and adjacent areas of this reservoir was carried out on March 25 and 28 in 2015. Melting at the lower and upper ice cover boundaries started at that time, and it was found that the *proparina* under investigation was formed in the center of a dome-shaped area where the ice thickness decreased compared to the adjoining parts within a distance of 200 meters. Gradient of the lower surface in the dome was on average 5 centimeters per 100 meters at a distance from the center. We found a narrow channel in the ice through which gas came into the *proparina* in the form of separate portions. The maximum recorded volume of gas that came into the open *proparina* reached 10 l/min. The channel is supposed to be formed at the end of winter period due to the release of gas during the melting of the lower layers of the ice cover and the subsequent movement of gas bubbles into the center of the dome. To study the ice cover structure, we measured thermo-microwave self-radiation of the "ice-water" system in the centimeter range. Such measurements allow detecting changes in ice thickness with an accuracy of 1 cm. It is assumed that the accumulation of gases under the ice causes the instability of the water column due to warming by the heat flow from the bottom layers and initiates the circulation and, thus, formation of *proparina*.

Citation: Bordonskiy G.S., Krylov S.D., Gurulev A.A., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V. Characteristics of opening in the ice cover formed by the gas vents. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 405–416. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-405-416.

Поступила 22 января 2018 г. *Принята к печати 5 мая 2018 г.*

Ключевые слова: ***газоотделение, каналы во льду, ледяной купол, ледяной покров, микроволновая радиометрия, пропарина.***

В ледяном покрове пресного озера Шакшинское (Забайкальский край) изучена пропарина, которая образуется после установления ледяного покрова и появляется в тех частях водоёма, где отсутствуют выраженные приток и сток вод. Пропарина размером 2 × 3 м^2 сформировалась в вершине ледяного купола диаметром около 400 м. Обнаружен узкий канал, по которому в пропарину поступал газ, выделяющийся при таянии нижних слоёв ледяного покрова. Предполагается, что локальное накопление газов нарушает устойчивость столба воды из-за его разогрева потоком тепла из донных слоёв, приводит к возникновению циркуляции и образованию пропарины.

Введение

Ледяные покровы водоёмов в зимний период подвергаются метаморфизму с формированием различных структур. Некоторые из них образуются приблизительно на одних и тех же участках ледяного покрова, отражая геологические и гидрологические особенности водоёма [1–3]. Например, в ледяном покрове оз. Байкал возникают локализованные структуры – пропарины, представляющие собой области размером от метра до сотен метров, где ледяной покров от-

сутствует или имеет незначительную толщину по сравнению с окружающими областями [1]. Пропарину отличают от полыньи тем [4], что она образуется после установления ледяного покрова. Многочисленные наблюдения показывают, что пропарины связаны с донным газоотделением или возникают под действием течений [1, 3], однако детальное описание механизма образования пропарин и их структуры отсутствует. Процесс образования пропарин и особенности их строения интересны для понимания структурообразования в криосфере (например, такие объекты есть в Арктике [5]), а также в связи с их опасностью для транспортных средств при передвижении по льду в зимнее время. Поскольку пропарины во многих случаях приручены к участкам донного газоотделения, то по их появлению можно судить о наличии донных органических отложений, газирующих месторождений и деструкции газогидратов [3].

Информация о структуре и параметрах пропарин в литературе ограничена. Наиболее характерные черты пропарины – её небольшие размеры ~1÷100 м, а также отсутствие в водоёме, вблизи их появления, выраженных течений. Детального описания механизма образования пропарин и их структуры нет. Возможно, это связано с тем, что, несмотря на кажущуюся простоту объекта, они образуется в сложной системе атмосфера – снежно-ледяной покров – водная среда. Эта система характеризуется нелинейными свойствами из-за фазового превращения воды при разрушении ледяного покрова, зависимости плотности воды от температуры и особых свойств переохлаждённой воды в интервале от 0 до −45 °C [5, 6]. Яркий пример необычных свойств слоистых структур – так называемая «отрицательная теплоёмкость», когда в воде, стратифицированной с глубиной по двум параметрам (например, температуре и плотности), может возникать нагрев некоторой области столба при оттоке тепла или, наоборот, охлаждение слоёв при притоке в них тепла [7]. Известны и другие объекты с аномальным поведением, например, «солевой осциллятор» в морском льду, в котором возникают медленные периодические вертикальные движения воды в капиллярах [8]. Поэтому можно ожидать появления структурных особенностей в ледяных покровах различного типа водоёмов в условиях выраженных изменений тепловых потоков через них, например, для озёр в малоснежных районах с резко континентальным климатом.

Весной 2015 г. в середине марта поступило сообщение об обнаружении во льду оз. Шакшинское (группа Ивано-Арахлейских озёр Забайкальского края) образования, похожего на пропарину. При его вскрытии наблюдали резкий выброс газа, напоминающий взрыв. 25 марта 2015 г. на указанное место прибыла группа специалистов Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (ИПРЭК СО РАН). Обнаруженный необычный участок ледяного покрова имел толщину 20–30 см, его размеры составляли около 2×3 м^2. На удалении 0,5 м от границ образования толщина льда была приблизительно 90 см, что близко к среднему значению по акватории озера. По всем признакам была обнаружена пропарина, на что указывали небольшая толщина льда, локализация объекта в виде колодца с крутыми стенками, заметное выделение газа.

Задача настоящей работы – изучение особенностей ледяного покрова в области пропарины, образованной выходами газов. Необходимо было найти такие структурные особенности в области пропарины, которые помогли бы объяснить возникновение особых гидродинамических структур, способных вызвать локальное таяние льда.

Объект исследования

В отличие от оз. Байкал пропарина на оз. Шакшинское образовалась в мелководном озере, и можно ожидать, что связана она с особенностями метаморфизма ледяного покрова. Фотография обнаруженной пропарины дана на рис. 1. Ранее за время научных наблюдений за группой Ивано-Арахлейских озёр в течение 50 лет подобного объекта не наблюдали, но были отдельные сообщения о выбросах газа при вскрытии ледяного покрова. Данный район – достаточно населённый, на берегу озера находится с. Беклемишево, поэтому обнаруженная пропарина в данном водоёме, по-видимому, редкое явление. Оз. Шакшинское расположено в 51 км от г. Чита, на отрогах Яблонового хребта, на высоте 964 м над ур. моря. Оно неглубокое, эвтрофированное, имеет размеры до 10 км, вода пресная

Рис. 1. Фотография пропарины, 28 марта 2015 г.
Fig. 1. Photo of the ice streamthrough, 28.03.2015

гидрокарбонатная натриево-кальциевая с минерализацией 120–150 мг/л. В условиях резко континентального климата и безоблачной атмосферы зимние температуры воздуха в данном районе опускаются до −45 °С с сильными суточными колебаниями, достигающими 30 °С. Становление льда происходит в конце октября – начале ноября. Верховая вода, т.е. начало таяния верхних слоёв, наблюдается в начале апреля.

Зима 2014/15 г., возможно, была самой тёплой за последние десятилетия с незначительными осадками. Более 50% поверхности льда в конце зимнего периода было оголено, что позволило наблюдать особенности структуры ледяного покрова перед его таянием. Толщина льда в конце марта 2015 г. составляла 90–100 см, в то время как 30 лет назад, по измерениям авторов, толщина была 170–190 см при снежном покрове 10–20 см. В 2017/18 г. толщина ледяного покрова в этом же месяце составила 130 см.

Особенность оз. Шакшинское и его ледяного покрова заключается в заметном донном отделении газов за счёт деструкции донных органических отложений и их накоплении во льду [9]. Данная особенность исследовалась авторами ранее для разработки методики дистанционного определения газирующих объектов, выходящих под дно водоёмов, покрытых пресным неподвижным льдом. С этой целью в конце 1980-х годов были выполнены, одни из первых в мировой практике, измерения собственного радиотеплового излучения ледяного покрова с борта самолёта ИЛ-14 с радиометром двухсантиметрового диапазона. Показано, что скопление мелких газовых пузырьков на нижней границе покрова можно обнаружить по приращению радиояркостной температуры. Радиоизображение ледяного покрова при длине волны 2,3 см, полученное в декабре 1989 г., приведено на рис. 2, *а*, а на рис. 2, *б* дана батиметрическая карта озера. На карте радиояркостной температуры выделяются области её повышенных значений, которым соответствовали участки с захваченными льдом газовыми пузырями. Видны также многочисленные участки льда, неоднородные по структуре. Полученная информация оказалась полезной для выяснения возможной причины появления пропарины (отмечена на рис. 2, *а* белым крестом). Эти данные соответствовали представлениям о причине появления такой структуры, определяемой накоплением в ледяном покрове газовых включений. Позже газовые включения исследовали и спутниковым радарным методом, и приземными радиометрическими измерениями [10], в процессе которых было рекомендовано, наряду с космическими радиолокаторами с разрешением 1–10 м, использовать радиометрические системы, устанавливаемые

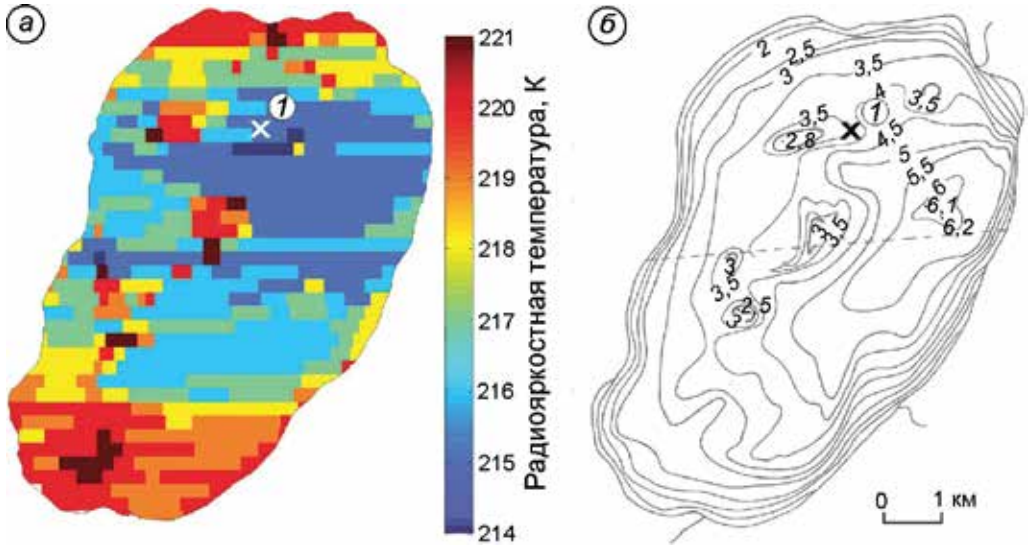

Рис. 2. Радиоизображение ледяного покрова оз. Шакшинское в условных цветах по микроволновым радиометрическим измерениям радиояркостной температуры при длине волны 2,3 см с борта самолёта АН-2 в декабре 1989 г. (*а*, *1* – область пропарины, обнаруженной в марте 2015 г.) и батиметрическая карта озера (*б*)
Fig. 2. The radio image of the ice cover of the Lake Shakshinskoe in conditional colors by microwave radiometer brightness temperature measurements at 2.3 cm wavelength from the aircraft AN-2 in December 1989. (*а*, *1* – the ice streamthrough region discovered in March 2015) and bathymetric map of the Lake Shakshinskoe (*б*)

на низколетящие носители для достижения пространственного разрешения около 1 м.

Методика исследований

Методика исследований предусматривала использование методов прямого измерения параметров объекта (толщина льда, глубина озера, температура воды, сбор и анализ газа, поступающего в пропарину), а также бесконтактного метода микроволновой радиометрии, позволяющего измерить ряд параметров льда, в том числе его толщину [11].

Толщину льда определяли при бурении покрова и последующего прямого измерения с точностью около 1 см. Температура до глубины 1,2 м измерялась переносным термометром GTH175/MOP. Для больших глубин использовался откалиброванный терморезистор. Погрешность измерений – 0,1 °С. Сбор газов вели в пластиковые ёмкости, предварительно заполненные водой озера, с последующим её вытеснением газом при помещении сосуда в канал с движущимся газом. Из-за бурного выделения газа эта операция происходила очень быстро. Газы анализировали в химико-аналитической лаборатории ООО ПГК «Сибгеоком» (г. Иркутск). Проведены также измерения содержания радона в пробах газа с помощью переносного прибора «Альфарад +» производства НТМ-Защита. Также измеряли общую концентрацию соли кондуктометрическим способом по высоте покрова при растапливании проб льда. Точность относительных измерений составила 0,2 мг/дм^3.

Для изучения особенностей структуры льда (его толщины, наличия газовых включений, загрязнения солями) без его разрушения использовалась ранее разработанная методика микроволновых радиометрических измерений [10, 12]. При установке микроволнового радиометра вблизи поверхности льда можно получить пространственное разрешение около 0,1 м. Был выбран сантиметровый диапазон, его длинноволновый участок. Данная область спектра оптимальна по ряду причин: высокая проникающая способность излучения в среду, незначительные интерференционные явления в слое льда толщиной 0,3–1 м при обычно используемых полосах частот 0,5 ГГц, а также практически полное отсутствие влияния сухого снежного покрова толщиной в десятки сантиметров на измеряемые параметры. При измерениях использо-

Рис. 3. Фотография микроволнового радиометра, установленного на сани
Fig. 3. Photo of a microwave radiometer mounted on a sledge

вали компенсационный радиометр на среднюю длину волны 7 см (частота 4,3 ГГц) с флуктуационным порогом чувствительности 0,02 K при постоянной времени 1 с, который был изготовлен в ИПРЭК СО РАН. Такой прибор мог измерять изменение толщины льда около 1 см при толщине льда около 1 м по приращениям радиояркостной температуры. Фотография радиометра с автономным источником питания, установленного на сани, дана на рис. 3.

Результаты исследования

Исследование пропарины выполняли 25 и 28 марта 2015 г. Однако в это время началось таяние верхней границы льда с последующим разрушением ледяного покрова, что не позволило продолжить дальнейшие исследования. 25 марта удалось наблюдать визуально за особенностями структуры льда близлежащих к пропарине областей, а также выполнить измерения температуры воды и толщины льда. 28 марта проведены более детальные измерения температуры воды, толщины ледяного покрова, отобраны пробы воды, льда и газа, а также выполнены микроволновые радиометрические измерения. Для изучения неоднородностей ледяного покрова была измерена его толщина в радиусе до 200 м от пропарины. Температура воздуха 28 марта 2015 г. в береговой зоне достигала +10 °С. Лёд в этот день оказался непрозрачным из-за таяния днём, перемерзания в ночное время верхнего слоя и образования сети мелких трещин и капилляров. Этот эффект связан с резкими колебаниями дневной и ночной температуры с переходом через 0 °С. Появление жидких включений во льду привело к затуханию микроволнового излучения, что не позволило использовать радиометрический метод для детальных исследований на больших площадях ледяного поля.

Характерная особенность обнаруженного объекта – заметное газоотделение через отверстие, проделанное при вскрытии относительно тонкого поверхностного слоя льда на пропарине. Глубина водоёма в данном месте – около 3 м, под ним не было скоплений донных органических отложений, так как участок соответствовал некоторому возвышению дна по сравнению с ближними участками (см. рис. 2, *б*). Пропарина имела вид колодца с расширением в нижней части с наклоном стенок приблизительно 30° от вертикали.

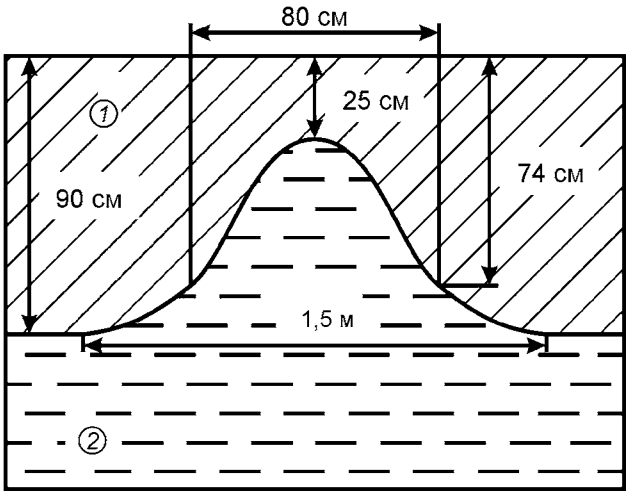

Рис. 4. Сечение ледяного покрова в области канала, по которому газ поступал в пропарину (расстояние от данного сечения до пропарины около10 м):
1 – ледяной покров; *2* – вода
Fig. 4. The cross-section of the ice cover in the region of the channel, through which the gas entered the stream-through (the distance from a given section to stream-through ~ 10 m):
1 – ice cover; *2* – water

Температура воды в придонной области составляла +5,7 °С. Неожиданно оказалось, что от пропарины внутри льда отходил канал шириной около 0,5 м, по которому, по визуальным наблюдениям 25 марта 2015 г., двигались крупные газовые пузыри в направлении к пропарине. Их поперечные размеры достигали десятков сантиметров. Верхняя часть канала находилась приблизительно на глубине 20–30 см от поверхности ледяного покрова. В первом исследовании (25 марта 2015 г.) его удалось проследить на расстояние до 100 м от пропарины. Во втором (28 марта 2015 г.) из-за помутнения верхнего слоя льда, что видно на фото (см. рис. 1), визуально проследить расположение канала оказалось трудно.

Вскрытие канала вблизи пропарины позволило установить его форму, которая в верхней части была округлой. На рис. 4 показано сечение канала, построенное по результатам его вскрытия. Объём поступающего в пропарину газа 25 марта 2015 г., по нашей оценке, достигал 10 л/мин. Анализ выполнялся путём отбора газа в сосуд, помещённый в канал. Газ поступал в виде отдельных неравномерных порций. Отметим, что пропарина была вскрыта в дни начала таяния верхнего слоя льда, поэтому газ мог свободно выходить из неё в атмосферу. Для невскрытой пропарины со сплошным льдом на начальных стадиях её образования можно предположить закупоривание канала газовой пробкой. В этот период канал визуально обнаружить трудно. При измерениях температуры воды в это время в области выделения газа в пробуренной лунке обнаружены заметные её колебания – в пределах 0,8 °С, что указывает на перемешивание воды в прилёдном слое. Это и приводит к росту поперечных размеров канала из-за его подтаивания. 28 марта 2015 г. скорость выделения газа была существенно ниже, наблюдалось прохождение в канале группы крупных пузырей с интервалом приблизительно 1 мин. Объём выделяемого газа составлял 1–2 л/мин. Температура в области выделения газа из пробуренной в канале лунки была равнв 0,2 °С, а её колебания находились в пределах 0,1 °С. Анализ отобранных образцов газа 28 марта 2015 г. (в % об.) показал следующие содержания: N_2 – 72,2; O_2 – 26,2; CH_4 – 0,33; CO_2 – 0,5. При определении пробы воды из лунки на наличие радона установлено, что активность пробы отсутствовала при точности измерений 10 Бк/л.

Измерения толщины льда и глубины водоёма выполнены в радиусе 200 м по ортогональным направлениям по линиям: север–юг, восток–запад. Интервал между точками измерений – 25 м. При этом из пробуренных для выполнения измерений лунок каких-либо заметных газовых выделений не было. Результаты измерений приведены на рис. 5. Минимальная толщина льда (92–93 см) находилась в области обнаруженной пропарины. На удалении 200 м толщина льда достигала 96–100 см. Это означает, что в области пропарины нижняя граница льда была несколько приподнятой в горизонтальной плоскости по отношению к периферии, т.е. наблюдается специфическая структура в виде ледяного купола. Несмотря на незначительный уклон (5 см на 100 м по его радиусу) в центре образования мог накапливаться газ с площади, накрытой купольной структурой.

Как уже отмечалось, при измерениях 28 марта 2015 г. наблюдалось таяние и лёд содержал некоторое количество жидкой воды, что не позволяло по радиометрическим измерениям определить пространственное положение канала на всём его протяжении в куполе. Жидкая вода в отличие от сухого льда сильно поглощает микроволновое излучение. Тем не менее, в некоторых

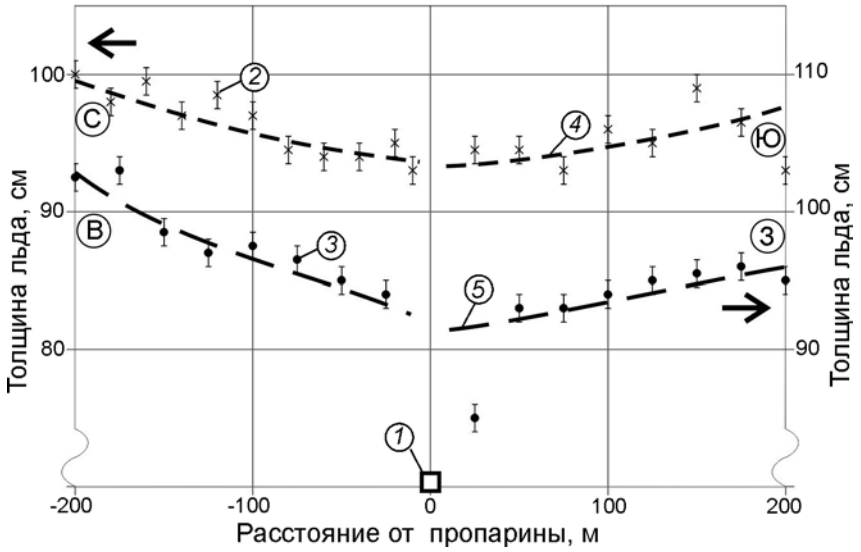

Рис. 5. Результаты измерений толщины льда по двум направлениям: север–юг и запад–восток; стрелки на графиках указывают оси для соответствующих направлений; сдвиг значений толщины льда по осям 10 см для устранения совпадения графиков.

1 – положение пропарины; *2*, *3* – данные измерений толщины льда с указанием погрешности по направлениям север–юг и запад–восток соответственно; *4*, *5* – усреднённая толщина льда по направлениям север–юг и запад–восток соответственно; отсчёт расстояний ведётся от пропарины, толщина льда на пропарине не указана

Fig. 5. The results of measurements of the ice thickness in two directions: North–South (S–N) and East–West (E–W); the arrows on the graphs indicate the axes for the corresponding directions; the shift of the values of the ice thickness along the axes of 10 cm to eliminate the coincidence of the graphs.

1 – the ice streamthrough position; *2*, *3* – data of ice thickness measurements with an indication of errors in the directions North–South and West–East, respectively; *4*, *5* – the average thickness of ice in the directions North–South and West–East, respectively; the distance is calculated from the ice streamthrough, the ice streamthrough is not indicated

областях ледяного покрова (там, где отсутствовало таяние) при пересечении канала в перпендикулярном его оси направлении наблюдали понижение радиояркостной температуры на 15 K (рис. 6), которое было подтверждено расчётами на основе геометрических размеров структуры.

Обсуждение результатов

Структура пропарины и ледяного покрова. Самый важный результат исследования ледяного покрова в районе пропарины – обнаружение куполообразной структуры диаметром около 400 м. В центре купола собирались газы с его площади при таянии льда на нижней границе покрова. Газовые включения во льду могли накапливаться в нём в течение зимы как в результате захвата растворённого в воде газа с составом, близким к составу воздуха, так и за счёт выделений при деструкции донных органических отложений. Образование купола можно связать с особенностями тепловых потоков исследуемого водоёма и, как следствие, подтаивания нижней границы льда в конце зимнего периода [13]. По-видимому, величина теплового потока со дна в область под центром купола выше, чем для других участков. Возможна также деформация (поднятие) некоторых областей ледяного покрова из-за его тепловых деформаций при суточных колебаниях температуры воздуха. Такой эффект авторы наблюдали ранее на близко расположенном оз. Тасей перед началом разрушения ледяного покрова по различию уровня воды в лунке на расстоянии порядка 100 м.

Интересная особенность структуры ледяного покрова – канал, по которому выделяющиеся газы поступали в центр купола. Обнаружен один канал, простирающийся в область меньших глубин озера в западном направлении (см. рис. 2, *б*). В летнее время здесь наблюдали заросли высшей водной растительности и, следовательно, можно было бы ожидать заметные количества донных органических отложений. При

Рис. 6. Результат измерений радиояркостной температуры ледяного покрова с помощью радиометра при длине волны 7 см при пересечении внутреннего канала, по которому двигались газовые пузыри к пропарине: *1*, *2* – результаты расчётов для увлажнённого льда; *3* – расположение канала; измерения выполнены на горизонтальной поляризации при угле наблюдения 45°

Fig. 6. The results of measurements of the radio brightness temperature of the ice cover with the help of a radiometer at a wavelength 7 cm at the intersection of the internal channel along which the gas bubbles moved to the ice streamthrough: *1, 2* – results of calculations for wet ice; *3* – channel arrangement; the measurements were made on horizontal polarization at an observation angle 45°

их деструкции происходило выделение газов, которые вмерзали в ледяной покров при его становлении. Появление канала можно связать с локальным усилением таяния льда из-за вертикального перемешивания воды за счёт перемещения пузырей. При этом лёд над каналом становился более тонким по сравнению с окружающим ледяным покровом. Скорее всего, на исследуемом водоёме каналы начинали формироваться в начале марта. Можно предположить существование их сети. По данным работы [14], на близком по химическому составу вод и географическому положению оз. Арахлей в конце февраля – начале марта появляются первые признаки нарушения сплошности льда. Это было выяснено в предыдущих исследованиях авторов при измерениях концентрации солей по толщине ледяного покрова. Например, 21 февраля 1997 г. концентрация соли имела значения, варьируя по высоте в пределах 7–11 мг/дм^3, в то время как 23 января 1997 г. она была равна 2,5 мг/дм^3 с колебаниями по высоте не более 0,2 мг/дм^3 от среднего значения.

Особенности газового состава. Газовый состав отобранных проб из канала 28 марта 2015 г. показал преобладание азота и кислорода. Анализ газового состава льда выполнен также на других двух участках, специально выбранных при отборе газа 11 марта 2015 г. На них визуально наблюдали крупные вмороженные газовые пузыри с горизонтальными размерами в десятки сантиметров. Содержание азота в газе, полученном из керна льда, составило 78,6–79,5%, кислорода – 19,6–20,5%, углекислого газа – 0,1–0,3%. Содержание метана оказалось низким – (8–9)10^{-3}%. Возможно, произошло его окисление при длительном нахождении в контакте с кислородом. В газе, отобранном непосредственно из канала, содержание метана, вероятно по этой причине, выше, так как в нижнюю часть ледяного покрова он был захвачен позже, чем в верхние слои льда.

Исследованию донного газоотделения из органических отложений Ивано-Арахлейской группы озер, куда входит и оз. Шакшинское, посвящена работа [9]. В ней приведены данные о газовом составе льда, образовавшемся в октябре–декабре. Содержания метана, полученного из газовой фракции льда (1–3%), заметно меньше по сравнению с собираемым в ловушки, которые были установлены в водной среде (около 10–30%). Содержание азота в пробах составляло более 80%, содержание кислорода находилось в пределах 7–18%. Отмечено увеличение содержания метана в нижнем слое льда, а также тот факт, что объёмные концентрации различных составляющих газовых пузырьков несомненно отличаются от исходных с течением времени.

Совпадение полученных нами данных о составе газа и результатов исследований работы [9] подтверждает предположение, что газ в канал поступал при таянии нижней границы льда. Интересно и то, что состав газа во льду близок к со-

ставу газа атмосферы (N_2 – 78%; O_2 – 21%). Вероятно, проницаемость льда оз. Шакшинское для атмосферных газов такая, что за несколько недель газовый состав пузырей становится аналогичным составу атмосферного воздуха. Отметим, что проницаемость пресного льда для газов по сравнению с морским льдом считается незначимой. Высокая проницаемость морского льда была отмечена ещё в работе [15], что особенно заметно для летнего периода [16]. Так, скорость проникновения CO_2 через морской лёд при −7 °С составляет 60 см/ч (определение выполнено при достижении относительного объёмного содержания исследуемого газа в пробе 10^{-3}). По этим данным, оценённый коэффициент проникновения составляет $2 \cdot 10^{-5}$ см^{2}с$^{-1}$атм$^{-1}$ [15]. Для пресного льда эта скорость на 4–5 порядков ниже. При повышении температуры среды скорость проникновения газов возрастает.

В некоторых случаях, например для неглубоких эвтрофированных пресных озёр, характерен существенный рост проницаемости льда для газов. Лёд таких озёр содержит некоторое количество захваченной в него высшей водной растительности, планктонных организмов и продуктов их жизнедеятельности. При приближении температуры среды к 0 °С в ледяном покрове по этой причине заметно возрастает объём жидкой фазы, что усиливает проницаемость льда для газов, как и в случае морского льда [16]. Появление жидкой фазы в пресном льду в начале марта также подтверждается в работе [14]. Кроме того, кристаллы в ледяных покровах озёр расположены главными оптическими осями «С» вертикально, а их базисные плоскости с гексагональными кольцами – горизонтально, что похоже на вертикальную трубчатую структуру с диаметром «трубок» около 0,45 нм [17]. Такое расположение кристаллов наблюдали при поляризационных оптических измерениях пропускающей способности льда исследуемого озера.

Определённую роль могут играть суточные изменения температуры льда. Внутри газовых пузырей в течение зимы образуются мелкие плотно упакованные кристаллики льда. При этом давление газа из-за конденсации и испарения в полости может варьировать и, как следствие, возможно вытеснение или всасывание атмосферных газов с образованием (или расширением) каналов небольшого диаметра. Подобные каналы наблюдались нами в начале марта на свободной от снега поверхности ледяного покрова оз. Шакшинское. На большей части поверхности были установлены небольшие высыпания в виде фрагментов инея размерами 1–2 мм. При этом на некоторых участках поверхности с размерами порядка десятков сантиметров ледяной покров был зеркально гладкий. Возможно, это были участки льда с горизонтальным расположением оси «С». В начальной стадии формирования ледяного покрова часто наблюдается его ветровое разрушение с последующим замерзанием фрагментов битого льда. В результате первичное пространственное распределение главной оптической оси кристаллов на некоторых участках ледяного покрова в его верхней части нарушается.

Гипотеза о механизме образования пропарины. Остаётся открытым вопрос о формировании пропарины, которая имеет относительно крутые стенки в виде колодца в ледяном покрове. Очевидно, что её образование связано со сложными нелинейными явлениями, характерными для процессов самоорганизации [18, 19]. В качестве примера можно привести полигоны в виде шестигранных колец, кругов и других форм упорядочения, возникающие при замерзании увлажнённых грунтов (структурные грунты). Несмотря на их широкое распространение в природной среде, достаточно обоснованная теория образования таких объектов отсутствует. Плохо изучена и физика воды при 0 °С и более низких температурах. Например, пластическая деформация льда при появлении механических напряжений, как было установлено в недавних исследованиях, приводит к возникновению автоволн пластической деформации среды [20]. Эти процессы могут определять особенности механизма формирования пропарины.

Однако её главная особенность заключается, по-видимому, в возникновении вертикального перемешивания при появлении когерентной структуры из-за локальной неустойчивости водной среды [18, 21]. Неустойчивость могла возникнуть при появлении крупного газового пузыря в вершине купола, уменьшении теплопроводности в вертикальном направлении на границе вода–лёд и увеличении температуры воды верхних слоёв из-за притока тепла со дна озера. Этот приток в конце зимы и особенно в

весенний период по мере накопления газа создал предпосылку зарождения пропарины и её последующего быстрого роста в результате вертикального перемешивания воды.

Определённая сложность для исследования пропарин заключается в трудности их обнаружения, особенно при наличии снежного покрова. По нашему мнению, для этой цели можно использовать не только микроволновую радиометрию, но и активные (радарные) спутниковые измерения. Оба метода хорошо известны [11, 22], и их применение для изучения ледяных покровов пресных водоёмов эффективно из-за невысоких электромагнитных потерь во льду. Значение скин-слоя в пресном льду составляет около 1 м для коротковолновой части сантиметрового диапазона и около 100 м для длинноволновой его части. При этом и радарный, и радиометрический методы измерений имеют свои особенности. Радарный метод позволяет регистрировать рассеивающие свойства объекта, т.е. резкие изменения свойств среды с размерами порядка длины волны излучения [2], но он неэффективен для объектов с плавным изменением границ между средами или толщины слоёв. Радиометрический метод, напротив, информативен для исследования объектов с плавным изменением параметров (диэлектрическая проницаемость, температура, толщина льда). Это важно для изучения ледяного покрова пресных водоёмов. Области, где образуются пропарины, можно исследовать и при помощи ИК-радиометрии высокого разрешения, так как при уменьшении толщины льда температура верхней поверхности покрова заметно изменяется. Этот метод можно использовать при измерениях характеристик морского льда с ИСЗ [23].

Вместе с тем случаи больших скоплений газа в ранее выполненных радиофизических исследованиях ледяных покровов не рассматривались. Измерения, представленные в данной работе, и ранее выполненные микроволновые радиометрические измерения (см. рис. 2, *а*) с самолётов существенно отличаются по времени их выполнения. Но, если принять предположение о повторении параметров ледяных образований озера в разные годы, то можно сделать некоторые дополнительные выводы об особенностях обнаруженной пропарины. На рис. 2 крестом отмечена область, где была обнаружена пропарина в марте 2015 г. Вблизи этой области, по данным 1989 г., наблюдали значительное понижение радиояркостной температуры, которое в свете новых результатов можно отождествить: а) с областью пониженной толщины льда; б) с наличием множественных каналов, заполненных водой; в) с образованием крупных скоплений газов на нижней границе льда в купольной структуре. Из-за низкого пространственного разрешения (500 м) по радиоизображению (см. рис. 2, *а*) сложно сделать определённые выводы. Поэтому в дальнейшем необходимо обеспечить существенно более высокое разрешение – до 1 м и лучше. В настоящее время такое разрешение достигнуто для спутниковых радаров с синтезированной апертурой. Высокое разрешение для микроволновой радиометрии можно получить только при установке приборов на низколетящие аппараты или судна на воздушной подушке.

Выводы

1. Выполненное исследование показало, что в ледяном покрове неглубокого пресноводного эвтрофированного оз. Шакшинское в конце ледостава образовалась небольшая пропарина – область с тонким поверхностным слоем льда. Она имела овальную форму с размерами 2×3 м^2, а в сечении – вид колодца с расширением в нижней части. Интерес к такому объекту связан с тем, что пропарины, в отличие от полыньи, образуются после установления ледяного покрова и при отсутствии притока или стока вод. Исследованная пропарина возникла в центре купольной структуры, имеющей радиус не менее 200 м, с уклоном нижней поверхности льда около 5 см на 100 м. Формирование купола, вероятно, связано с таянием нижней границы льда в результате местного повышения теплового потока со дна водоёма или в результате тепловых деформаций ледяного покрова при суточных колебаниях температуры воздуха, достигающих 30 °С в конце зимы.

2. Обнаружено специфическое образование, соединённое с пропариной, в виде неширокого канала, внедрённого в тело ледяного покрова из водной среды. Канал пронизывал покров в горизонтальном направлении на расстояние не менее 100 м и заканчивался в центральной части купола в пропарине. Наблюдалось движение газовых пу-

зырей по каналу во вскрытую часть пропарины. Вопрос о числе каналов и особенностях их образования требует специального исследования.

3. Предполагается, что после образования купола начинается поступление газа в его центр с последующим образованием пропарины. Механизм появления пропарины связан с образованием тепловой изоляции верхнего слоя столба воды ото льда, что приводит к его нагреванию теплом, поступающим со дна озера. При этом проявляется гравитационная неустойчивость вертикального столба за счёт более прогретой воды с возникновением её циркуляции. Этот процесс возникает при температурах, для которых плотность жидкости верхнего слоя выше плотности нижнего слоя. Такой механизм может объяснить особенности структуры пропарины – её небольшие линейные размеры, крутые стенки, а также быстрое формирование в ледяном покрове. Детали процесса образования подобной структуры требуют дальнейших исследований с использованием специальных методов.

4. Наличие снежного покрова на ледяном покрове затрудняет обнаружение пропарин и сопутствующих структур при оптических наблюдениях. Их можно выявлять и исследовать современными оперативными методами пассивной и активной радиолокации с пространственным разрешением не менее 1 м, что требует разработки соответствующих радиометрических систем.

Литература

1. *Сокольников В.М.* Причины, обуславливающие образование пропарин (ключей) в ледяном покрове Байкала // Тр. Байкальской лимнологической станции. Т. XV. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 65–94.
2. *Ivanov A.Yu.* Unique phenomena in Lake Baikal, Russia imaged and studied with SAR and multi-sensor images // Intern. Journ. of Remote Sensing. 2012. V. 33. № 23. P. 7579–7598. doi: 10.1080/01431161.2012.685981.
3. *Гранин Н.Г., Гранина Л.З.* Газовые гидраты и выходы газов на Байкале // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 629–637.
4. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.
5. *Skogseth R., Nilsen F., Smedsrud L.H.* Supercooled water in an Arctic polynya: observations and modeling // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 189. P. 43–53. doi: 10.3189/002214309788608840.
6. *Holten V., Bertrand C.E., Anisimov M.A., Sengers J.V.* Thermodynamics of supercooled water // Journ. of Chemical Physics. 2012. V. 136. Is. 9. P. 094507. doi: 10.1063/1.3690497.
7. *Ингель Л.Х.* «Отрицательная теплоемкость» стратифицированных жидкостей // Успехи физических наук. 2002. Т. 172. № 6. С. 694–699.
8. *Martin S.* A hydrodynamic curiosity: the salt oscillator // Geophys. Fluid Dynamics. 1970. V. 1. P. 143–160.
9. *Тополов А.А.* Донное газообразование в озерах Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1999. 77 с.
10. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Определение областей донного газоотделения на акваториях с пресным льдом по данным радарных и радиометри-

References

1. *Sokol'nikov V.M.* Reasons causing formation polynya (keys) in ice cover Lake Baikal. *Trudy Baikal'skoy limnologicheskoy stantsii*. Proc. of the Baikal limnological station. V. XV. Moscow–Leningrad: Russian Academy of Sciences, 1957: 65–94. [In Russian].
2. *Ivanov A.Yu.* Unique phenomena in Lake Baikal, Russia imaged and studied with SAR and multi-sensor images. Intern. Journ. of Remote Sensing. 2012, 33 (23): 7579–7598. doi: 10.1080/01431161.2012.685981.
3. *Granin N.G., Granina L.Z.* Gas hydrates and gas venting in Lake Baikal. *Geologiya i geofizika*. Russian Geology and Geophysics. 2002, 43 (7): 629–637.
4. *Glyatsiologicheskiy slovar'*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
5. *Skogseth R., Nilsen F., Smedsrud L.H.* Supercooled water in an Arctic polynya: observations and modeling. Journ. of Glaciology. 2009, 55 (189): 43–53. doi: 10.3189/002214309788608840.
6. *Holten V., Bertrand C.E., Anisimov M.A., Sengers J.V.* Thermodynamics of supercooled water. Journ. of Chemical Physics. 2012, 136 (9): 094507. doi: 10.1063/1.3690497.
7. *Ingel' L.Kh.* 'Negative heat capacity' in stratified fluids. Physics-Uspekhi. 2002, 45 (6): 637–644. doi: 10.1070/PU2002v045n06ABEH001185.
8. *Martin S.* A hydrodynamic curiosity: the salt oscillator. Geophys. Fluid Dynamics. 1970, 1: 143–160.
9. *Topolov A.A. Donnoe gazoobrazovanie v ozerakh Zabaikal'ya*. Bottom gassing in the lakes of Transbaikalia. Novosibirsk: Nauka, 1999: 77 p. [In Russian].
10. *Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V.* Determination of bottom gas liberation zones in fresh ice water areas according to radar and radiometric measurements data. *Sovremennye problemy*

ческих измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 150–161. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-150-161.
11. *Sharkov E.A.* Passive microwave remote sensing of the Earth: physical foundations. Berlin, N.Y., London, Paris, Tokyo: Springer/PRAXIS, 2003. 613 p.
12. *Бордонский Г.С., Крылов С.Д., Поляков С.В.* Особенности радиояркости пресного ледяного покрова, содержащего газовые включения // Исследование Земли из космоса. 1992. № 5. С. 13–21.
13. *Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhardt J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovennova G., Zdorovennov R.* Physics of seasonally ice-covered lakes: a review // Aquatic Sciences. 2012. V. 74. № 4. P. 659–682. doi: 10.1007/s00027-012-0279-y.
14. *Бордонский Г.С., Крылов С.Д.* Миграция солевых включений в ледяных покровах озер Забайкалья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 4. С. 98–102.
15. *Gosink T.A., Pearson J.G., Kelley J.J.* Gas movement through sea ice // Nature. 1976. V. 263. P. 41–42. doi: 10.1038/263041a0.
16. *Gosink T.A., Kelley J.J.* Annual sea ice. An air-sea gas exchange moderator. Fairbanks: University of Alaska, 1982. 17 p.
17. *Petrenko V.F., Whitworth R.W.* Physics of Ice. New York: Oxford Univ. Press, 1999. 347 p.
18. *Хакен Г.* Синергетика. Ч. 1, 2. М.: УРСС: ЛЕНАНД, 2015. 880 с.
19. *Пригожин И., Кондепуди Д.* Современная термодинамика. От тепловых двигателей до диссипативных структур / Пер. с англ. Ю.А. Данилова и В.В. Белого. М.: Мир, 2002. 461 с.
20. *Зуев Л.Б., Хон Ю.А., Баранникова С.А.* Дисперсия автоволн локализованного пластического течения // Журнал технич. физики. 2010. Т. 80. № 7. С. 53–59. doi: 10.1134/S106378421007008X
21. *Zilitinkevich S.S.* Why turbulence dominates the atmosphere and hydrosphere? // Тр. Междунар. конф. «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность» / Ред. В.П. Мельников, Д.С. Дроздов. Tyumen: Epoha publishing house, 2015. P. 138–141.
22. *Кирбижекова И.И., Чимитжоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Татьков Г.И.* Результаты исследования динамики ледового покрова оз. Байкал методами спутниковой радиолокации и GPS-навигации // Вестн. Бурятского науч. центра СО РАН. 2012. № 1 (5). С. 42–59.
23. *Лебедев Г.А., Парамонов А.И.* Определение физических характеристик морского льда по данным инфракрасного зондирования с ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2001. № 2. С. 72–80.

distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (3); 150–161. doi: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-150-161. Research of Earth from space. [In Russian].
11. *Sharkov E.A.* Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin, N.Y., London, Paris, Tokyo: Springer/PRAXIS, 2003: 613 p.
12. *Bordonskii G.S., Krylov S.D., Polyakov S.V.* Features of radio brightness of fresh ice cover containing gas inclusions. *Issledovanie zemli iz kosmosa*. 1992, 5: 13–21. [In Russian].
13. *Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhardt J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovennova G., Zdorovennov R.* Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. Aquatic Sciences. 2012, 74 (4): 659–682. doi: 10.1007/s00027-012-0279-y.
14. *Bordonskii G.S., Krylov S.D.* Sail inclusion migration in ice covers of Trans-Baikal lakes. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Seriya Geogr.* Proc. of the RAS. Geographical Series. 2000, 4: 98–102. [In Russian].
15. *Gosink T.A., Pearson J.G., Kelley J.J.* Gas movement through sea ice. Nature. 1976, 263: 41–42. doi: 10.1038/263041a0.
16. *Gosink T.A., Kelley J.J.* Annual sea ice. An air-sea gas exchange moderator. Fairbanks: University of Alaska, 1982: 17 p.
17. *Petrenko V.F., Whitworth R.W.* Physics of Ice. New York: Oxford Univ. Press, 1999: 347 p.
18. *Khaken G. Sinergetika. Ch. 1, 2.* Synergetics. Pt. 1,2. Moscow: URSS: LENAND, 2015: 880 p. [In Russian].
19. *Prigozhin I., Kondepudi D. Sovremennaya termodinamika. Ot teplovykh dvigateley do dissipativnykh struktur*. Modern thermodynamics. From heat engines to dissipative structures. Moscow: Mir, 2002: 461 p. [In Russian].
20. *Zuev L.B., Khon Yu.A., Barannikova S.A.* Dispersion of autowaves in a localized plastic flow. Technical Physics. 2010, 55 (7): 965–971. doi: 10.1134/S106378421007008X.
21. *Zilitinkevich S.S.* Why turbulence dominates the atmosphere and hydrosphere? *Trudy Mezhdunarodnoy konferentsii «Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery»*. Proc. of Intern. Conf. «Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere». Eds. V.P. Melnikov and D.S. Drozdov. Tyumen: Epoha publishing house, 2015: 138–141.
22. *Kirbizhekova I.I., Chimitzhorzhiev T.N., Tubanov Ts.A., Tat'kov G.I.* The results of Lake Baikal ice cover dynamics research by methods of ALOS PALSAR satellite radar-location and GPS-navigation. *Vestnik Buryatskogo nauchnogo tsentra SO RAN*. Bulletin of the Buryat Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. 2012, 1 (5): 42–59. [In Russian].
23. *Lebedev G.A., Paramonov A.I.* Determination of the physical characteristics of sea ice from infrared sounding data from an artificial satellite. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2001, 2: 72–80. [In Russian].

УДК 551.326.85:54(282.247.211) doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428

Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы)

© 2018 г. А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова*

Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия
*efremova.nwpi@mail.ru

The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay)

A.V. Sabylina, T.A. Efremova*

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
*efremova.nwpi@mail.ru

Received January 15, 2018 *Accepted April 10, 2018*

Keywords: ***hydro-cryogenic system, ice, involvement index, ion concentration, Lake Onega, nutrients, organic matter, Petrozavodsk bay, snow, water under ice.***

Summary

Data on the content of ions, nutrients and organic substance in snow on the ice as well as in the ice and water under ice in the Petrozavodsk Bay and Central part of Onega Lake (March 2017) as well as in the snow cover on the Petrozavodsk Bay shore (2008–2017) are presented. In areas of the Petrozavodsk Bay experiencing anthropogenic and natural impacts, chloride ions prevail among anions in crystallo-hydrates, while sulphate ions are prevalent at the exit from the Bay and in the central part of the lake (clean water). The water under ice has a bicarbonate-calcium composition. Among the inorganic forms of nitrogen compounds (NH_4+, NO_2, NO_3) ammonium ions prevail in the ice(70%), while in snow and the water under ice the prevalent are nitrate ions and organic nitrogen. The content of nitrogen compounds and mineral and total phosphorus is increased in the upper layer of ice. Note, that chemical composition of ice cover is formed by both, a water under the ice and atmospheric precipitation. To determine intensity of involvement of dissolved substances to the ice in combination with ice-forming water, the coefficient of involvement K_v was used. As is shown by our studies, value of the involvement index K_v is individual for each chemical component, however a certain general regularity is observed. Thus, the not proportional relations between contents of ammonium and phosphate ions in ice and water under ice were noticed. The increased involvement indices of NH_4^+ and PO_4^{3-} into the ice from the water under ice seem to be due to the high rate of migration of these ions together with detachment of them from organic matter molecules.

Citation: Sabylina A.V., Efremova T.A. The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (3): 417–428. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428.

Поступила 15 января 2018 г. *Принята к печати 10 апреля 2018 г.*

Ключевые слова: ***гидрокриогенная система, концентрация ионов, коэффициент вовлечения, лёд, Онежское озеро, Петрозаводская губа, подлёдная вода, снег на льду, снежный покров.***

Представлены результаты исследований гидрокриогенных компонентов минеральных, биогенных и органических веществ в системе лёд – подлёдная вода – снег на акватории и на побережье Петрозаводской губы и Центрального плёса Онежского озера. Среди неорганических форм азотистых соединений во льду преобладают аммонийные ионы (~70%), а в снеге и подлёдной воде – нитрат-ионы и органический азот. В районах Петрозаводской губы, испытывающих антропогенное и природное воздействие, в кристаллогидратах среди анионов преобладают хлорид-ионы, а в чистых её районах и Центральной части озера – сульфат-ионы.

Введение

Онежское озеро – второе по величине озеро Европы. Расположенное оно между 60°53′ и 62°54′ с.ш. и относится к одному из самых северных среди крупнейших озёр мира. Зимний период на озере продолжается 5–6 месяцев, что обусловливает значительный вклад снега и льда в поступление химических веществ в водоём, в том числе и антропогенного происхождения. Снег имеет высокую сорбционную способность, поэтому во время снегопада он захватывает существенную часть продуктов техногенеза из атмосферы и аккумулирует их в снежном покрове. В зимний период снег сохраняет свой геохимический состав до начала тая-

ния [1, 2]. Фоновое загрязнение снега связано с общей циркуляцией атмосферы Земли, а локальное формируется вокруг зон активной деятельности человека (города, промышленные центры, железные и автомобильные дороги).

Несмотря на столетнюю историю изучения пресноводного и морского льда, до сих пор многие аспекты его формирования, химического состава, а также влияния на режим водоёмов до конца не выяснены. Первое обобщение по химическому составу природного льда (морского и пресноводного) принадлежит В.И. Вернадскому [3]. Углублённые исследования, начиная с XVIII в., проводятся по химии морского льда (Норденшельд, 1883, цит. по [3]) [4–6]. Изучение химического состава речного и озёрного льда активно началось с 1950-х годов [7–12]. Отсутствие снега на льду способствует проникновению солнечной радиации, фотосинтезу фитопланктона и формированию первичной продукции во льду и в водной среде [11].

Предмет данной статьи – изучение химического состава системы снег – лёд – подлёдная вода, а также его изменение по мере роста толщины льда в пределах Петрозаводской губы и Центральной части Онежского озера. В Петрозаводской губе, испытывающей значительное антропогенное воздействие, проанализированы изменения в химическом составе льда и подлёдной воды по её акватории. В задачу авторов входило также выявление основных закономерностей миграции макро- и микроэлементов в сложной гидрокриогенной системе снег на льду – лёд – подлёдная вода.

Объекты и методы исследований

Онежское озеро отличается сложностью рельефа и морфологии котловины. Северная часть котловины озера (80%) расположена в пределах Балтийского кристаллического щита, сложенного коренными малорастворимыми породами (гранитами, гнейсами и др.), а южная – в пределах осадочного чехла Русской платформы. Основная часть озёрной котловины – *Центральная* (S = 6610 км^2) – заполнена олиготрофными водами высокого качества. Среднегодовая минерализация её вод очень низкая и составляет 38 мг/л. Воды мало окрашены (20 градусов цветности), содержат небольшое количество органического вещества ($C_{орг}$ = 6,2 мг/л), общего фосфора ($P_{общ}$ = 12 мкг/л). Однако некоторые губы – Петрозаводская, Кондопожская, Большая – загрязнены сточными водами промышленных центров, расположенных на берегах [13, 14].

Петрозаводская губа (S = 74 км^2) выделяется из всех заливов озера высокой проточностью (период условного водообмена 0,35 года). В её вершинную часть впадает второй по величине приток озера – р. Шуя (среднемноголетний объём стока 3,2 км^3), воды которой мало минерализованы ($\Sigma_и$ = 22 мг/л) и содержат значительное количество аллохтонного органического вещества гумусовой природы. На юго-западном побережье губы расположен г. Петрозаводск с населением около 300 тыс. жителей; здесь сосредоточено 40% промышленного потенциала Республики Карелия. Воды Петрозаводской губы характеризуются низкой среднегодовой минерализацией (32 мг/л), высоким содержанием органического вещества ($C_{орг}$ = 15 мг/л), общего фосфора (20 мкг/л) и общего азота (0,72 мг/л) [14]. Ледяной покров в Петрозаводской губе устанавливается в середине декабря, а в Центральной части озера – в середине января. Толщина льда в губе и в открытой части озера равна 40–60 см. Очищение ото льда здесь происходит в начале мая, а в Центральной части – в первой декаде июня. За год на зеркало Онежского озера выпадает в среднем 6,4 км^3 атмосферных осадков, из них более 55% приходится на твёрдые осадки [15, 16].

В Петрозаводской губе пробы льда и подлёдной воды отбирали на четырёх станциях (ст. 1–4), в литорали у о. Лойостров (ст. 5), в Центральной части озера (ст. С-3) и в р. Шуя в середине марта 2017 г. (рис. 1). Керн льда вырезали пилой. По цвету его делили на два образца: верхний – сравнительно старый (*а*) и нижний – более молодой (*б*). Пробы воды отбирали двухлитровым батометром. Пробы снега со льда отбирали ведром в предварительно промытый пластиковый пакет в средней части губы. Плавление льда и снега вели в стационарной лаборатории. При химических анализах использованы аттестованные методы, описанные в работе [17]. Содержание органического углерода определяли фотохимическим методом с использованием персульфата аммония в качестве окислителя, а также ИК-спектроскопическим детектированием [18].

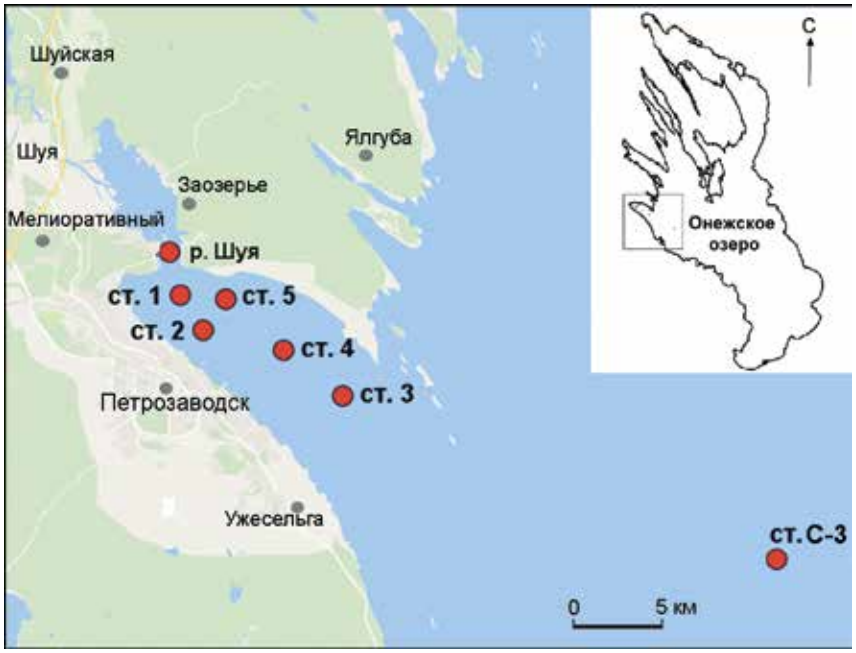

Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб в Петрозаводской губе (ст. 1–5), в Центральном плёсе Онежского озера (ст. С-3) и в р. Шуя в марте 2017
Fig. 1. Map presenting the water sampling locations in Petrozavodsk Bay (st. 1–5), Central part of Onego Lake (st. C-3) and R. Shuya in March 2017

Обсуждение результатов

Величина pH. Концентрация ионов водорода во льду Петрозаводской губы изменялась от 5,55 до 6,45. Она минимальна в образцах льда вершинной части губы и в нижнем слое льда. Во льду центрального района озера величина pH близка к нейтральной (6,92–7,26). Наличие гумусовых веществ в воде губы (более 60 градусов цветности) обусловливает слабокислую реакцию подлёдной воды (6,64–6,95); pH в снеге на льду составляет 5,44. В снежном покрове на побережье губы концентрация ионов водорода изменялась в пределах 4,44–6,25. Минимальное значение обнаружено в районе завода «Петрозаводскмаш».

Минерализация и ионный состав. Во льдах Петрозаводской губы минерализация изменяется от 0,9 до 3,6 мг/л, а в подлёдной воде – от 19 до 29,0 мг/л, Минерализация ледяного покрова в Центральной части Онежского озера составляет 1,2 мг/л, а подлёдной воды – 36,2 мг/л (табл. 1). В обоих исследованных районах озера в анионном составе ледяного покрова преобладают сульфат-ионы, а в катионном – ионы калия. Состав подлёдной воды – гидрокарбонатно-кальциевый. При исследовании компонентов ионного состава льда и подлёдной воды отмечается высокая дифференциация веществ между ледовой и жидкой фазами. Например, концентрация компонентов химического состава (см. табл. 1) во

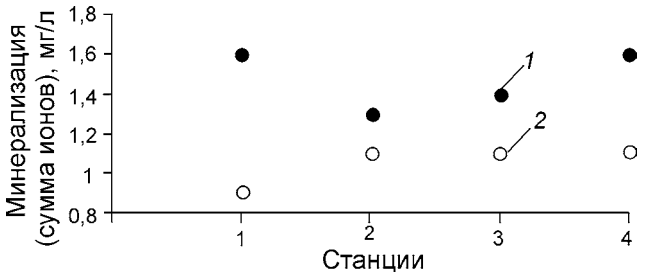

Рис. 2. Изменение минерализации льда по вертикали и по акватории в Петрозаводской губе Онежского озера:
1 – верхний слой льда; *2* – нижний слой льда
Fig. 2. Distribution of the TDS in ice and along the water area in Petrozavodsk Bay of Onego Lake:
1 – top layer of ice; *2* – bottom layer

льду в 10 раз ниже, чем в подлёдной воде. Такое распределение на границе раздела фаз вода–лёд связано со следующими физико-химическими процессами: адсорбцией; адсорбционной окклюзией; механической окклюзией льдообразующей воды; дифференциацией ионов под влиянием электрических потенциалов [11, 19].

Солевой состав в верхнем слое льда «*а*» по акватории губы колеблется от 1,6 до 3,6 мг/л (в среднем 2,2). В нижнем слое «*б*» минерализация в два раза меньше (рис. 2). В керне льда открытой части озера минерализация в верхнем образце льда (1,0 мг/л) ниже, чем в нижнем (1,3 мг/л). Пониженная минерализация в верхнем слое льда связана с условиями льдообразо-

Таблица 1. **Электропроводность æ, pH, ионный состав, сумма ионов $\Sigma_и$ льда, снега и подлёдной воды Онежского озера**

Дата, 2017 г.	Станция	Объект		æ, мкСм/см	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	$\Sigma_и$
						мг/л							
11 марта	1	Лёд	*а**	3,5	5,73	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	0,3	0,4	1,6
			*б***	2,3	5,55	0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	0,3	0,2	0,9
		Подлёдная вода		43,8	6,81	3,7	1,5	1,8	0,6	16,1	2,4	1,5	27,6
	2	Лёд	*а*	2,9	5,69	0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	0,2	1,3
			б	2,3	5,59	0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	1,1
		Подлёдная вода		31,9	6,64	2,5	1,0	1,3	0,5	10,1	2,4	1,2	19,0
	3	Лёд	*а*	4,4	6,35	0,3	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	0,1	1,.4
			б	2,3	5,99	0,2	< 0,1	0,1	<0,1	0,7	0,3	0,1	1,6
		Подлёдная вода		47,5	6,95	4,1	1,6	1,7	0,6	16,7	2,4	1,4	29,0
14 марта	4	Лёд	*а*	5,5	6,45	0,6	0,1	0,1	<0,1	2,3	0,4	0,1	3,6
			б	1,9	5,75	0,1	< 0,1	0,1	<0,1	0,3	0,3	0,1	1,6
		Подлёдная вода		44,4	6,85	4,0	1,6	1,8	0,6	16,7	2,4	1,6	28,7
	5	Лёд	*а*	4,8	6,01	0,3	0,1	0,2	0,1	0,6	0,4	0,4	2,1
			б	2,1	5,72	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	1,1
18 марта	5	Снег		Нет	5,44	0,04	0,18	0,07	0,14	0,25	0,46	0,36	1,5
	С-3	Лёд	*а*	1,8	6,95	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	1,.0
			б	2,4	6,85	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,5	0,3	0,1	1,.3
		Подлёдная вода		55,5	7,24	5,0	2,1	2,1	0,7	21,0	3,5	1,6	36,0

*В табл. 1–3: *а** – верхний слой льда; *б*** – нижний слой льда.

вания в Центральном плёсе в поздний осенний период, со скоростью льдообразования, с выпадением атмосферных осадков и концентрацией вещества в подлёдной воде.

Интенсивность вовлечения в лёд растворимых веществ вместе с льдообразующей водой характеризуется коэффициентом вовлечения $K_в$. Для каждого иона значения $K_в$ индивидуальны и различаются для разных водоёмов [9–11, 20]. Несмотря на это, прослеживаются общие закономерности для большинства озёр. Чаще всего величина $K_в$ лежит в пределах 0,01–0,80 и, как правило, меньше единицы [11]. В ледяном покрове Петрозаводской губы и в Центральной части Онежского озера установлены некоторые особенности поведения катионов и анионов. Средняя величина $K_в$ (нижний ряд) катионов во льду в Петрозаводской губе (1) и Центральной части озера (2) уменьшается в ряду:

(1) $\mathbf{K^+ >> Na^+ \approx Mg^{2+} > Ca^{2+}}$
0,2 0,06 0,05 0,04

(2) $\mathbf{K^+ >> Na^+ \approx Mg^{2+} > Ca^{2+}}$
0,1 0,04 0,05 0,02.

Катион калия характеризуется наибольшей величиной коэффициента вовлечения в лёд, и в губе он равен 0,2, а в Центральной части озера – 0,1. Причём его значение постоянно по толщине льда и по акватории губы. Как отмечает А.В. Иванов [11], для ледяного покрова многих озёр Сибири, в том числе и оз. Байкал, вовлечение K^+ в лёд очень интенсивно и $K_в$ лежит в пределах 0,09–1,16 (в среднем 0,2), что выше, чем для других ионов. Значения $K_в$ для иона натрия различаются по толщине льда (в верхнем слое – 0,08, в нижнем – 0,05), а для акватории Петрозаводской губы оно равно 0,02–0,1. Ионы Mg^{2+} и Ca^{2+} также вовлекаются в лёд, но значение $K_в$ ниже – 0,03.

Особый интерес представляет поведение ионов калия, вовлечение которых в лёд происходит интенсивнее, чем ионов натрия. Такое поведение ионов калия во льду О.М. Розенталь [21] и О.Я. Самойлов [22] объясняют его повышенной способностью к гидратации по сравнению с Na^+. В Петрозаводской губе и в Центральном плёсе средняя концентрация анионов (мг/л) во льду по отношению к их содержанию в подлёдной воде уменьшается в ряду:

$\mathbf{SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^-}$
0,4 0,3 0,1–0,2.

Таблица 2. **Содержание биогенных веществ в снеге на льду–льде и в подлёдной воде в Петрозаводской губе, Центральном плёсе Онежского озера и на р. Шуя в марте 2017 г.***

Дата, 2017 г.	Станция	Объект		$P_{мин}$	$P_{общ}$	NO_2^-	NH_4^+	NO_3^-	$N_{орг}$	$N_{общ}$	$Fe_{общ}$	Si
				мкг/л		мгN/л					г/л	
11 марта	1	Лёд	*а*	15	17	<0,001	0,06	0,03	0,07	0,16	0,07	0,1
			б	5	8	<0,001	0,04	0,01	0,06	0,11	0,06	0,1
		Подлёдная вода		13	26	<0,001	0,07	0,23	0,39	0,69	0,64	1,6
	2	Лёд	*а*	7	11	0,001	0,04	0,02	0,08	0,14	0,09	0,1
			б	5	8	0,001	0,03	0,01	0,07	0,11	0,05	0,1
		Подлёдная вода		13	21	0,001	0,04	0,34	0,18	0,56	0,4	1,1
	3	Лёд	*а*	3	7	0,001	0,03	0,02	0,05	0,10	0,04	0,1
			б	3	8	0,001	0,02	0,01	0,04	0,07	0,05	0,1
		Подлёдная вода		8	19	0,001	0,10	0,28	0,23	0,61	0,31	1,0
	4	Лёд	*а*	3	8	0,001	0,03	0,03	0,03	0,09	0,06	0,1
			б	3	9	0,001	0,03	0,01	0,01	0,05	0,05	0,1
		Подлёдная вода		12	23	0,001	0,08	0,25	0,38	0,71	0,57	1,5
	5	Лёд	*а*	8	19	0,001	0,07	0,06	0,24	0,37	0,11	0,1
			б	4	9	0,001	0,03	0,02	0,05	0,10	0,06	0,1
18 марта		Снег		10	14	0,002	0,08	0,14	0,001	0,23	0,02	0,01
15 марта	Р. Шуя	Вода		22	37	0,002	0,03	0,10	0,49	0,62	1,2	2,6
18 марта	С-3	Лёд	*а*	3	9	0,001	0,03	0,02	0,01	0,06	0,04	0,1
			б	3	14	0,001	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05	0,1
		Подлёдная вода		2	7	0,001	0,022	0,22	0,11	0,36	0,08	0,4

*$P_{мин}$ – фосфор минеральный; $P_{общ}$ – фосфор общий; $N_{орг}$ – азот органический; $N_{общ}$ – азот общий; $Fe_{общ}$ – железо общее; Si – кремний общий.

Однако в верхней и средней частях Петрозаводской губы (ст. 1, 2), где антропогенное и природное воздействие значительно, среди анионов в наибольшей степени вовлекаются в лёд хлорид-ионы. Высокое значение $K_в$ для сульфат-иона (0,1–0,2) обнаруживается во льду во внешней части Петрозаводской губы и в Центральном плёсе озера, где его концентрации в воде выше. Сульфат-ионы избирательно задерживаются в криогидрате при достижении ими температур эвтектики. Хемосорбция для анионов во льду установлена в пределах 9–10 эВ [23]. Наиболее избирательно сорбируется в лёд хлорид-ион, потенциал ионизации которого равен 9,15 эВ (потенциал ионизации молекул воды 9,6 эВ). Интенсивно вовлекаются в кристаллогидраты воды и сульфат-ионы (потенциал их ионизации равен 8,98 эВ). Гидрокарбонат-ион характеризуется наименьшей величиной вовлечения в лёд ($K_в = 0,00 \div 0,08$), причём в более молодом льду величина его вовлечения в два раза меньше, чем в сравнительно старом.

Минерализация снеговых вод, отобранных на льду в центре Петрозаводской губы, равна 1,51 мг/л. Концентрации ионов в снеге близки к их концентрациям во льду (см. табл. 1). В снежном покрове на побережье губы (5–15 м от берега) минерализация изменяется в пределах 3,54–10,99 мг/л. В снеге на побережье губы концентрации ионов Na^+, Mg^{2+} и HCO_3^- мало отличаются от их концентраций в снеге, собранном на льду. Однако достаточно высокие содержания сульфат-иона (в среднем 1,1 мг/л) и хлорид-иона (в среднем 1,15 мг/л) свидетельствуют о поступлении хлора и серы из атмосферы, аэрозоли которой оседают на поверхность. Хлор имеет в основном морское происхождение, а выпадение SO_4^{2-} связано с антропогенным происхождением. Максимальные концентрации последнего установлены в снежном покрове в районе крупного завода «Петрозаводскмаш». В аэрогенных выпадениях в этом районе обнаружены высокие концентрации ионов K^+ (2,08 мг/л) и Ca^{2+} (4,21 мг/л).

Биогенные вещества. Содержание биогенных веществ в гидрокриогенной системе снег – лёд – подлёдная вода приведено в табл. 2.

В Петрозаводской губе в изучаемой системе распределение органического азота $N_{орг}$, нитритного (NO_2^-), аммонийного (NH_4^+) и нитратного (NO_3^-) ионов по средним концентрациям (мгN/л) таково:

Снег	$\mathbf{N_{орг}} \leqslant$	$\mathbf{NO_2^-} <<$	$\mathbf{NH_4^+} <$	$\mathbf{NO_3^-}$
	0,001	0,001	0,08	0,14
Лёд	$\mathbf{NO_2^-} <<$	$\mathbf{NO_3^-} <$	$\mathbf{NH_4^+} \approx$	$\mathbf{N_{орг}}$
	0,001	0,02	0,04	0,04
Подлёдная	$\mathbf{NO_2^-} <<$	$\mathbf{NH_4^+} <<$	$\mathbf{NO_3^-} \approx$	$\mathbf{N_{орг}}$
вода	0,001	0,07	0,28	0,30

Анализ представленного здесь распределения показывает, что среди неорганических азотистых соединений во льду превалируют аммонийные ионы (70%), а в снеге и подлёдной воде – нитрат-ионы. Органический азот в подлёдной воде – основная форма азота. В снежном покрове на побережье Петрозаводской губы содержание аммонийного иона близко к содержанию нитрат-иона (0,36 мг/л). Особенно высоко содержание NH_4^+ (0,36 мг/л) в снеге на побережье озера в центре г. Петрозаводск. В Петрозаводской губе среди азотистых соединений (мгN/л) в двух образцах льда наблюдается следующая картина их распределения по вертикальному профилю (в скобках дано среднее):

«а»	$\mathbf{NO_2^-} <<$	$\mathbf{NO_3^-} <$	$\mathbf{NH_4^+} <$	$\mathbf{N_{орг}}$
	0,001	0,01–0,03 (0,02)	0,03–0,06 (0,04)	0,03–0,07 (0,05)
«б»	$\mathbf{NO_2^-} <<$	$\mathbf{NO_3^-} <$	$\mathbf{NH_4^+} <$	$\mathbf{N_{орг}}$
	0,001	0,01–0,02 (0,01)	0,01–0,04 (0,02)	0,01–0,06 (0,03)

Высокое содержание NH_4^+ (до 0,7 мг/л) во льду многих озёр Северного Кавказа, Северного Казахстана, Забайкалья и Приамурья отмечают многие авторы [9–11].

В Центральном плёсе озера содержание минеральных и органической форм азота во льду по вертикальному профилю мало отличается от их значений в Петрозаводской губе. В литоральной части губы (Лойостров) толщина припайного льда была сравнима с глубиной водоёма. Концентрация биогенных веществ в верхнем слое льда выше, как и в ранее рассмотренных других образцах, чем в нижнем (см. табл. 2).

Средние концентрации минерального и общего фосфора в Петрозаводской губе в системе снег – лёд – подлёдная вода распределяются в ряду, мкг/л:

Снег	$\mathbf{P_{мин}} <$	$\mathbf{P_{общ}}$
	10	14
Лёд	$\mathbf{P_{мин}} <$	$\mathbf{P_{общ}}$
	5	10
Подлёдная	$\mathbf{P_{мин}} <$	$\mathbf{P_{общ}}$
вода	10	19

Средняя концентрация минерального фосфора в снеге равна его содержанию в подлёдной воде, а во льду она в 2 раза меньше. В подлёдной воде содержание $P_{общ}$ в 1,5–2 раза выше, чем в снеге и льду. Содержание общего фосфора, как и соединений азота, выше в верхнем слое льда и составляет 7–19 мкг/л (в среднем 12 мкг/л) и немного понижено в нижнем слое – 8–11 мкг/л (в среднем 9 мкг/л). При этом в общем фосфоре около 80% приходится на минеральный. В ледяном покрове Петрозаводской губы и Центральной части Онежского озера обнаружены такие, как и для ионов калия, непропорциональные соотношения между содержанием аммонийного (NH_4^+) и фосфатного (PO_4^{3-}) ионов во льду и подлёдной воде (см. табл. 2). Средние коэффициенты вовлечения аммонийных и фосфатных ионов в лёд равны 0,7 и 0,5 соответственно (рис. 3). При этом коэффициенты вовлечения этих ионов во льду Центральной части в 2 раза выше, чем в Петрозаводской губе. Нитрат-ионы вовлекаются в лёд в концентрации в 10 раз меньше, чем аммонийные ионы. Повышенное вовлечение NH_4^+ и PO_4^{3-} в лёд из подлёдной воды, очевидно, связано со скоростью миграции этих ионов. Так, Г.Б. Сергеев и В.А. Батюк [19] установили, что дополнительное количество PO_4^{3-} образуется в водном растворе при размораживании льда, содержащего органические фосфаты.

Одна из причин пониженного вовлечения в лёд аммонийных и фосфатных ионов в Петрозаводской губе, по-видимому, связана с высокой гумусностью вод губы (вода имеет более 60 градусов цветности). Известно, что при замораживании природных вод, содержащих гумусовые вещества, и при последующем их таянии происходит криогенная дифференциация: гумусовые кислоты выпадают в осадок, а фульвокислоты остаются в растворе. Следовательно, некоторая часть ионов NH_4^+ и PO_4^{3-} остаётся в осадке, т.е. необратимо теряется [24, 25].

Высокая прозрачность пресного льда повышает проникновение солнечной радиации. При

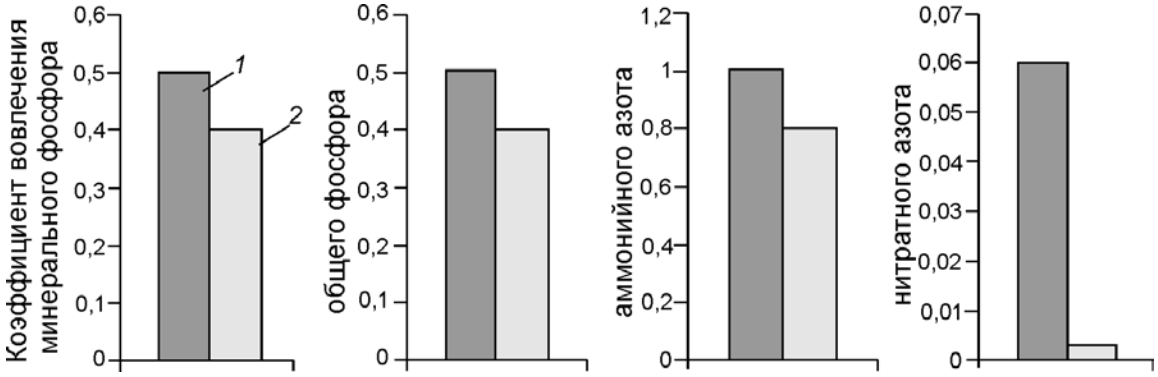

Рис. 3. Коэффициент вовлечения минерального и общего фосфора, аммонийного и нитратного азота в лёд из подлёдной воды:
1 – верхний слой льда; *2* – нижний слой льда

Fig. 3. The involvement index of mineral and total phosphorus, ammonium and nitrate nitrogen in ice from water under ice:
1 – top layer of ice; *2* – bottom layer

ледообразовании растущие кристаллы льда захватывают различные примеси, в том числе одноклеточные водоросли, и захваченная примесь имеет высокую подвижность [11]. Концентрация аммонийных (в среднем 0,04 мгN/л), нитратных (в среднем 0,03 мгN/л) и фосфатных (10 мкг/л) ионов во льду Петрозаводской губы и Центральной части Онежского озера обеспечивает жизнедеятельность водорослей. С.Ф. Комулайнен с соавторами показали, что во льду небольших озёр и рек Карелии среди водорослей преобладают диатомовые (*Aulacoseric islandica, Asterionella Formosa*) (83% общей численности) и цианобактерии (5%) [26]. В полярных льдах Арктики и Антарктики насчитывается более 100 видов альгофлоры: численность клеток водорослей в ледовой фазе часто бывает больше, чем в подлёдной воде [27, 28].

В подлёдной воде Петрозаводской губы содержание минерального и общего фосфора высокое и изменяется в пределах 8–13 и 19–26 мкг/л соответственно. В водах р. Шуя концентрация минерального фосфора равна 22 мкг/л, а общего – 37 мкг/л. В распределении общего фосфора во льду и подлёдной воде, как и для азотистых соединений, наблюдается уменьшение его содержания от вершинной части губы к выходу из губы (рис. 4). В Центральном плёсе во льду концентрация общего фосфора выше, чем в подлёдной воде. По всей вероятности, на его концентрацию в ледяном покрове при его образовании значительно влияли атмосферные осадки (дождь и снег) с сопутствующими процессами.

Концентрация $Fe_{общ}$ в Петрозаводской губе в подлёдной воде составляет 0,50 мг/л, а во льду она в 10 раз меньше (см. табл. 2). В профильных колонках льда в его верхнем слое «*а*» она колебалась от 0,06 до 0,09 мг/л, а в нижнем «*б*» – от 0,04 до 0,06 мг/л. Содержание $Fe_{общ}$ во льду по акватории губы было несколько больше в вершинной части губы, чем в среднем и внешнем районах губы (см. табл. 2). Содержание $Fe_{общ}$ в Центральном плёсе озера в подлёдной воде близко к его содержанию во льду (0,05 мг/л). Коэффициент вовлечения железа в верхнем слое льда в губе равен 0,1, а в сравнительно молодом льду – 0,1–0,2, и он в 2–3 раза выше, чем в открытой части озера. В лёд вовлекается до 90% железа в форме растворимых и коллоидно-растворимых соединений [11].

Содержание кремния в Петрозаводской губе в подлёдной воде составляет 1,3 мг/л, а во льду – 0,1 мг/л; причём его концентрация в ледяном покрове по акватории губы характеризуются значительным постоянством. Концентрация кремния в подлёдной воде в Центральном плесе в 2 раза меньше, чем в губе (см. табл. 2). Однако коэффициент вовлечения кремния в лёд в Центральном плёсе озера в 3 раза выше, чем в лёд Петрозаводской губы ($K_в$ = 0,1). В работе [10] показано, что в лёд переходит лишь 10–30% SiO_2 от первоначального его количества в воде. В снеге на льду концентрация $P_{мин}$ = 0,10 мкг/л, а общего фосфора – 0,14 мкг/л, что близко к их содержанию во льду. В снеге, в отличие ото льда, отмечается высокое содержание NO_3^- (0,14 мг/л) и примерно в 2 раза выше NH_4^+.

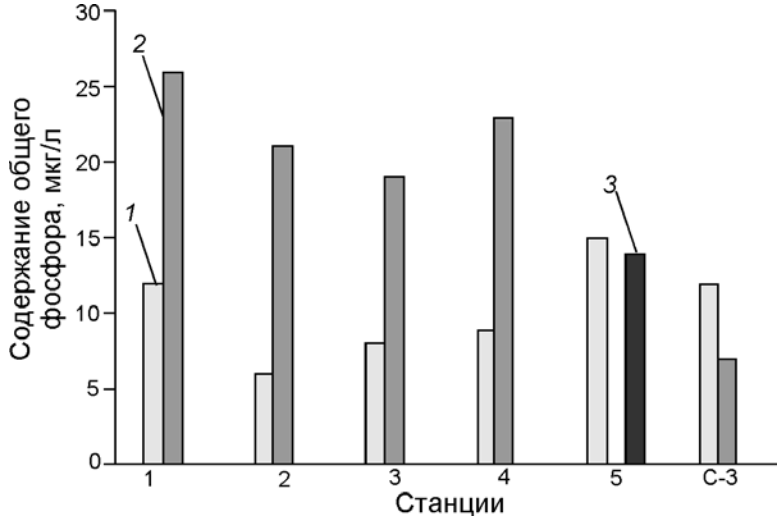

Рис. 4. Распределение общего фосфора в снеге на льду, во льду и в подлёдной воде в Петрозаводской губе (ст. 1–5) и в Центральном плёсе Онежского озера (ст. С-3) в марте 2017 г.:
1 – лёд; *2* – подлёдная вода; *3* – снег

Fig. 4. Distribution of total phosphorus in snow on ice, in ice and water under the ice in Petrozavodsk Bay (st. 1–5) and in Central part of Onego Lake (st. C-3) in March 2017:
1 – ice; *2* – water under ice; *3* – snow

Органические и взвешенные вещества. Содержание органического вещества в ледяном покрове Петрозаводской губы и Центрального плёса Онежского озера очень низкое. В губе концентрация органического углерода $C_{орг}$ и косвенных показателей органического вещества (перманганатная окисляемость ПО и бихроматная окисляемость БО) изменялись во льду в довольно узких пределах: соответственно 0,8–1,2 мг/л, 0,4–0,8 мгО/л и 1,3–3,0 мгО/л. Значения этих показателей в литоральном льду не отличалось от ледяного покрова губы. Содержание органического вещества в верхних образцах льда в губе чуть выше, чем в нижних (табл. 3).

Представляет интерес сравнение данных о содержании органического вещества во льду и в подлёдной воде губы и Центральной части озера. Коэффициент вовлечения органического вещества в лёд по $C_{орг}$ равен относительному содержанию $0{,}09БО_{лёд}/БО_{вода}$. В лёд губы и озера более интенсивно вовлекаются высокомолекулярные соединения, чем низкомолекулярные. Одна из причин «избытка» PO_4^{3-} во льду – распад высокомолекулярных соединений, содержащих функциональные группы HPO_4^{2-}. Относительное содержание органического вещества лёд/вода по перманганатной окисляемости в Центральной части озера близко к его содержанию в губе.

Подлёдные воды Петрозаводской губы содержат большое количество органического вещества аллохтонной природы, что обусловлено большим объёмом шуйских вод в губе. Цветность воды изменяется в пределах 55–98 градусов, перманганатная окисляемость – 10,4–15,9 и бихроматная окисляемость – 22,7–33,6 мгО/л (см. табл. 3). Подлёдные воды центральной части Онежского озера характеризуются низкими концентрациями органического вещества: $C_{орг}$ – 7,4 мг/л, перманганатная окисляемость – 6,2–8,7 мгО/л, бихроматная окисляемость – 18,6–19,8 мгО/л.

В снеге, собранном на льду в губе, содержание $C_{орг}$ составляет 0,70 мг/л, а в снеге на побережье губы оно изменяется от 0,56 до 2,48 мг/л (в среднем 1,7 мг/л). Как показали детальные исследования прошлых лет, количество органического вещества в снеговых осадках, выпадающих на зеркало озера, снижается от периферии к центру озера [13, 29]. Так, среднее содержание $C_{орг}$ в пробах снега ($n = 6$) на акватории Петрозаводской губы равнялось 2,9 мг/л, а в центре озера ($n = 10$) – 1,2 мг/л. Уменьшение аэрогенных выбросов промышленными предприятиями с начала 1990-х годов в связи со спадом производства, несомненно, привело к снижению аэрогенных выбросов всех химических веществ, в том числе и содержания $C_{орг}$. Диапазон изменения содер-

Таблица 3. **Содержание показателей органического вещества, взвеси в снеге, льде и подлёдной воде в Петрозаводской губе и Центральной части Онежского озера**

Дата, 2017 г.	Станция	Объект		Взвешенное вещество, мг/л	Цветность, градусы	Перманганатная окисляемость, мгО/л	Бихроматная окисляемость, мгО/л	$C_{орг}$, мг/л
11 марта	1	Лёд	*а*	2,2	6	0,4	3,0	1,0
			б	1,2	3	0,5	2,4	0,9
		Подлёдная вода		0,4	98	15,9	33,6	12,6
	2	Лёд	*а*	0,8	5	0,8	2,4	0,9
			б	0,8	4	0,7	2,4	0,9
		Подлёдная вода		0,4	61	10,1	22,7	8,5
	3	Лёд	*а*	0,6	3	0,5	2,0	0,9
			б	0,4	1	0,4	2,0	0,9
		Подлёдная вода		0,9	55	10,4	23,5	8,8
	4	Лёд	*а*	0,6	3	0,5	2,0	0,9
			б	0,8	1	0,4	1,8	0,7
		Подлёдная вода		0,7	93	14,2	29,2	11,0
18 марта	С-3	Лёд	*а*	1,2	4	0,3	0,8	0,3
			б	0,8	2	0,3	0,8	0,3
		Подлёдная вода		0,4	28	8.7	19,8	7,4
11 марта	5	Лёд	*а*	0,8	6	0,9	2,8	1,05
			б	1,6	2	0,3	2,4	0,9
		Снег		2,4	2	0,92	4,9	1,8

жания взвешенного вещества во льду Петрозаводской губы достаточно широкий – от 0,4 до 2,2 мг/л. Максимум концентрации обнаружен в керне верхнего слоя (старого льда) в вершинной части губы, где влияние стока р. Шуя велико. В Центральном плёсе озера содержание взвеси в верхнем слое льда равно 1,2 мг/л, а в нижнем – 0,8 мг/л. В подлёдной воде средняя концентрация взвеси составляет 0,5 мг/л.

Заключение

Впервые установлены особенности химического состава в системе снег на льду – лёд – подлёдная вода на акватории Петрозаводской губы и Центральной части Онежского озера. Детальные исследования данных по минерализации, ионному составу, содержанию биогенных и органических веществ на акватории губы и в озере в сложной гидрокриогенной системе снег на льду – лёд – подлёдная вода позволили установить *основные закономерности миграции* макро- и микроэлементов в изучаемой системе.

Подлёдные воды Петрозаводской губы имеют невысокую минерализацию (в среднем 26,0 мг/л), гидрокарбонатно-кальциевый состав, содержат большое количество органического вещества аллохтонной природы (цветность воды более 60 градусов; $C_{орг}$ = 10 мг/л). Минерализация вод в Центральном плёсе – 36,2 мг/л, содержание $C_{орг}$ – 7,4 мг/л. Минерализация ледяного покрова в Петрозаводской губе изменяется от 0,9 до 3,6 мг/л. В Центральной части Онежского озера она равна 1,2 мг/л. В обоих исследованных районах озера в анионном составе в ледяном покрове преобладают сульфат-ионы, а в катионном – ионы калия. Солевой состав в верхнем слое льда по акватории Петрозаводской губы колеблется от 1,6 до 3,6 мг/л (в среднем 2,2 мг/л). В нижнем слое минерализация в два раза меньше. В керне льда открытой части Онежского озера минерализация в образце из верхнего слоя льда (1,0 мг/л) меньше, чем в нижнем (1,3 мг/л), что связана с условиями льдообразования в Центральном плёсе в поздний осенний период (скорость льдообразования, выпадение атмосферных осадков, концентрация вещества в подлёдной воде).

Снег на льду характеризуется более низкими концентрации катионов (K^+, Ca^{2+} и Mg^{2+}) и анионов (SO_4^{2-}, Cl^- и HCO_3^-), чем во льду и подлёдной воде. Снежный покров на побережье

губы отличается более высокой минерализацией (3,5–10,9 мг/л) и концентрацией ионов (K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^-, HCO_3^-). Достаточно высокие значения хлорид- и сульфат-ионов свидетельствуют о поступлении из атмосферы хлора и серы, аэрозоли которых оседают на поверхность. Первый имеет в основном морское происхождение, а выпадение второго связано с антропогенным происхождением.

Содержание общего фосфора, как и соединений азота, выше в верхнем слое льда, где оно составляет 7–19 мкг/л (в среднем 12 мг/л), и несколько ниже в нижнем слое – 8–11 мкг/л (в среднем 9 мг/л). При этом в общем фосфоре около 80% приходится на минеральный.

Концентрация общего азота в верхнем слое льда в Петрозаводской губе и Центральном плёсе изменяется от 0,05 до 0,16 мгN/л (в среднем 0,12), в нижнем – от 0,05 до 0,11 мгN/л (в среднем 0,08). Сумма неорганических форм азота (NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+) в верхнем и нижнем образцах льда преобладает или равна органической. В верхнем слое льда в среднем она равна 0,06 мгN/л, а в нижнем – 0,04 мгN/л. При этом на долю ионов аммония приходится 70% суммы минеральных соединений азота.

Ледяной покров Петрозаводской губы и Центральной части Онежского озера характеризуется низким содержанием органического вещества. В губе средняя концентрация $C_{орг}$ равна 0,9 мг/л, в озере – 0,3 мг/л. Для выявления интенсивности вовлечения в лёд растворённых веществ в совокупности с льдообразующей водой использовался коэффициент вовлечения $K_в$. Как показали исследования, для каждого химического компонента значение $K_в$ индивидуально, однако прослеживается и общая закономерность. Так, среди катионов в лёд в наибольшей степени вовлекаются ионы калия, а среди анионов – сульфат-ионы. Среди минеральных азотсодержащих соединений в наибольшей степени вовлекается аммонийный ион. Коэффициент вовлечения $C_{орг}$ в лёд составляет 0,1, а в озере он очень низкий – 0,04. Авторы отмечают непропорциональное соотношение между содержанием аммонийного и фосфатного ионов во льду и подлёдной воде. Повышенные коэффициенты вовлечения NH_4^+ (0,4–0,5) и PO_4^{3-} (0,8–0,9) в лёд из подлёдной воды, видимо, обусловлены высокой скоростью миграции этих ионов.

Исследования, выполненные на акватории Петрозаводской губы, Центральной части Онежского озера и в пределах урбанизированного побережья Петрозаводской губы, позволили расширить наши представления о сложной и взаимосвязанной гидрокриогенной системе снег на льду – лёд – подлёдная вода и снежном покрове на побережье губы, а также выявить их связь с окружающим антропогенным воздействием.

Литература

1. *Прокачева В.Г., Усачев В.Ф.* Северо-Западный Федеральный Округ России. Загрязненные земли по городским поселениям и районам, в речных и озерных водосборах. СПб.: Недра, 2006. С. 17–19.
2. *Алексеев В.Р.* Снежный покров как индикатор кумулятивного загрязнения земель // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 127–140. doi: 10.15356/2076-6734-2013-1-127-140.
3. *Вернадский В.И.* Избранные произведения. М.: Изд-во АНСССР, 1960. 652 с.
4. *Lewis G.J., Thompson T.G.* The effect of freezing on the sulfate/chlorinity ratio of sea water // Journ. of Marine Research. 1954. V. 13. № 2. P. 211–217.
5. *Лисицын А.П.* Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74.
6. *Немировская И.А.* Углеводороды в океане (снег – лед – вода – донные осадки): Автореф. дис. на

References

1. *Prokacheva V.G., Usachev V.F. Severo-Zapadnyi Federal'nyi Okrug Rossii. Zagryaznenie zemli po gorodskim poseleniyam i rayonam, v rechnykh i ozernykh vodosborakh.* Northwestern Federal District Contaminated land in urban settlements and areas, in river and lake catchments. Saint Petersburg: Nedra, 2006: 17–19. [In Russian].
2. *Alekseev V.R.* Snow cover as an indicator of cumulative land contamination. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (1): 127–140. doi: 10.15356/2076-6734-2013-1-127-140. [In Russian].
3. *Vernadskiy V.I. Izbrannye proizvedeniya.* Selected works. Moscow: Publishing House of AN SSSR, 1960: 652 p. [In Russian].
4. *Lewis G.J., Thompson T.G.* The effect of freezing on the sulfate/chlorinity ratio of sea water. Journ. of Marine Research. 1954, 13 (2): 211–217.
5. *Lisitsyn A.P.* Unresolved problems in the oceanology of the Arctic. *Opyt sistemnykh okeanologicheskikh issledovaniy v Arktike.* Experience of systemic oceanological research in the Arctic. Moscow: Nauchnyi mir, 2001: 31–74. [In Russian].

соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии РАН, 2000. 40 с.
7. *Немировская И.А., Чернявский Н.Г.* Новые данные о распределении органических соединений в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 109–117.
8. *Алекин О.А., Тарасов М.Н.* О генезисе химического состава воды озера Балхаш // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 3. С. 986–989.
9. *Вотинцев К.К., Григорьева Э.Н.* К характеристике химического состава льда и подледной воды озер Северного Казахстана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 6. С. 1405–1407.
10. *Анисимова Н.П., Роговская Л.Г.* Изменение химического состава озерного льда во времени // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 128–137.
11. *Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.
12. *Osterkamp T.E., Weber A.H.* Electrical phenomena accompanying the phase change of dilute KCl solution into single crystals of ice // Journ. of Glaciology. 1970. V. 9. № 56. P. 269–270.
13. *Сабылина А.В.* Современный гидрохимический режим Онежского озера // Онежское озеро. Экологические проблемы. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 1999. С. 58–109.
14. *Сабылина А.В., Лозовик П.А., Зобков М.Б.* Химический состав воды Онежского озера и его притоков как индикатор экологического состояния // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 6. С. 717–729.
15. *Бояринов П.А., Петров М.И.* Процессы формирования термического режима глубоких пресноводных водоемов. Л., 1991. 175 с.
16. *Балаганский А.Ф., Карпечко В.А., Литвиненко А.В., Сало Ю.А.* Ресурсы речного стока и водный баланс // Крупнейшие озера-водохранилища северо-запада европейской территории России: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях. Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 2015. С. 31–38.
17. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Ч. 1 / Под ред. Л.В. Боевой. Ростов-на-Дону: НОК, 2009. 1044 с.
18. *Зобков М.Б., Мусатова М.В.* Устройство для определения органического углерода в воде. Патент РФ № 148307 от 29.10.14.
19. *Сергеев Г.Б., Батюк В.А.* Криохимия. М.: Химия, 1978. 296 с.
20. *Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В.* Эколого-геохимическая оценка системы: снег на льду – лед – подледная вода оз. Байкал // Тр. Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на

6. *Nemirovskaya I.A. Uglevodorody v okeane (sneg – led – voda – donnye osadki).* Hydrocarbons in the ocean (snow – ice – water – bottom sediments). PhD Thesis. Moscow: Institute of Oceanology, 2000: 40 p. [In Russian].
7. *Nemirovskaya I.A., Chernyavskiy N.G.* New data on the distribution of organic compounds in the snow-ice cover of East Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 2 (110): 109–117. [In Russian].
8. *Alekin O.A. Tarasov M.N.* On the genesis of chemical composition in water of Lake Balkhash. *Doklady Akademii Nauk SSSR.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. 1956, 109 (3): 986–989. [In Russian].
9. *Votintsev K.K., Grigorieva E.N.* Characteristics of the chemical composition of ice and subglacial water in the lakes of Northern Kazakhstan. *Doklady Akademii Nauk SSSR.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. 1973, 211 (6): 1405–1407. [In Russian].
10. *Anisimova N.P., Rogovskaya L.G.* The temporal change in the chemical composition of lake ice. *Ozera kriolitozony Sibiri.* Siberian cryolithozone lakes. Novosibirsk: Nauka. 1974: 128–137. [In Russian].
11. *Ivanov A.V. Kriogennaya metamorfizatsiya khimicheskogo sostava prirodnykh l'dov_ zamerzayushchikh i talykh vod.* Cryogenic metamorphism of the chemical composition of natural ice, freezing and thawing waters. Khabarovsk: Dalnauka, 1998: 164 p. [In Russian].
12. *Osterkamp T.E. Weber A.H.* Electrical phenomena accompanying the phase change of dilute KCl solution into single crystals of ice. Journ. of Glaciology. 1970, 9 (56): 269–270.
13. *Sabilina A.V.* The modern status of hydrochemical regime of Onego Lake. *Onezhskoe ozero. Ekologicheskie problemy.* Onego Lake. Ecological problems. Petrozavodsk: Karelisn Research Center of RAS, 1999: 58–109. [In Russian].
14. *Sabylina A.V., Lozovik P.A., Zobkov M.B.* Water chemistry in Onega Lake and in its tributaries. *Vodnye Resursy.* Water Resources. 2010, 37 (6): 717–729. [In Russian].
15. *Boyarinov P.A., Petrov M.I. Processy formirovaniya termicheskogo rezhima glubokikh presnovodnykh vodoemov.* Processes of the formation of thermal regime in deep freshwater reservoirs. Leningrad, 1991: 175 p. [In Russian].
16. *Balaganskiy A.F., Karpechko V.A., Litvinenko A.V., Salo Yu.A.* River flow resources and water balance. *Krupneishie ozera-vodokhranilishcha severo-zapada evropeyskoy territorii Rossii: sovremennoe sostoyanie i izmeneniya ekosistem pri klimaticheskikh i antropogennykh vozdeystviyakh.* The largest lakes-reservoirs of the North-West European part of Russia: current state and changes of ecosystems under climate variability and antropogenic impact. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015: 31–38. [In Russian].
17. *Rukovodstvo po khimicheskomu analizu poverkhnostnykh vod sushi. Ch. 1.* Guidelines for the chemical analysis of surface waters. Pt. 1. Rostov-na-Donu: NOK, 2009: 1044 p. [In Russian].
18. *Zobkov M.B., Musatova M.V. Ustroystvo dlya opredeleniya organicheskogo ugleroda v vode.* Device for determining organic carbon in water. The patent of the Russian Federation. № 148307 29.10.14. [In Russian].
19. *Sergeev G.B., Batyuk V.A. Kriokhimiya.* Cryochemistry. Moscow: Khimiya, 1978: 296. [In Russian].
20. *Vorobieva I.B., Naprasnikova E.V., Vlasova N.V.* Ecological and geochemical evaluation of the system: snow on ice – ice – under ice water of Lake Baikal. *Trudy*

водных объектах России». Архангельск, Северное УГМС, 28–31 августа 2007 г. М., 2007. С. 87–90.
21. *Розенталь О.М.* Структура и вмерзание в лед гидратационных комплексов ионов // Журнал структурной химии. 1971. № 5. С. 915–919.
22 *Самойлов О.Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АНСССР, 1957. 182 с.
23. *Нечаев Е.А., Романов В.П.* Адсорбция анионов на льду и потенциалы замерзания // Журнал физической химии. 1981. Т. 55. № 1. С. 1818–1821.
24. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: изд. МГУ, 1999. 328 с.
25. *Арчегова И.Б.* Опыт замораживания растворов гуминовых кислот // Почвоведение. 1967. № 6. С. 57–63.
26. *Komulaynen S., Slastina J., Klochkova M.* Winter algae communities in the lakes and rivers ecosystems (Karelia, Russia) / Eds. K. Wolowski, I. Kaczmarska, J. Ehrman, A. Wojtal. Current advances in algal taxonomy and its applications: phylogenetic, ecological and applied perspective. Krakow. Poland. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, 2012. P. 243–251.
27. *Melnikov I.A.* Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea // Journ. of Marin Systems. 1998. V. 17. P. 195–205.
28. *Мельников И.А.* Экосистемы морских льдов Антарктики: сравнительный анализ // Арктика и Антарктика. 2003. Вып. 2 (36). С. 149–164.
29. *Пирожкова Г.П.* Гидрохимический режим озера и его изменение под влиянием антропогенного воздействия // Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения. Л.: Наука, 1990. С. 95–146.

Vserossiyskoy konferentsii «Ledovye i termicheskie protcessy na vodnykh ob'ektakh Rossii». All-Russian Conf. «Ice and thermal processes in water bodies of Russia». Moscow, 2007: 87–90. [In Russian].
21. *Rozental O.M.* Structure and freezing in the ice of hydration complexes of ions. *Zhurnal Strukturnoy Khimii.* Journ. of Structural Chemistry. 1971, 5: 915–919. [In Russian].
22. *Samoylov O.Ya. Struktura vodnykh rastvorov elektrolitov i gidratatsiya ionov.* Structure of aqueous solutions of electrolytes and hydration of ions. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1957: 182 p. [In Russian].
23. *Nechaev E.A., Romanov V.P.* Adsorption of anions on ice and freezing potentials. *Zhurnal fizicheskoy khimii.* Journ. of Physical Chemistry. 1981, 55 (1): 1818–1821. [In Russian].
24. *Orlov D.S. Gumusovye kisloty pochv i obshchaya teoriya gumifikatsii.* Soil humus acids and general theory of humification. Moscow: MGU, 1999: 328 p. [In Russian].
25. *Archegova I.B.* The experience of freezing solutions of humic acids. *Pochvovedenie.* Soil Science. 1967, 6: 57–63. [In Russian].
26. *Komulaynen S., Slastina J., Klochkova M.* Winter algae communities in the lakes and rivers ecosystems (Karelia, Russia). Eds. K. Wolowski, I. Kaczmarska, J. Ehrman, A. Wojtal. Current advances in algal taxonomy and its applications: phylogenetic, ecological and applied perspective. Krakow. Poland. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, 2012: 243–251.
27. *Melnikov I.A.* Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea. Journ. of Marin Systems. 1998, 17: 195–205.
28. *Melnikov I.A.* Ecosystems of Antarctic sea ice: a comparative analysis. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2003, 2 (36): 149–164. [In Russian].
29. *Pirozhkova G.P.* Hydrochemical regime of the lake and its change under the influence of anthropogenic impact. *Ekosistema Onezhskogo ozera i tendentsii ee izmeneniya.* The ecosystem of Onego Lake and the trends of its change. Leningrad: Nauka, 1990: 95–146. [In Russian].

Критика и библиография

УДК 912.412 doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-429-432

Планета Земля – это мир снега и льда. Тайны ледяных кристаллов глазами фотографа-художника

© 2018 г. В.М. Котляков

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladkot4@gmail.com

Planet Earth is the world of snow and Ice. Mysteries of ice crystals by eyes of the photographer-painter

V.M. Kotlyakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladkot4@gmail.com

В издательстве «Русская коллекция» в 2018 г. вышел в свет замечательный альбом, созданный (не побоюсь этого слова) художником от фотографии Владимиром В. Алексеевым и названный им «Тайны ледяных кристаллов» с подстрочным примечанием: «От Арктики до Антарктики». Уже простое перелистывание альбома впечатляет – на его страницах приведены красочные фотографии снега и льда во всех их ипостасях и на многих территориях нашей планеты. Но это далеко не всё – красочные пейзажи и ледяные красоты сопровождаются интересным текстом, позволяющим глубже проникнуть в это чудо природы. Для полноты картины перечислим названия девяти глав альбома.

Глава 1. Небесные кристаллы
Глава 2. Снежная долина. Северный Урал, Россия
Глава 3. Северный народ. Ямал, Россия
Глава 4. Ледовые формы. Байкал, Россия
Глава 5. Рождение айсбергов. Восточная Гренландия
Глава 6. Лёд и пламя. Исландия
Глава 7. Ледниковое плато. Патагония, Аргентина, Чили
Глава 8. Жизнь во льдах. Антарктида
Глава 9. Лабораторные эксперименты.

Автор альбома, безусловно, настоящий путешественник и к тому же блестящий фотограф. Он посетил многие северные территории нашей страны и снежно-ледяные уголки других континентов. По случайным обстоятельствам в разные годы и мне удалось побывать на всех этих территориях, поэтому я могу засвидетельствовать особую способность автора – увидеть, понять, «поймать» наилучшую освещённость и навсегда запечатлеть потрясающую красоту природных особенностей снега и льда и окружающих ландшафтов.

Людей всегда заинтриговывало бесконечное разнообразие снежно-ледяных форм в природе – от крохотных и неповторимых в своём облике снежинок до гигантских ледников и впечатляющих айсбергов. Всё это пытливый читатель найдёт в альбоме, где автор не просто показыва-

Звёздный дендрит. Это крупные и раскидистые кристаллы, с большим количеством боковых ветвей, напоминающих листья папоротника

Северное небо поражает своей палитрой – от чистого нежно-розового до насыщенного сиреневого, и всё это «играет» на белоснежном снегу

Пузырчатый байкальский лёд

Небольшой айсберг у гренландского берега высотой 15–20 м

ет земные красоты, но «затрагивает глубинные вопросы внутреннего диалога человека со своей собственной Душой, вопросы нравственности и духовности». Эта цитата – из послесловия к альбому, ярко характеризующая автора фотографий. А сам автор пишет: «С годами я пришел к пониманию, что любые внешние красоты нашего мира – это лишь иллюзия, тени мертвого, и они, хоть и прекрасны, но бессмысленны без Того

Ледник Перито Морено в Патагонии, регулярно перегораживающий приледниковое озеро

вечно живого, Что скрыто внутри нас самих, без собственной Души... Когда Бог на первом месте, все остальное на своих местах».

На 192 страницах альбома размещены многие десятки фотографий, не только создающие общую картину окружающего нас снежно-ледяного мира, но и погружающие нас в философскую сторону природы. В ней выросло человечество, и оно не может существовать без природной среды, без тех больших и малых особенностей природы, которые создают среду обитания людей и наполняют всю сущность нашей жизни.

С разрешения автора мы приводим на этих страницах несколько фотографий из альбома. Посмотрите, как тонко чувствует В.В. Алексеев окружающую природу и в то же время как ёмко он передаёт её на своих фотографиях.

В.В. Алексеев регулярно участвует в ведущих конкурсах фотографий, в том числе и организуемых Русским географическим обществом. Он побеждал в таких престижных конкурсах, как «Самая красивая страна», «Дикая природа России», «Первозданная Россия» и др. В 2016 г. В.В. Алексеев вошёл в число лучших пейзажных фотографов мира.

Последняя презентация работ В.В. Алексеева состоялась в мае 2018 г. в особом месте – цокольном этаже храма Христа Спасителя. Мне удалось

Массив Фиц-Рой – самый впечатляющий в Патагонии

посетить этот вечер, познакомиться с прекрасным художником и выставкой его фотографий. Особое впечатление осталось от этой части храма Христа Спасителя. Здесь в неширокоих коридорах с приглушённым светом выставлена коллекция произведений самых известных русских ху-

У ледяного берега Антарктиды

дожников, а И.К. Айвазовскому отведён целый зал. Такое собрание – скромное, но величественное – оставляет в душе чудесное впечатление о России и её месте в мировой цивилизации. И это обстоятельство подчеркнуло для меня ещё большее значение работ В.В. Алексеева – великолепного мастера фотографии, показавшего величие снега и льда на нашей родной планете.

Подписано в печать 06.07.2018 г. Дата выхода в свет 26.09.2018 г. Формат 60 × 88 1/8
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 85 экз. Заказ 498 Цена договорная

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Русского географического общества
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 ФГПУ «Издательство «Наука» по заказу ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 121099 Москва, Шубинский пер., 6**

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке* (**Acknowledgments**).

Для статьи, представляемой ***на английском языке***, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт http://ice-snow.igras.ru.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бóльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. http://ice-snow.igras.ru.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» http://ice-snow.igras.ru

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: *khronika@mail.ru*

Индекс 41519

Лёд и Снег Том 58 № 3, 2018 Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

И.С. Бушуева, А.Ф. Глазовский, Г.А. Носенко. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. 293

А.А. Резепкин, В.В. Поповнин. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. 307

А.Ю. Михайлов, М.Д. Ананичева. Оценка эволюции ледниковых систем Северо-Востока России по данным регулярного метеорологического архива. 322

Д.В. Банцев, Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Токарев, И.В. Волков. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным. 333

Снежный покров и снежные лавины

В.М. Котляков, А.В. Сосновский, Н.И. Осокин. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене. 343

П.А. Черноус, Н.И. Осокин, Р.А. Чернов. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген). 353

Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий, Д.Ю. Шуляков, Д.А. Липилин. Снежники Лагонакского нагорья (Западный Кавказ). 359

Морские, речные и озёрные льды

Н.А. Яицкая, А.А. Магаева. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. 373

Р.А. Балакин, Г.И. Вилков. Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом. 387

К.А. Корнишин, П.А. Тарасов, Я.О. Ефимов, Ю.П. Гудошников, С.М. Ковалев, Е.У. Миронов, Е.И. Макаров, А.В. Нестеров. Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых. 396

Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев, А.О. Орлов, С.В. Цыренжапов. Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа. 405

А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова. Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы). 417

Критика и библиография

В.М. Котляков. Планета Земля – это мир снега и льда. Тайны ледяных кристаллов глазами фотографа-художника. 429

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 58, № 3, 2018