



№ **1**, **2019**

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 – П.С. Лиитриева

Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р Т. Вихма (Финляндия), канд. геогр. наук Н.А. Володичева, канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора), д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов, д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич, канд. геогр. наук С.С. Кутузов, канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет, канд. геогр. наук А.А. Медведев, д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания), канд. геогр. наук В.В. Попова, 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. геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

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

Members of the editorial board:

K.V. Chistyakov, I.E. Frolov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief),
V.N. Golubev, P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov,
N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,
A.A. Medvedev, V.N. 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, в Варинора 27 Инотитит распрофии РАК

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: Снежная зима в Подмосковье. Январь 2019 г. Фото В.М. Котлякова.

 Photo on the cover:
 Snowy winter in Moscow region. January 2019.

 Photo by V. M. Kotlyakov.
 Photo by V. M. Kotlyakov.

© Российская академия наук, 2019

© Русское географическое общество, 2019

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2019

© В.М. Котляков, 2019

Recuilences Anogenus Hay

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES INSTITUTE OF GEOGRAPHY



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ Ресшилая Анадемия

RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



Contents

Glaciers and Ice Sheets

O.V. Rototaeva, G.A. Nosenko, A.M. Kerimov, S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev, S.A. Nikitin, A.A. Kerimov,	
L.N. Tarasova. Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn	
of 20th and 21st centuries	5
I.I. Lavrentiev, A.F. Glazovsky, Yu.Ya. Macheret, V.V. Matskovsky, A.Ya. Muravyev. Reserve of ice in glaciers	
on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades	23
A.S. Boronina, S.V. Popov, G.V. Pryakhina. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part	
of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica	39
K.A. Aristov, D.A. Petrakov, N.V. Kovalenko, S.A. Timonin, A.A. Kolchin, V.N. Drobyshev. Monitoring	
of Kolka Glacier in 2014–2017 by terrestrial stereophotogrammetry	49
R.A. Chernov, A.V. Kudikov, T.V. Vshivtseva, N.I. Osokin. Estimation of the surface ablation and mass	
balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen)	59

Snow Cover and Avalanches

S .1	P. Pozdniakov, S.O. Grinevskyi, E.A. Dedulina, E.S. Koreko. Sensitivity of the results of modeling of	
	seasonal ground freezing to selection of parameterization	
	of the snow cover thermal conductivity	67

Ground Ice and Icings

L.G. Neradovsky. The GPR-based estimation of the volumetric ice content of dispersed ground in	
the Central Yakut lowland	81
N.A. Budantseva, Yu.K. Vasil'chuk. Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges	
stable water isotopes near Anadyr town	93

Sea, River and Lake Ice

D.D. Zavyalov, T.A. Solomakha. Influence of new snow on growth and melting of sea ice 1	103
S.B. Krasheninnikova, M.A. Krasheninnikova. Causes and features of long-term variability of the ice extent	
in the Barents Sea1	112

Applied Problems

A.V. Zelenchuk, V.A. Krylenkov. Probes for the study of icy and subglacial environment of planets	123
---	-----

Travels, discoveries

M.D. Ananicheva, G.Yu. Pakin, Yu.M. Konono	 Baikal glacier system, n 	ew findings	135
--	--	-------------	-----

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

О.В. Рототаева, Г.А. Носенко, А.М. Керимов, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, С.А. Никитин,	
<i>А.А. Керимов, Л.Н. Тарасова.</i> Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус)	
на рубеже XX–XXI вв	.5
И.И. Лаврентьев, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет, В.В. Мацковский, А.Я. Муравьев. Запасы льда	
в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия 2	23
А.С. Боронина, С.В. Попов, Г.В. Пряхина. Гидрологическая характеристика озёр восточной части	
полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида	39
К.А. Аристов, Д.А. Петраков, Н.В. Коваленко, С.А. Тимонин, А.А. Колчин, В.Н. Дробышев. Мониторинг	
ледника Колка в 2014—2017 гг. методом наземной стереофотосъёмки	19
<i>Р.А. Чернов, А.В. Кудиков, Т.В. Вшивцева, Н.И. Осокин.</i> Оценка поверхностной абляции и баланса	
массы ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген)	;9

Снежный покров и снежные лавины

С.І	I. Поздняков, С.О. Гриневский, Е.А. Дедюлина, Е.С. Кореко. Чувствительность результатов	
N	моделирования сезонного промерзания к выбору параметризации теплопроводности снежного	
Ι	токрова	67

Подземные льды и наледи

<i>Л.Г. Нерадовский.</i> Оценка объёмной льдистости дисперсных грунтов Центрально-Якутской	
низменности по данным георадиолокации 8	31
<i>Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук.</i> Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по	
стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь	93

Морские, речные и озёрные льды

<i>Д.Д. Завьялов, Т.А. Соломаха.</i> Влияние свежевыпавшего снега на нарастание и таяние морского льда	103
С.Б. Крашенинникова, М.А. Крашенинникова. Причины и особенности долговременной изменчивости	
ледовитости Баренцева моря	112

Прикладные проблемы

<i>A.B</i> .	Зеленчук, В.А	. Крыленков.	Зонды для исследования ледя	ных и подлёдных сред планет.	
--------------	---------------	--------------	-----------------------------	------------------------------	--

Путешествия, открытия

М.Д. Ананичева, Г.Ю. Пакин, Ю.М. Кононов. Байкальская ледниковая система, новые находки...... 135

Ушёл из жизни Бруно Мессерли

Печальная новость. 4 февраля 2019 г. ушёл из жизни Бруно Мессерли — замечательный человек и учёный, в прошлом профессор Бернского университета, президент Международного географического союза (1996—2000 гг.), член редколлегии нашего журнала. Б. Мессерли внёс неоценимый вклад в развитие горной географии в её новом измерении — глобальных изменений и устойчивого развития. Возглавляемая им группа международных экспертов «Горная повестка—21» добилась включения горных проблем в Глобальную повестку развития на XXI век на Конференции ООН в Рио-де-Жанейро в 1992 г. Бруно был нашим коллегой и для многих из нас — близким другом. Он хорошо знал горные регионы СССР и проблемы их развития — от Кавказа до Центральной Азии и Алтая. Б. Мессерли был иностранным членом Российской академии наук и в последние годы своей жизни активно работал в редколлегии нашего журнала.

Дополнительная информация для авторов статей, публикуемых в журнале «Лёд и Снег»

Уважаемые коллеги, ниже помещены некоторые пожелания авторам научных журналов, направленные на максимальное продвижение журнала и открытость публикуемой в них информации. Редакция журнала «Лёд и Снег» просит авторов статей принять публикуемое далее во внимание.

Acknowledgments — Благодарности. Традиционно в этот раздел включалась информация о финансировании работ, грантах, проектах, контрактах и других видах финансовой поддержки. Предлагается разбить этот раздел *на две части*.

В разделе Acknowledgments следует сообщать: о полезных обсуждениях и дискуссиях, благодарностях коллегам и рецензентам (в особых случаях); о предоставлении материалов, данных, компьютерного обеспечения, приборов во временное пользование; информацию о проведении исследований в центрах коллективного пользования и помощи в технической подготовке статьи, а также всё прочее, что оценивается как полезная помощь, но не является достаточным, чтобы считаться вкладом в авторство работы.

В разделе *Funding* — *Финансирование работы* — сообщать о грантах и любой другой финансовой поддержке исследований, при этом следует использовать в этом разделе не сокращённые названия институтов и спонсирующих организаций, а полные.

Author contributions – Информация о вкладе авторов. По желанию авторов может быть указан вклад каждого автора в исследование, т.е. описано, как именно каждый автор участвовал в работе, например: Авторы X1, X2 и X3 придумали и разработали эксперимент, авторы X4 и X5 синтезировали образцы и провели их лабораторное исследование, авторы X1 и X5 участвовали в обработке данных, автор X6 проводил теоретические расчёты, авторы X1, X2 и X6 участвовали в написании текста статьи. Все авторы участвовали в обсуждении результатов.

Supplementary materials – Дополнительные материалы. В статье может быть дана ссылка на наличие дополнительных материалов, включающих публикации неформатных таблиц, видеороликов, презентаций и пр. Просим не давать в статьях раздел «Appendix», а включать эти данные непосредственно в статью либо выносить их в дополнительные материалы. Такие материалы желательно присылать вместе со статьёй для помещения их на сайте журнала.

Additional information – Дополнительная информация. В этом разделе могут быть помещены:

1) нестандартные ссылки, например, материалы, которые по каким-то причинам не могут быть опубликованы в статье, но могут быть предоставлены авторами по запросу;

2) дополнительные ссылки на научные характеристики авторов;

3) особые сообщения об источнике оригинала статьи, если статья публикуется в переводе;

4) информация о связанных со статьёй ранее неопубликованных докладах на конференциях и научных семинарах.

Редакция оставляет за собой право включить в этот раздел издательскую информацию, например, выразить несогласие с выводами работы или индифферентность по отношению к полученным данным, указать составителей, ответственных за включение статьи в номер, если они не указаны другим способом, а также привести другую информацию, имеющую отношение к данной статье или журналу в целом.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.43

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-5-22

Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX-XXI вв.

© 2019 г. О.В. Рототаева^{1*}, Г.А. Носенко¹, А.М. Керимов², С.С. Кутузов¹, И.И. Лаврентьев¹, С.А. Никитин¹, А.А. Керимов³, Л.Н. Тарасова¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия; ³Отдел географических исследований Кабардино-Балкарского научного центра РАН, Нальчик, Россия *rototaeva@mail.ru

Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn of 20th and 21st centuries

O.V. Rototaeva^{1*}, G.A. Nosenko¹, A.M. Kerimov², S.S. Kutuzov¹, I.I. Lavrentiev¹, S.A. Nikitin¹, A.A. Kerimov³, L.N. Tarasova¹

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; ²High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia; ³Department of Geographical Research of the Kabardino-Balkar Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Nalchik, Russia.

*rototaeva@mail.ru

Received May 20, 2018 / Revised October 4, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: air temperature, glacier reduction, mass balance of glacier, intensive melting, precipitation, southern slope of Mount Elbrus, two climatic periods.

Summary

Long-term series of observations on the glacier of the southern slope of Elbrus manifest the change of two climatic periods in the highlands of the Caucasus. During the first one, relatively cold and snowy period of 1982-1997 with a small positive mass balance, the Garabashi Glacier accumulated a layer of 0.8 m.e. The second period (1998-2017) is characterized by rising summer air temperatures and increasing precipitation in the first decade, and catastrophic melting in 2010–2017. The mass balance of the glacier averaged -0.63 m w.e. yr⁻¹, and in some years it reached $-1.00 \div -1.50$ m w.e. yr⁻¹. In the last ten years, frequency of vast anticyclones covering the southern part of the European part of Russia and the North Caucasus increased. Summer temperatures in the Elbrus region rose to almost the level of the 1950s that was the hottest decade of the XX century. Duration of the summer season on the glaciers increased. Active melting resulted in elevation of the equilibrium line of the Garabashy Glacier by 200 m. In the main part of the glacier alimentation area, i.e. at heights of 3800-4000 m, the large parts of the firn area had disappeared, but open ice of the ablation zone had appeared. The former areas of the "warm" firn zone, where up to 35% of melt water retained within the 20-meter firn thickness, were replaced by the firn-ice zone, and the ice discharge increased. The glacier alimentation is decreased, and its tongue retreats with increasing velocity. Rocks and entire lava ridges release from ice at different levels of the glacier. The inter-annual variations of the glacier mass balance are controlled by intensity of ablation. In the second period, the correlation coefficient of these values reached 0.97 compared to 0.82 in the first one. In total over 36 years of observations, reduction of the glacier mass during the second period resulted in loss of volume (0.05 km³ or 14%), area (0.51 km² or 11.4%), and of ice layer (11.4 m).

Citation: Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Kerimov A.M., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Nikitin S.A., Kerimov A.A., Tarasova L.N. Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn of 20th and 21st centuries. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 5–22. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-5-22.

Поступила 20 мая 2018 г. / После доработки 4 октября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: баланс массы ледника, два климатических периода, интенсивное таяние, осадки, сокращение ледника, температура воздуха, южный склон Эльбруса.

На основе 36-летнего ряда ежегодных наблюдений за балансом массы и состоянием ледника Гарабаши на Эльбрусе выделены два периода: 1982–1997 и 1998–2017 гг. В первом периоде отмечен небольшой положительный баланс массы (+0,8 м в.э.), а во втором летние температуры в Приэльбрусье повысились на 1 °С, граница питания поднялась на 200 м. За все годы наблюдений ледник потерял 14% своего объёма и 11,4% площади.

Введение

Ледник Гарабаши – часть южного склона ледникового массива Эльбруса, пятого по высоте вулкана мира (5642 м). Ледник начинается на высоте около 4900 м и оканчивается на 3330 м, его площадь в 1980-90-х годах составляла 4,47 км². В период МГГ (1957–1959 гг.) большие комплексные исследования в Приэльбрусье проводила экспедиция МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством Г.К. Тушинского. Обширные наблюдения на ледниках Эльбруса были дополнены фототеодолитной съёмкой всего массива. Результаты работ опубликованы в монографии «Оледенение Эльбруса» [1] и нашли отражение в более поздних изданиях – Каталоге ледников СССР [2], работе А.П. Волошиной [3] и др. В 1961–1964 гг. на южном склоне вёл исследования Институт географии АН СССР с двумя зимовками и стационаром на Ледовой базе (3860 м). Изучались процессы формирования ледникового климата, аккумуляции и абляции, строение фирновой толщи и др. [4].

Через 20 лет работы Института географии возобновились под руководством А.Б. Бажева. Главной задачей было изучение процессов массообмена и многолетней динамики балансового состояния ледников. Ежегодные наблюдения за балансом массы ледника Гарабаши начались в 1982 г. и не прерываются до настоящего времени. Ледник включён в систему наблюдений Международной службы мониторинга ледников, данные по нему публикуются в бюллетенях службы. В 1987 г. у правого края ледника, на высоте 3850 м был построен домик стационара, что намного облегчило дальнейшие работы. До сих пор в нашей стране это — единственная научная станция на ледниках на таких высотах.

Наблюдения за балансом массы ледника дополнялись другими исследованиями. В 1987— 1990 гг. в области питания Гарабаши пробурены глубокие скважины до ложа (73—77 м) в «тёплой» фирновой и фирново-ледяной зонах [5], а также в правой части ледника Большой Азау на нижней границе «холодной» фирновой зоны. Выполнялись лабораторные анализы керна. Ленинградский горный институт проводил испытания новой малогабаритной термобуровой установки. В 1988 г. совместно с коллегами Томского университета выполнена маршрутная радиолокационная съёмка ледников Гарабаши, Большой и Малый Азау. Построена карта толщины льда, рассчитаны объёмы ледников [6]. Во второй половине 1990-х годов в программу работ включился отдел географии Кабардино-Балкарского научного центра РАН, расширились геохимические исследования. Высота ледниковых склонов Эльбруса даёт возможность оценки дальнего переноса химических веществ в свободной атмосфере [7].

С 2004 г. Институт географии РАН проводит исследования на Западном привершинном плато Эльбруса, расположенном на ледоразделе ледников Большой Азау и Кюкюртлю на высоте 5150 м. Впервые на Кавказе открыта и изучается толща в снежно-фирновой зоне с минимальным таянием, проникающим всего на несколько сантиметров. В 2004—2009 гг. выполнены радиолокационная съёмка плато и керновое бурение до ложа ледника (182 м). Анализ изотопного и геохимического состава керна используется для палеоклиматических реконструкций [8].

В настоящей работе рассматриваются процессы формирования баланса массы ледника южного склона Эльбруса на фоне изменений климатических условий в регионе.

Методика исследований

Составляющие баланса массы ледника определяются прямыми измерениями на поверхности и в толще. Основные наблюдения ведутся вдоль двух опорных продольных профилей на леднике, отмеченных постоянными дюралевыми вехами, забуренными в лёд (рис. 1), а также в дополнительных шурфах и скважинах. В начале работ, в 1987-1991 гг., проводился наибольший комплекс наблюдений: весенние и осенние снегосъёмки на всей площади ледника; измерения таяния в течение всего сезона абляции; метеорологические восьмисрочные наблюдения на специально оборудованной площадке на высоте 3830 м, примерно на высоте границы питания; там же на снегомерной площадке вели измерения таяния и летнего накопления снега; измерения и расчёт внутреннего питания в толще снега и фирна на разных высотах.

Построение в течение пяти лет карт всех составляющих водно-ледового баланса, а также высотных балансовых кривых за 10 лет позво-



лили определить подобие этих характеристик из года в год. Количественные показатели типового распределения аккумуляции и абляции

Рис. 1. Схема ледника Гарабаши:

1 — горизонтали; 2 — границы ледника; 3 — линии опорных продольных профилей; 4 — постоянные вехи; 5 — гляциологические стационары; 6 — вершина Эльбруса; 7 — глубокие скважины; 8 — метеоплощадка; 9 — дополнительные шурфы; на подложке — аэрофотоснимок 08.09.1997 г.

Fig. 1. The scheme of the Garabashi Glacier:

1 - contour lines; 2 - glacier boundaries; $3 - \text{lines of support$ $ing longitudinal profiles}$; 4 - permanent landmarks; $5 - \text{glacio$ $logical base}$; 6 - the top of the mountain; 7 - deep wells; 8 - the meteorological site; 9 - additional holes; on the substrate – aerial photograph 09.08.1997

на площади ледника получены путём расчёта нормированных коэффициентов – отношением значений в точках вдоль опорных профилей к средним величинам в 100-метровых высотных зонах, а также на всём леднике. Коэффициенты межгодовой вариации нормированных показателей не превысили 20% [9]. В дальнейшем ежегодный расчёт баланса массы ледника был основан на детальных измерениях на леднике в начале и конце периода таяния, построении по этим данным высотных кривых аккумуляции и абляции вдоль профилей и переходе через нормированные коэффициенты от профилей к средним величинам в каждой 100-метровой зоне и на площади ледника. В начале XXI в. в условиях резкого увеличения таяния расчёты пришлось корректировать с учётом данных прямых измерений на леднике.

В долине Азау, ниже ледника, с 1951 г. на высоте 2143 м работает сетевая метеостанция Терскол. Её данные использовались для получения ряда эмпирических связей — температуры воздуха на леднике и в долине, таяния на площадке 3830 м с температурой на леднике, а также с температурой в Терсколе. Это позволило по суточным значениям температуры воздуха в долине определять таяние на площадке весной до начала наших наблюдений или осенью после их окончания. От опорной площадки через установленные уравнения регрессии рассчитывалась абляция на профиле и в высотных зонах. На основе связи аккумуляции и абляции на леднике с температурой и осадками в Терсколе и на других метеостанциях в окружении Эльбруса выполнена реконструкция ежегодных значений баланса массы ледника с начала XX в. до 1995 г. [10]. В этом ряду 1940-50-е годы выделяются как период наибольшей потери массы ледником.

Метеорологические условия в Приэльбрусье

Данные метеостанции Терскол характеризуют климатические условия в Приэльбрусье во второй половине XX – начале XXI вв. Для оценки балансового состояния ледников определяющий показатель - изменения летних температур воздуха и зимних осадков. За все годы наблюдений в Терсколе (1951-2017 гг.) средняя летняя температура воздуха (июнь-август) составила 11,6 °С; максимальный диапазон её колебаний – от 9,4 °С (1967 г.) до 13,6 °С (1957 г.). Изменчивость летних температур о, как и на всей высокогорной части Кавказа [11], незначительна (табл. 1). Межгодовые отклонения для отдельных периодов наблюдений составляли 0,7-0,9 °С при коэффициенте вариации $C_v = 0.06 \div 0.08$. Вариации средних годовых температур больше $-C_v = 0.2 \div 0.25$.

Все средние годовые данные в статье приводятся за гидрологический год: с сентября по август. Зимний период на высоком леднике Эльбруса мы определяем в среднем с сентября, когда обычно заканчивается таяние, до мая включительно, когда снегопады ещё обеспечивают превышение аккумуляции над начавшимся таянием. Но ежегодно баланс массы определяется действительными сроками: сезон абляции может начаться в конце мая или продолжаться до середины сентября. Диапазон высот ледника на склоне Эльбруса велик, и сроки сезонов смещаются, мы принимаем средние по леднику.

О скорости снижения температуры воздуха с высотой в ледниковой зоне Эльбруса дают представление расчёты вертикальных температурных градиентов. По методике, разработанной при составлении карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира [12, 13], мы пересчитали градиенты летних температур воздуха на Кавказе для периода 1960–1987 гг. (позже данных метеостанций было слишком мало). Оказалось, что по сравнению с прошлым периодом (1955–1965 гг.) [14] они практически не изменились. Средний склоновый градиент в верховьях Малки–Терека составляет 0,58–0,60 °С на 100 м подъёма.

На протяжении трёх лет (2014—2016 гг.) мы круглогодично или в отдельные месяцы выполняли наблюдения за изменением температуры воздуха с высотой с помощью автоматических датчиков Thermochron iButton, установленных на Поляне Таблица 1. Изменения основных статистических характеристик: температуры воздуха, осадков на метеостанции Терскол за 1951–2017 гг. и элементов баланса массы ледника Гарабаши за годы наблюдений*

Параметры	Период, годы	Среднее значение	Средне- квадрати- ческие отклоне- ния о	Коэффи- циент вариации <i>С</i> _у
	Показате	ли метеоус	ловий	
Средняя	1951-2017	2,7	0,67	0,25
температура	1951-1962	3,3	0,63	0,19
за гидроло- гический	1963-1997	2,4	0,49	0,2
год, °С	1998-2017	2,8	0,69	0,25
Средняя	1951-2017	11,6	0,92	0,08
летняя тем-	1951-1962	12,3	0,80	0,06
пература за	1963-1997	11	0,64	0,06
густ, °С	1998-2017	12,2	0,69	0,06
Средние	1951-2017	655	143	0,22
зимние осад-	1951-1962	573	57	0,1
ки за сен-	1963-1997	641	148	0,23
мм	1998-2017	729	135	0,18
Средние	1951-2017	289	69	0,24
летние осад-	1951-1962	236	50	0,21
ки за июнь—	1963-1997	306	73	0,24
август, мм	1998-2017	292	54	0,18
	Элемент	ы баланса м	ассы	
	1982-2017	122	16,41	0,14
Аккумуля-	1982-1997	124	17,96	0,15
ция, см в.э.	1998-2017	120	14,64	0,12
	1982-2017	153	50,40	0,33
Абляция,	1982-1997	115	23,12	0,20
СМ В.Э.	1998-2017	183	45,35	0,25
Баланс мас-	1982-2017	-31	56,08	-1,81
сы ледника,	1982-1997	9	31,77	3,53
СМ В.Э.	1998-2017	-63	50,67	-0,80

*Жирным шрифтом выделены итоговые данные за весь период наблюдений.

Азау (база МГУ, 2300 м), Пике Терскол (3127 м, обсерватория), у Базы Гарабаши ИГРАН (3850 м, на скальной гряде в 120 м от правого края ледника), а также на скалах в фирновой области ледника на высоте 4000 м. В 2013/14 г. на каменистой поверхности восточного кратера Эльбруса (5600 м) в течение года работал датчик с радиационной защитой, установленный экспедицией ИГРАН.

По средним суточным данным 2016 г. рассчитан температурный градиент на склоне между Поляной Азау и Пиком Терскол, который снижался с мая по август с 0,71 до 0,53 °C/100 м, а для июня августа он был равен в среднем 0,6 °C/100 м. Градиент между Поляной Азау и Базой Гарабаши, которая находится в зоне прямого охлаждающего влияния ледника, увеличивался до 0,69-0,73, составляя в среднем 0,71 °C/100 м. Средний градиент в июне—августе 2014 г. между Поляной Азау и вершиной Эльбруса оказался равным 0,67 °C/100 м, а между 4000 м и вершиной в мае июне — 0,56 °C/100 м. Наблюдения вдоль склона за суточным ходом температур в июле—августе 2013 г. [15] показали градиент в полуденные часы между Терсколом и Базой Гарабаши 0,84 °C/100 м, а между Базой и вершиной — 0,69 °C/100 м.

Сравнения целого ряда измерений в разные годы на разных уровнях, несмотря на большой разброс величин градиентов, позволяют предполагать, что в верхней зоне области питания ледников, на «куполе» Эльбруса, снижение температуры с высотой замедляется по сравнению с нижележащей частью склона. Величина температурного скачка при переходе на ледниковую поверхность также весьма изменчива. По измерениям 1988-1991 гг. получены величины скачка 1-2 °С при средней суточной температуре на леднике в диапазоне от -2 до +5 °C. Это согласуется с данными А.П. Волошиной по наблюдениям в районе «Ледовой базы» в 1958-1960 гг.: тогда скачок составлял от 1,2 до 2,8 °С в зависимости от температуры внеледниковой поверхности соответственно от 2 до 10 °С [3].

Данных о распределении осадков на склоне Эльбруса мало из-за недостатка прямых измерений. Наблюдения по осадкомерам в 1951-1958 гг. показали годовую величину осадков в среднем от 790 мм в Терсколе до 810 мм на 3020 м (Пик Терскол) и 1130 мм на 4200 м у Приюта 11 [16]. Однако зимой из-за сильных ветров на больших высотах показания осадкомеров сильно занижены; при частых метелях недоучёт осадков может достигать 60-75% [17]. Осадки в долине и выпадение снега на ледниках далеко не всегда синхронны. На станции Терскол средний многолетний уровень годовой суммы осадков – около 950 мм, почти треть их выпадает за три летних месяца. Зимой при средней величине 655 мм основной диапазон значений разных лет - 500÷900 мм. 56% осадков выпадает в сентябре-октябре и апреле-мае, в эти месяцы суммы осадков составляют в среднем около 100 мм. Межгодовые колебания зимних и летних осадков мало отличаются, коэффициент вариации С_v составляет порядка 0,23 (см. табл. 1).

В целом за вторую половину XX – начало XXI в. тренды показывают увеличение летней температуры воздуха в Терсколе на 0,7 °С и зимних осадков на 180 мм. Однако линейные тренды – условный показатель лишь общей направленности процесса за многолетний период. Для оценки условий существования ледников важнее изменения метеоусловий за разные годы, и в общем ряду данных такую картину показывают осреднение значений по десятилетиям и аппроксимация полиномом четвёртого порядка (рис. 2). За все годы наблюдений на метеостанции Терскол дважды происходила смена климатических условий.

Начало работы станции — 1950-е годы — совпали с максимумом самого жаркого тридцатилетия 1930—50-х годов на Кавказе. Температура лета в Приэльбрусье поднялась в среднем до 12,4 °С, на 0,8 °С выше многолетней нормы (1951—2017 гг.). Аномалии температур воздуха в 1951—1962 гг. были самыми высокими за 67 лет наблюдений во все четыре сезона (рис. 3). Температура трёх зимних месяцев оказалась даже положительной: +0,3 °С. Тогда же рекордными были отрицательные аномалии осадков, особенно летом и осенью. Все аномалии способствовали активному таянию ледников.

Затем наступила смена условий. Главной чертой тридцатилетия 1960—80-х годов и почти до конца 1990-х годов было значительное похолодание. В 1960-х годах летняя температура воздуха понизилась на 1,4 °С, затем она повышалась, но в среднем для всего периода осталась на 0,6 °С ниже нормы. Изменчивость её в эти годы минимальна – $\sigma = 0,6$ °С. С 1960-х годов начала увеличиваться снежность зим, постепенно приблизившись к многолетнему среднему. Изменчивость зимних осадков, как и летних, больше по сравнению с другими периодами. Особенно выделяется аномалия летних осадков.

Период с конца 1990-х до 2017 г. снова «повернул» климатическую кривую. Рост летней температуры начался во второй половине 1990-х годов, а с 1998 г. она резко поднялась, аномалия достигла 0,7 °С. При этом в начале XXI в. резко увеличились и зимние осадки, превысив норму на 200 мм, но затем они значительно уменьшились. Особенно заметна в этот период высокая аномалия весенних осадков, в противоположность прошлому периоду, когда она была отрицательной (см. рис. 2, 3). Таким образом, ряд наших работ на леднике Гарабаши, начавший-



Рис. 2. Ход средней летней температуры воздуха и осадков за время работы метеостанции Терскол. 1–3 – ежегодные значения: 1 – летние температуры; 2 – зимние осадки; 3 – летние осадки; 4–6 – осреднение по десятилетиям: 4 – летние температуры; 5 – зимние осадки; 6 – летние осадки; 7 – 8: аппроксимация полиномом 4-й степени: 7 – летние температуры; 8 – зимние осадки; 9 – границы периодов наблюдений; средние многолетние значения показаны пунктиром, линейные тренды – чёрными мелкими точками

Fig. 2. The course of the average summer air temperature, °C and precipitation, mm according to the Terskol weather station. 1-3 – annual values: 1 – summer temperatures; 2 – winter precipitation; 3 – summer precipitation; 4-6 – averaging over decades: 4 – year temperatures; 5 – winter precipitation; 6 – summer precipitation; 7-8 – approximation by a polynomial of the 4th degree: 7 – summer temperatures; 8 – winter precipitation; 9 – boundaries of the observation periods; perennial averages are shown by a dotted line, linear trends by black dots

ся в 1982 г, совпал со сменой двух климатических периодов в Кавказском регионе на рубеже XX–XXI вв. Первый период наблюдений – с 1982 до 1997 г. – холодный и достаточно снежный, благоприятный для ледников; второй – 1998– 2017 гг. – с жаркими летними сезонами, в котором особенно выделяются последние восемь лет.

Первый период наблюдений, 1982-1997 гг.

Аккумуляция. Зимой основная масса снега поступает на поверхность ледников южного склона Эльбруса во время обильных снегопадов и метелей, наблюдающихся обычно 2–3 раза в месяц, когда накопление снега может достигать 50–70% месячной суммы [1]. Они связаны либо с холодными фронтами западно-европейских циклонов, либо с мощными вторжениями средиземноморских циклонов, которые приносят весной на склоны Эльбруса наиболее интенсивные осадки. Потоки влаги со стороны Чёрного моря, поднимаясь вдоль открытой к югу широкой долины р. Ингури, достигают западных и южных склонов Эльбруса на высотах более 3,5 км. Величины аккумуляции на Гарабаши коррелируют с осадками на станциях южного склона Эльбруса [10].

В зимний период максимумы осадков в осенние и весенние месяцы играют разную роль в снегонакоплении на леднике. Осенние снегопады менее благоприятны, так как в сентябре часть снега успевает стаять, а в октябре почти весь выпадающий снег уносится с фирновых полей сильными ветрами, когда их средняя скорость на высоте 4000 м равна 13 м/с [1, 16]. В апреле-мае при уменьшении скорости ветра до 6–8 м/с и



Рис. 3. Отклонения от многолетней нормы температуры воздуха (a) и осадков (b) в отдельные сезоны разных климатических периодов за время работы метеостанции Терскол.

1 – осень; *2* – зима; *3* – весна; *4* – лето

Fig. 3. Deviations from the multiyear norm of air temperature (*a*) and precipitation (δ) in separate seasons of different climatic periods according to the Terskol weather station.

1 - autumn; 2 - winter; 3 - spring; 4 - summer

большей влажности снега он сохраняется на леднике до начала сезона абляции. В верхней части склонов Эльбруса процесс аккумуляции происходит в течение всего года. Зимой число дней с осадками на леднике велико – до 70% времени. Поле аккумуляции построено достаточно сложно, что вызвано переотложением снега западными ветрами, повторяемость которых здесь более 80% в году. Во время метелей скорость ветра часто достигает 20–30 м/с. Водозапас в областях сноса и накопления снега на леднике может отличаться в пять раз и более [17].

В целом на леднике аккумуляция растёт с высотой до пояса наибольшего накопления на высотах 3700—4100 м. В правой и центральной частях ледника максимум снега всегда наблюдается на

верхнем «плато» — 3900—4000 м, приуроченном к пологому выровненному участку склона, а также на втором, нижнем фирновом поле, на высотах 3650-3750 м. Левая часть ледника отличается значительно большей аккумуляцией — здесь в широкую продольную ложбину постоянно переметается снег с более возвышенной правой части. Наши ежегодные измерения на двух профилях вдоль ледника показали различия в величине накопления в два-три раза. Выше 4100 м, при крутизне склона «купола» Эльбруса до 20-30° и более, аккумуляция резко убывает. Здесь отложение снега наиболее зарегулировано ветрами. В левой части ледника оно постепенно снижается до 100 и 50 см в.э., тогда как в правой – до 50 и 20 см в.э., и в конце зимы обширные участки склона нередко лишены снега и покрыты льдом, отполированным ветрами. По нашим измерениям, в 1980-е годы до высоты 5100 м аккумуляция на склоне составляла в начале лета 25-35 см в.э. В седловине Эльбруса (5300 м) ветровой снос снега настолько силён, что баланс массы постоянно равен нулю: остатки хижины, построенной здесь ещё в 1933 г., сохранились до настоящего времени.

В 1980—90-е годы аккумуляция на леднике составила в среднем 124 см в.э. (табл. 2), что близко к норме за весь срок наблюдений на Гарабаши – 122 см в.э. Близ конца ледника слой снега весной обычно равен 100—120 см в.э., на верхнем и нижнем «плато» – в среднем 160—180 см в.э., а в отдельных ареалах максимального накопления – до 200—250 см в.э. Межгодовые колебания аккумуляции наблюдались в основном в пределах 110—130 см в.э., $C_{v} = 0,15$. Наименьшие её значения отмечались в 1982/83 г. (98 см в.э.), а также в 1984/85 и 1985/86 гг. – порядка 100 см в.э.

Необычно снежными в первый период были зимы 1986/87, 1992/93, 1996/97 гг., когда осадки в Приэльбрусье превышали 900 мм. Эти же зимы отличались и массовым сходом лавин. Зима 1986/87 г. оказалась в XX в. рекордной на Кавказе и по снежности, и по масштабу последствий схода катастрофических лавин [18]. В Приэльбрусье необычно интенсивные снегопады начались в декабре, а в январе осадки более 270 мм превысили месячную норму в 5 раз и привели к сходу особо крупных лавин в долине Баксана [19]. Экстремальные осадки наблюдались и в мае — более 250 мм. В эту зиму огромной силы лавины принесли небывалые разрушения и бед-

Таблица 2. Годовой баланс массы ледника Гарабаши
1981/82-2016/17 гг., и средние значения за периоды
наблюдений (выделены жирным шрифтом), см в.э.

Год	Аккумуляция	Абляция	Баланс массы
1981/82	142	80	62
1982/83	98	97	1
1983/84	129	95	34
1984/85	103	113	-10
1985/86	100	164	-64
1986/87	170	109	61
1987/88	119	92	27
1988/89	131	128	3
1989/90	132	123	9
1990/91	134	137	-3
1991/92	111	97	14
1992/93	140	105	35
1993/94	121	164	-43
1994/95	119	120	-1
1995/96	104	107	-3
1996/97	132	113	19
1982-1997	124	115	9
1997/98	107	258	-151
1998/99	116	198	-82
1999/2000	95	201	-106
2000/01	112	187	-75
2001/02	137	111	26
2002/03	133	117	16
2003/04	140	115	25
2004/05	135	115	20
2005/06	145	211	-66
2006/07	114	177	-63
2007/08	136	178	-42
2008/09	109	146	-37
2009/10	138	262	-124
2010/11	114	200	-86
2011/12	103	202	-99
2012/13	111	139	-28
2013/14	118	210	-92
2014/15	113	216	-103
2015/16	112	210	-98
2016/17	120	213	-93
1998-2017	120	183	-63
1982-2017	122	153	-31

ствия, особенно на южном склоне Кавказа. В Сванетии иногда над развалинами целых селений возвышались только древние башни. На леднике Гарабаши в 1986/87 г. величина аккумуляции была максимальной за все годы наблюдений — в среднем 170 см в.э., а на высотах 3900— 4000 м — более 260 см в.э.

Абляция. Значительное похолодание 1960-90-х годов вместе с повышенной снежностью способствовало малой абляшии на ледниках Эльбруса. В первый период наблюдений её величина на Гарабаши составляла в среднем 115 см в.э. Наибольшие значения – 130–160 см в.э. – отмечались в 1986, 1991 гг. (рис. 4), когда летние температуры в Приэльбрусье поднимались до 11,8 °С. Изменчивость абляции также мала – коэффициент вариации $C_v = 0,2$, но колебания летних температур в районе ещё меньше $-C_v = 0.06$; из этого следует, что изменения абляции зависят и от ряда других факторов. Таяние близ конца ледника обычно начинается в первых числах мая; в основной части области питания на высоте 3800-4000 м – в середине июня, но водоотдача из снежной толщи происходит здесь в конце месяца, а выше 4200 м – в июле. Весной таяние нередко задерживается из-за большого слоя зимнего снега. Так, после аномально снежной зимы и весны 1986/87 г. за лето растаяло сезонного снега в три раза больше, чем льда на постепенно освобождавшейся поверхности языка.

Месяцы наиболее активного таяния – июль и август, тогда как в июне на леднике ещё преобладает циклоническая погода, наблюдается большое число дней с осадками и отрицательными средними суточными температурами воздуха [20]. В июле-августе могут быть продолжительные периоды с высокой температурой воздуха, которые имеют решающее значение в повышении суммарной величины абляции. Это - по 5-7 и даже 9 ясных дней подряд с устойчивой антициклональной погодой и со значительной величиной радиационного баланса в условиях поступившей в Приэльбрусье тёплой воздушной массы. Такие дни отмечались в 1986, 1989, 1991 гг. Температура в Терсколе поднималась выше 14 °C, а на леднике суточное таяние превышало 35 мм, что в полтора раза больше средней величины в другие дни без осадков. Особая роль таких дней с непрерывным таянием отмечалась на Эльбрусе и ранее [3].

Продолжительность периода абляции зависит в первую очередь от погоды в сентябре. Обычно в первых числах сентября ледник уже окончательно покрывается новым зимним снегом, но иногда таяние наблюдается до конца месяца. Так было,



Рис. 4. Колебания баланса массы ледника Гарабаши за период наблюдений 1982–2017 гг. (*a*) и кумулятивная кривая баланса массы (*б*).

1-3 – годовые значения: 1 – абляции; 2 – аккумуляции; 3 – баланса массы; 4–6 – пятилетние скользящие средние: 4 – абляции; 5 – аккумуляции; 6 – баланса массы; 7 – кумулятивный баланс; средние значения показаны горизонтальными линиями, тренды – чёрными мелкими точками

Fig. 4. The mass balance fluctuations of the Garabashi Glacier over the observation period 1982–2017 (*a*) and cumulative mass balance (δ).

I-3 – annual values: I – ablation; 2 – accumulation; 3 – mass balance; 4-6 – five-year moving averages: 4 – ablation; 5 – accumulation; 6 – mass balance; 7 – cumulative balance; mean values are shown by horizontal lines, trends by black dots

например, в 1986 и 1994 гг., когда в Терсколе температура сентября превышала 10 °С при норме 8,3 °С для этого периода. В 1994 г. таяние продолжалось до 2 октября, что максимально повысило годовую абляцию, несмотря на температуру июня—августа не выше нормы.

На абляцию существенно влияет частота летних снегопадов. Больше всего снега выпадало летом 1987 и 1996 гг.; а в 1988 г. в июне-августе на леднике наблюдалось 63 дня с осадками [20] и годовая абляция оказалась минимальной -92 см в.э. Обильные снегопады снизили общую абляцию также летом 1989 г., несмотря на тёплое лето. Суточные измерения на снегомерной площадке показали, что 23 дня со снегопадами в течение сезона прибавили к годовой аккумуляции 30,5 см в.э. Главное значение имеет не столько число дней со снегопадами, сколько дней, затраченных на таяние этого снега. В июле свежий снег обычно стаивал в течение 1-2 дней без осадков, но в конце летнего сезона оставался на поверхности до 4-5 дней. Суточное таяние свежего снега составляло в среднем 4-8 мм в.э., сезонного снега — 20—25 мм в.э., а открывшейся в августе поверхности фирна — до 40—45 мм в.э.

Распределение таяния на леднике подчинено, как обычно, высотной зависимости. Диапазон величин летнего таяния в первом периоде – от 3–4 м в.э. слоя воды близ конца ледника до 10 см в.э. в верхних его зонах. Кроме того, на больших высотах таяние снижается из-за уменьшения колебаний температур воздуха, как средних месячных, так и суточных, в результате усиления влияния свободной атмосферы [11], а также уменьшения амплитуды радиационного баланса. Наблюдения на южном склоне Эльбруса на высотах 3850 и 5150 м показали уменьшение суточных колебаний температуры в 2-3 раза по сравнению с долинной станцией Терскол [15]. Снижение дневных температур объяснялось усилением потока отражённой радиации в высоких, постоянно заснеженных областях. Альбедо на разных участках поверхности ледника Гарабаши, по нашим измерениям, менялось от 7-22% на мокром льду с частицами мелкозёма до 30-35% на старом фирне (3900 м), до 40-60% - на тающем снеге (3950 м) и до 70–75% — на белом снеге с радиационной коркой (4500 м).

В целом скорость уменьшения таяния от конца ледника к высотам 3800—3900 м составляла в первом периоде около 30 см в.э./100 м [21]. В пределах зоны максимальной аккумуляции, на высоте 3900—4100 м, при сохранении градиента таяния градиент абляции повышался до 40—50 см в.э./100 м из-за больших потерь стока на повторное замерзание талой воды в мощной снежно-фирновой толще. В центральной её части, содержащей 17 годовых слоёв, оставалось 30—50% и более талых вод [9]. В верхних зонах ледника величина абляции мала и быстро снижается. Выше 4200 м её величина в среднем по леднику составляла около 20 см в.э., а выше 4600 м, при слабом таянии, сток постепенно прекращался.

Баланс массы ледника. В первом периоде обе составляющие баланса массы ледника были ниже многолетней нормы и при небольшом преобладании аккумуляции баланс в среднем оказался положительным (см. рис. 4). На ледниковом склоне с перепадом высот в 1,5 км условия формирования баланса массы меняются, следуя различиям в температуре воздуха, режиме выпадения осадков, особенностям их сохранения и таяния. Пространственная изменчивость баланса массы ледника соответствует в основном распределению аккумуляции. Максимальные значения баланса массы всегда измерялись в зоне 3900-4000 м, где годовой остаток в первом периоде составлял в правой части ледника порядка 50-80 см в.э., а в левой - 150-200 см в.э. Граница питания в левой части ледника постоянно находилась на 30-50 м ниже по сравнению с правой; в среднем её высота в первом периоде была 3800 м. При этом на поверхности ледника её положение проследить было невозможно из-за чередования пятен снега, фирна и льда в конце лета в зоне 3700-3850 м. Граница питания определялась ежегодно только расчётным способом при построении балансовых кривых.

В нижней части ледника, в области абляции, отрицательные значения баланса массы возрастали в среднем от -100 см в.э. на 3600 м до -200 см в.э. близ конца языка [21]. На высотах 4200-4600 м на выпуклой правой части крутого склона к концу лета стаивал почти весь снег. Его небольшой остаток, обычно около 20 см в.э., на больших участках был превращён в наложенный лёд. Нередко выше Приюта 11 на протяжении 100—200 м наблюдались пятна области абляции. В левой части ледника, аккумулирующей зимой переметённый снег, на больших высотах годовой баланс превышал 50 см в.э. Таким образом, в высоких зонах изолинии баланса массы ледника вытягивались не поперёк, а вверх по склону. Распределение на леднике каждой из составляющих баланса в первый период наблюдений — аккумуляции, таяния, стока, снежного остатка, внутреннего питания и годового прихода — подробно рассмотрено в работе [9].

Второй период наблюдений, 1998-2017 гг.

Главная особенность второго периода – сильное повышение летних температур воздуха в Приэльбрусье – в среднем на 1,1 °С по сравнению с первым периодом. Абляция на леднике увеличилась в 1,6 раза и составила 183 см в.э., отрицательный баланс массы ледника приводил в среднем к потере более 60 см в.э. в год (см. табл. 2). Граница двух периодов была выражена чётко – четырьмя годами экстремального увеличения таяния на ледниках в 1998-2001 гг., вызванного особенно жаркими летними сезонами на Кавказе. На леднике Гарабаши абляция увеличилась до небывалых значений – в среднем 211 см в.э. Снежность зим резко понизилась, причём 2000 г. отличался самым малым накоплением на леднике во всём ряду 36-летних наблюдений (см. рис. 4). Особенно выделялся 1998 г., когда средняя летняя температура в Терсколе впервые поднялась до 13 °С и на леднике растаял слой 2,6 м в.э. Поверхность всей правой части ледника до высоты 4600 м представляла собой открытый лёд, залитый ручьями талой воды, а в области максимальной аккумуляции на больших участках растаяла часть многолетнего фирна. У Приюта 11 вытаяли на льду патроны – следы боёв за Эльбрус осенью 1942 г. Между домиком ИГРАН и метеоплощадкой на леднике показались камни продолжение продольной лавовой гряды, которая через два года сомкнулась с нижней своей частью. 1998 г. отмечен максимальной потерей массы на всех опорных ледниках Международной службы мониторинга [22]; в Альпах потеря массы в 2,5 раза превысила среднее значение за 1980-90-е годы [23].

В начале XXI в. в Приэльбрусье быстро увеличились зимние осалки – в среднем за 2002-2006 гг. до 800 мм, а в отдельные годы до экстремальных значений – свыше 900–1000 мм. Аккумуляция на леднике достигла 140 см в.э. В зимний период осадки значительно превысили норму в месяцы наибольшего накопления на ледниках – осенью и весной; особенно высокой оказалась аномалия весенних осадков - более 17% нормы (см. рис. 2, 3). Снежные зимы 2001/02-2004/05 гг. сопровождались похолоданием летних сезонов, когда абляция на леднике уменьшилась до 114 см в.э. В эти четыре года ледник имел хотя и небольшой, но положительный баланс массы – около 20 см в.э., что было исключением для жаркого периода первых десятилетий XXI в.

После 2006 г. снежность зим в Приэльбрусье начала быстро снижаться, тогда как летние температуры росли, достигнув в 2010 г. 13,5 °С. Таяние на леднике в 2010 г. повторило рекордные показатели 1998 г. В правой части ледника область абляции поднялась до 4500 м, а таяние охватило склон выше 4800 м. Впервые на бывшем нижнем фирновом поле близ вехи 9 начали вытаивать из подо льда скальные обломки. В следующие годы здесь появилась и затем расширилась продольная лавовая гряда (рис. 5, а), в результате правый край ледника ниже 3850 м оказался отделённым от ледника. В зоне максимального баланса растаял слой 1,7 м в.э. снега и фирна, а в среднем на леднике – более 2,6 м в.э. Кумулятивная балансовая кривая после перерыва снова резко направилась вниз (см. рис. 4).

Для периода 1998—2017 гг. особенно характерны длительные периоды ясной погоды в Приэльбрусье, с наибольшей абляцией на леднике. Если в первом периоде они наблюдались лишь в нескольких летних сезонах, то во втором — почти каждый год. Увеличилась их продолжительность — по 8—10 дней, как и значения температур воздуха — до 16—18 °C.



Рис. 5. Результаты экстремального таяния ледника в последние годы наблюдений.

Новая скальная гряда посреди ледника на высоте 3700–3830 м, 27.08.2015 г. (*a*); открытый лёд на поверхности прежнего верхнего фирнового «плато» и обнажившиеся скалы на подъёме к Приюту 11, 14.09.2017 г. (*б*). Фото С.А. Никитина

Fig. 5. Results of extreme melting of the glacier in recent years of observations.

New rocky ridge in the middle of the glacier at an altitude of 3700-3830 m, 08.27.2015 (*a*); open ice on the surface of the former upper firm «plateau» and exposed rocks on the rise to the Shelter of Eleven, 09.14.2017 (*b*). Photo by S.A. Nikitin

В последние семь лет после максимума 2010 г. здесь постоянно держатся высокая летняя температура – в среднем 12,3 °С и абляция на леднике на уровне 200 см в.э. В эти же годы резко уменьшилась аккумуляция – до 113 см в.э., как в самые малоснежные зимы. Небольшой слой зимнего накопления и заметное повышение температур в июне приводят к быстрому освобождению ледника от снега, что ещё больше способствует расходу массы. Продолжительность периода абляции

аолица 3. Изменения оалансс	OBbIX X	арактери	стик леј	цника 1а	араоаши	в разнь	ле перис	ды, 19	84-2017	п.*							
				Баланс	массы				Бал	анс масс	bi		Бала	IHC Macc	bl	Cymmaj	рный
		1983/8	4-1996/9	97 п.	1997/98	-1999/2	000 rr.	1	2000/0	1-2008/(9 п.		2009/10)-2016/]	I7 п.		
Части ледника	S, km ²	за 14 лет,	за 14 лет,	см в.э.	за 3 го- да, км ³	за 3 года,	CM B.Э.	S, km ²	за 9 лет, КМ ³	за 9 лет,	CM B.Э.	S, km ²	за 8 лет, км ³	за 8 лет,	CM B.Э.	объём за 34 го-	слой за 34 года,
		KM ²	м в.э. Б	В	A	м в.э. Б	В		A	мв.э. Б	В		A	м В.Э. Б	В	да, км ²	M B.Э.
Верхняя часть склона, 1100—5000 м	1,150	0,0046	4,0	29	-0,0002	-0,2	-5	1,150	0,0029	2,5	27,9	1,150	0,0017	1,45	18,1	0,0091	7,9
Пояс максимального баланса, 3800—4100 м	1,685	0,0205	12,1	87	-0,0013	-0,7	-25	1,685	0,0101	6,0	66,2	1,685	-0,0003	-0,15	-1,9	0,029	17,2
Эбласть питания, вся основная асть, 3800–5000 м	2,835	+0,0251	+8,8	+63	-0,0015	-0,5	-17	2,835	+0,0129	+4,56	+50,7	2,835	+0,0014	+0,5	+6,2	+0,038	+13,4
Нижняя часть ледника, 3300—3800 м	1,637	-0,0215	-13,1	94	-0,0137	-8,4	-279	1,587	-0,0232	-14,63	-162,5	1,479	-0,0308	-20,8	-260	-0,0892	-54,5
Педник в целом, 3300-5000 м	4,472	+0,0036	+0,8	9+	-0,0152	-3,4	-113	4,422	-0,0103	-2,3	-25,6	4,314	-0,0293	-6,9	-85	-0,0512	-11,4
А – суммарный объём; Б – су	MMADE	ный слой;	B – cpe	дний го	довой сл	ой; <i>S</i> —	площаді	<u>ن</u>									

увеличивается и за счёт таяния в сентябре, который стал теплее на 0.4 °С по сравнению с первым периодом. Граница питания на леднике впервые поднялась до 4050 м в 1998 г., и в последние годы держится на этом уровне постоянно. В левой части ледника она находится в среднем на высоте 3850-3900 м, а в правой поднимается до 4300 м. Область максимальной аккумуляции сохранилась на тех же высотах, что и в первом периоде, - 3900-4000 м, но таяние в этой зоне теперь в 3 раза выше, а область максимального баланса сместилась на 100 м вверх и осталась только в центре и в левой частях ледника. Большая часть поверхности прежнего верхнего фирнового «плато» заменилась открытым льдом (см. рис. 5, б). Совсем узкий поток льда между скальными грядами в районе Приюта 11 едва достигает пологой части «плато». На языке ледника ежегодно стаивает до 4-6 м в.э. льда.

Обсуждение

По данным Всемирной службы мониторинга ледников, с 1960-70-х и до середины 1980-х годов баланс массы ледников относительно стабилизировался во многих районах земного шара – в Канаде, на Аляске, в Альпах, Тянь-Шанском регионе и др. [23]. На высоких ледниках Эльбруса этот процесс продлился почти до конца 1990-х годов. К концу 1980-х годов в областях питания многих ледников Эльбруса наблюдалось повышение поверхности. На Гарабаши она повысилась до 5-10 м в основных питающих зонах - на 3650-3800 и 3900-4100 м, а выше – местами более чем на 10 м [24]. Повышение поверхности отмечалось также на втором эталонном леднике Кавказа – Джанкуат. В 1974– 1992 гг. на 40-48% площади этого ледника происходило повышение поверхности [25].

Анализ балансового состояния ледника Гарабаши показывает, что ледник с 1960-х годов наращивал свой объём [10], и в первый период наших наблюдений его баланс массы, хотя постепенно снижался, но в целом остался выше ноля, прибавив в сумме около 1 м в.э. слоя льда (табл. 3). Однако на рубеже веков за четыре жарких года ледник потерял в 4 раза больше льда, чем накопилось за предыдущие 20 лет. В первое десятилетие XXI в. запасы ледника уменьшились ещё на 2 м в.э., а в годы максимального таяния 2010–2017 гг. – ещё почти на 7 м. В целом за все годы наблюдений ледник по-

Метеоданные и показатели баланса массы ледника	1982—2017 гг.	1982—1997 гг.	1998—2017 гг.
Аккумуляция – зимние осадки (сентябрь–май)	0,72	0,78	0,80
Абляция – летняя температура воздуха (июнь–август)	0,89	0,80	0,93
Абляция – летняя температура воздуха (июнь-сентябрь)	0,88	0,72	0,85
Абляция – летние осадки (июнь-август)	-0,42	-0,30	-0,51
Баланс массы – аккумуляция	0,55	0,70	0,51
Баланс массы – абляция	-0,96	-0,82	-0,97

Таблица 4. Коэффициенты корреляции *r* показателей баланса массы ледника Гарабаши и метеоданных станции Терскол в разные периоды наблюдений

терял 11,4 м в.э. слоя льда и более 0,05 км³ своего объёма, который в 1989 г. был определён как 0,36 км³ [6]. Тренд абляции за все годы наблюдений показал её увеличение на 120 см в.э., примерно таким же было значение отрицательного тренда баланса массы ледника.

В колебаниях баланса массы во все периоды основная роль принадлежала абляции (табл. 4), но в первом, холодном и многоснежном периоде связь баланса с аккумуляцией и абляцией различалась несильно: коэффициенты корреляции r были равны 0,7 и 0,82 соответственно. Во втором периоде, когда таяние в 1,5 раза превысило накопление и изменчивость абляции увеличилась в два раза, колебания баланса почти полностью стали определяться абляцией (r = 0.97). Также наиболее высока связь абляции с летними температурами, в том числе с четырьмя месяцами, включая сентябрь. Заметно повышение её отклика на летние снегопады по сравнению с постоянно снежными летними сезонами первого периода. При этом абляция – многофакторный процесс, который зависит не только от температуры трёх летних месяцев, но и от прочих условий летнего сезона. Особенно показательны годы с экстремальными значениями абляции в оба периода наблюдений – 1986, 1994, 1998, 2010, 2015 гг. и др. Они всегда отличались сочетанием всех факторов, способствующих увеличению таяния; основные из них – длительность сезона абляции, быстрый сход зимнего снега весной и особенно высокие температуры сентября; малая частота летних снегопадов; продолжительность периодов ясной погоды с непрерывающимся таянием, которая обеспечивает наибольшую его интенсивность, и др.

Главный источник тепла для таяния ледников Эльбруса — солнечная радиация, и максимальное таяние отвечает условиям, когда над Кавказом располагается южная периферия антициклонов, обычно занимающих большую часть Европейской России. При этом воздух прогревается до больших высот и на ледники поступает непрерывный поток солнечной радиации [3]. Именно такие условия характерны для начала XXI в. В отчётных докладах Росгидромета отмечен восходящий тренд изменения потока прямой солнечной радиации, наиболее выраженный в последние годы на юге Европейской части России [26]. Так, лето 2017 г. было жарким везде в России, но более всего на Северном Кавказе, где зафиксирован повышенный приход прямой солнечной радиации, и на станциях всех высотных зон наблюдались 95% экстремумы температуры. Результаты реанализа для ледника Гарабаши показали увеличение радиационного баланса в 2001-2010 гг. на 4-5% по сравнению с предыдущими двумя десятилетиями [15].

Повышение температур привело к увеличению темпов сокращения ледников. По данным наблюдений Ростовского УГМС, концы ледников на Кавказе отступали в первом десятилетии XXI в. в 2-3 раза быстрее, чем в 1980-90-х годах [27]. Сокращение площади ледников Эльбруса в эти периоды возросло с 0,16 до 0,49 км²/год [28], а оценка по космическим снимкам ASTER и Landsat показала её убыль в 1999-2012 гг. на 5% [29] Ледник Гарабаши также сокращался с возрастающей скоростью (рис. 6). По материалам съёмки ASTER разных лет определено, что скорость отступания его конца в 2001-2010 гг. составляла порядка 10 м/год, а скорость потери площади увеличилась почти втрое по сравнению с 1990-ми годами. В следующие пять лет (2011-2015 гг.) скорость отступания возросла до 20 м/год, а за семь лет (2011-2017 гг.) его площадь сократилась на 0,245 км², что составило около половины потери за все годы наблюдений -0,51 км². Площадь ледника на 2017 г., по



нашим оценкам, составляет 3,96 км². Высокие темпы сокращения массы ледника в последние годы нельзя объяснить ускорением роста летних температур, так как после 2010 г. их значения, как и величин абляции, высоки, но не растут (см. рис. 2 и 4). Главная проблема ледника Гарабаши в настоящее время — изменение поверхностной и глубинной структуры области его питания.

В первом периоде главный высотный пояс, питающий ледник осадками, - 3700-4100 м занимал наибольшую площадь и содержал 52% объёма льда в леднике [6]. В «тёплой» фирновой зоне на высотах 3900-4000 м сохранялось до половины талых вод [9]. На крутом склоне Эльбруса эта зона замещалась фирново-ледяной, а выше 4600 м в левой части ледника в холодной толще снега и фирна замерзал весь небольшой объём талых вод. По мере потепления границы зон смещались, и к 2010-2017 г. состояние ледника кардинально изменилось. Нижнее фирновое поле исчезло, а на верхнем площадь фирна неуклонно сокращается. Здесь из-за повышения температур в начале лета быстро поднимается граница сезонного снега. Под ним сначала обнажается фирн, который тает в два раза интенсив**Рис. 6.** Изменение границ языка ледника Гарабаши за 60 лет.

Линия А–Б – граница участка ледника с оценкой изменений площади; на врезке – скорость сокращения площади ледника, км²/год

Fig. 6. The boundaries changes of the Garabashi Glacier tongue for 60 years.

Line A–B is the boundary of the glacier section with an estimate of the area changes; in the inset – the rate of glacier area reduction, $km^2/year$

нее снега. В следующий год граница фирна ещё отступает и появляется полоса льда с ещё более высоким коэффициентом таяния. В дальнейшем под слоем зимнего снега уже сразу открывается лёд, а к концу сезона абляции его верхняя граница ещё более расширяется, чему способствует также малый уклон поверхности. И при постоянно высокой из года в год летней температуре воздуха этот процесс прогрессирует.

Зона максимального баланса теряет всё новые площади. Прежняя «тёплая» фирновая зона постепенно заменилась фирново-ледяной, которая не удерживает воду как раньше, и сток возрастает. К языку поступает всё меньше льда, и скорость его отступания растёт. С уменьшением толщины льда меняется морфология ледника. Вытаивают новые лавовые гряды, местами изменяются уклоны поверхности и направление тока льда, отдельные участки ледника лишаются питания, открываются обширные поля трещин. Быстрая потеря массы ледником Гарабаши объясняется относительно небольшой высотой основной области его питания. Соседние с ним ледники имеют обширные площади в холодных верхних зонах Эльбруса, где сохраняются мощ-



ные толщи фирна. Ледник Гарабаши в этой высокой зоне имеет менее 14% площади, где аккумуляция мала. Однако в последние годы и на других ледниках южного склона Эльбруса поверхность в области абляции также сильно понизилась — на 20—30 м. Расширяются участки скал и морен, освободившиеся ото льда, что видно на космических снимках разных лет (рис. 7).

Подобная картина в последние годы наблюдается и в Альпах [23]. На леднике Каресер в Италии, который начинается с высоты 3275 м, уже в течение трёх десятилетий граница питания поднимается «выше ледника». Его средний годовой баланс в 2002—2015 гг. составил —180 см в.э., обнажились коренные породы, ледник разделился на несколько частей. Крупный ледник Австрийских Альп Хинтерайсфернер в 2014/15 г. имел минимальный за все годы наблюдений баланс массы: —168 см в.э., и граница питания тоже «превысила» его высшую отметку — 3740 м. В 2015 г. ледники Альп имели самый резко отрицательный баланс массы за весь период наблюдений.

Швейцарские ледники, согласно [30], потеряли за последние 10 лет, самые «жаркие» за столетие, 9 км³, или 12% объёма. На одном из самых крупных Ронском леднике, постоянно посеща**Рис. 7.** Современное состояние ледников южного склона Эльбруса, потерявших значительные участки площади в зонах абляции. Снимок с Международной космической станции 9 августа 2015 г.

Ледники: 1 – Большой Азау; 2 – Малый Азау; 3 – Гарабаши; 4 – Терскол

Fig. 7. The current state of the Elbrus southern slope glaciers, which have lost significant portions of the area in the ablation zones. Space image from the International Space Station on August 9, 2015.

Glaciers: 1 – Bolshoy Azau; 2 – Maly Azau; 3 – Garabashi; 4 – Terskol

емом туристами, в течение восьми лет местные жители каждое лето укрывают часть языка специальными белыми полотнами, пытаясь спасти его от катастрофического таяния. Однако уже за эти 8 лет ледник отступил на 40 м [31]. Во Французских Альпах площадь ледников сократилась за последние 40 лет на 26%. В некоторых южных районах с высотой гор около 3000 м ледники уже исчезли, а в горах высотой до 4000 м они тают в три раза быстрее, чем в массиве Монблан с высотой питающих ледниковых склонов до 4800 м [32].

Заключение

На рубеже столетий существенно изменилось балансовое состояние ледников южного склона Эльбруса. Первый период наблюдений, 1982–1997 гг., был достаточно благоприятным для ледника Гарабаши при небольшом, но положительном балансе массы. Во втором периоде, 1998–2017 гг., при повышении летних температур в Приэльбрусье на 1 °С, резко отрицательный баланс массы ледника привёл к потере слоя в 15 раз больше, чем накопилось в первом периоде. Степень деградации ледников во время заметных потеплений зависит от длительности интервала, в течение которого баланс массы не меняет своего знака, и от амплитуды его отклонений от нормы. За последние 20 лет баланс массы ледника на южном склоне Эльбруса оказался в два раза ниже нормы за весь период наблюдений и составил —63 см в.э., а за восемь лет, с 2010 г., его среднее значение было равно уже —90,4 см в.э.

В настоящее время запасы льда и многолетних фирнов, накопленные во второй половине ХХ в., тают с небывалой прежде скоростью; на значительной плошади в зоне 3700-4000 м они почти исчерпаны. Граница питания на леднике поднялась на 200 м, расход фирна возрастает. В области абляции вытаивают лавовые гряды. Кумулятивный баланс массы достиг минимального значения за прошедшие 50 лет. Главная причина ускоренного сокращения конца ледника Гарабаши – потеря массы в области его питания, основная часть которой находится на более низких высотах по сравнению с соседними ледниками, поэтому она подвержена интенсивному таянию. Реакция этого ледника на потепление более выражена, тогда как устойчивость всей гигантской ледниковой системы Эльбруса к изменениям климата, очевидно, значительно выше.

В Приэльбрусье в последнем десятилетии (2008–2017 гг.) средняя летняя температура 12,28 °С ещё не достигла уровня десятилетия 1950-х годов – 12,38 °С. Однако, считая с макси-

Литература

- Оледенение Эльбруса / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1968. 345 с.
- 2. Каталог ледников СССР. Т. 8. Ч. 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 146 с.
- 3. *Волошина А.П.* Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. Вып. 92. С. 3–148.
- Некоторые итоги исследований Института географии АН СССР на Эльбрусе // МГИ. 1964. Вып. 10. С. 55–103.
- Загороднов В.С., Архипов С.М., Бажев А.Б., Востокова Т.А., Королев П.А., Рототаева О.В., Синькевич С.А., Хмелевской И.Ф. Строение, состав и гидротермический режим ледника Гарабаши на Эльбрусе // МГИ. 1992. Вып. 73. С. 109–117.
- Рототаева О.В., Никитин С.А., Бажев А.Б., Носенко Г.А., Носенко О.А., Веснин А.В., Хмелевской И.Ф. Толщина льда на южном склоне Эльбруса // МГИ. 2002. Вып. 93. С. 143–151.

мума 2010 г., за восемь лет она уже превысила это значение (12,45 °C). В то же время средняя годовая температура не повышается настолько быстро. Относительно нормы 1951—2017 гг. положительная аномалия средней годовой температуры последнего десятилетия равна 0,2 °C, тогда как аномалия 1950-х годов составляла 0,7 °C.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00838 и программы РАН № 0148-2018-0008. Авторы выражают благодарность постоянному участнику всех работ на леднике И.Ф. Хмелевскому, а также В.Н. Михаленко, Р.А. Чернову, Г.Б. Осиповой, О.А. Носенко за участие в полевых наблюдениях и руководителям учебно-научной станции МГУ в Азау А.Д. Олейникову и Н.А. Володичевой за неизменное содействие и помощь в работе.

Acknowledgments. This study is supported by the RFBR grant 18-05-00838 and the state assignment 0148-2018-0008 of the Russian Academy of Sciences. The authors are grateful to I.F. Khmelevskoy as a permanent participant in all works, as well as V.N. Mikhalenko, R.A. Chernov, G.B. Osipova, O.A. Nosenko, to assist in carrying out field observations; and also express their gratitude to the heads of the Moscow State University teaching and research station in Azau A.D. Oleinikov and N.A. Volodicheva for assistance in conducting field work.

References

- Oledenenie El'brusa. Elbrus glaciation. Ed. by G.K. Tushinsky. Moscow: Moscow State University, 1968: 345 p. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 5. River basins Malka, Baksan. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 146 p. [In Russian].
- 3. Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2002, 92: 3–148. [In Russian].
- 4. Some results of the research of the Institute of Geography, RAS on Elbrus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1964, 10: 55–103. [In Russian].
- Zagorodnov V.S., Arkhipov S.M., Bazhev A.B., Vostokova T.A., Korolev P.A., Rototaeva O.V., Sin'kevich S.A., Khmelevskoy I.F. Stroyenie, sostav i gidrotermicheskiy rezhim lednika Garabashi na El'bruse. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1992, 73: 109–117. [In Russian].

- 7. Керимов А.М., Рототаева О.В., Хмелевской И.Ф. Распределение тяжёлых металлов в поверхностных слоях снежно-фирновой толщи на южном склоне Эльбруса // Лёд и Снег. 2011. № 2. С. 24–34.
- Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A, Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. № 9. P. 2253–2270. doi: 10.5194/tc-9-2253-2015.
- Бажев А.Б., Рототаева О.В., Хмелевской И.Ф. Анализ полей элементов водно-ледового баланса ледников Эльбруса // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 98–108.
- Рототаева О.В., Тарасова Л.Н. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–26.
- Давидович Н.В., Тарасова Л.Н. Межгодовая изменчивость температуры воздуха на Западном и Центральном Кавказе в летний сезон // МГИ. 1992. Вып. 73. С. 50–59.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред.
 В.М. Котляков. М.: Изд. Российской Академии наук, 1997. 392 с.
- 13. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.
- Тареева А.М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период // МГИ. 1976. Вып. 28. С. 59–66.
- 15. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19.
- 16. *Матюхин Г.Д.* Климатические данные по высотным поясам южного склона Эльбруса. // Информ. сб. о работах по МГГ. 1960. № 5. С. 130–194.
- 17. Котляков В.М., Плам М.Я. Подсчёт количества твёрдых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбрусе) // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 87–117.
- Володичева Н.А., Китаев Л.М., Кренке А.Н., Олейников А.Д. Динамика снегозапасов Кавказа и Предкавказья // МГИ. 2004. Вып. 97. С. 143–147
- 19. Володичева Н.А. Олейников А.Д., Володичева Н.Н. Катастрофические лавины и методы

- Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Bazhev A.B., Nosenko G.A., Nosenko O.A., Vesnin A.V., Khmelevskoy I.F. Ice thickness on the southern slope of Elbrus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2002, 93: 143–151. [In Russian].
- Kerimov A.M., Rototaeva O.V., Khmelevskoy I.F. Distribution of heavy metals in the surface layers of the snow-firn stratum on the southern slope of Elbrus. Led i Sneg. Ice and Snow. 2011, 2 (114): 24–34. [In Russian].
- Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A, Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. The Cryosphere, 2015, 9: 2253–2270. doi: 10.5194/tc-9-2253-2015.
- Bazhev A.B., Rototaeva O.V., Khmelevskoy I.F. The analysis of the fields of the water-ice balance elements of the Elbrus glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies.1995, 79: 98–108. [In Russian].
- Rototaeva O.V., Tarasova L.N. Reconstruction of the mass balance of the Garabashi glacier over the last century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 16–26. [In Russian].
- Davidovich N.V., Tarasova L.N. Interannual variability of air temperature on the Western and Central Caucasus in the summer season. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1992, 73: 50–59. [In Russian].
- Atlas snezhno-ledovykh resursov mira. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. by. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
- 13. *Krenke A.N.* Mass transfer in glacial systems in the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
- Tareeva A.M. Air temperature in the highland zone of the Caucasus in summer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1976, 28: 59–66. [In Russian].
- Toropov P.A., Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 65 years. Led i Sneg. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19. [In Russian].
- 16. Matyukhin G.D. Climate data on the high-altitude zones of the southern slope of Elbrus. Informatsionnyi sbornik o rabotakh po Mezhdunarodnomu geofizicheskomu godu. Information Sat about the work on the IGY. 1960, 5: 130–194. [In Russian].
- 17. Kotlyakov V.M., Plam M.Ya. Podschot kolichestva tverdykh osadkov na gornykh lednikakh i rol' metelevogo perenosa v ikh pereraspredelenii (po issledovaniyam na El'bruse). Calculation of the amount of solid precipitation on mountain glaciers and the role of snowstorm transfer in their redistribution (according to studies on Elbrus). Teplovoy i vodnyy rezhim snezhno-lednikovykh tolshch. Thermal and water regime of snowglacial strata. Moscow: Nauka, 1965: 87–117. [In Russian].
- Volodicheva N.A., Kitaev L.M., Krenke A.N., Oleynikov A.D. Dynamics of snow reserves in the Caucasus and Ciscaucasia. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 143–147. [In Russian].

борьбы с ними // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 63–71. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4.

- Тареева А.М. Метеорологические условия таяния на ледниках южного склона Эльбруса в 1988–1991 гг. // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 150–153.
- 21. Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 111–121.
- Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011) / Eds. M. Zemp, S.U. Nussbaumer, K. Naegeli, I. Gärtner-Roer, F. Paul, M. Hoelzle, W. Haeberli. Zürich: World Glacier Monitoring Service, 2013. 106 p.
- Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015) / Eds. M. Zemp, S.U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Huber, H. Machguth, F. Paul, M. Hoelzle. Zürich: World Glacier Monitoring Service, 2017. 244 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
- 24. Золотарев Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 238 с.
- Поповнин В.В., Петраков Д.А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68–2000/01 гг.) // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 167–174.
- 26. Электронный ресурс: Изменения климата России. Ежегодные доклады о состоянии климата. М.: Росгидромет, 2005–2017. http:// climatechange.igce.ru/index.php?option=com_do cman&Itemid=73&gid=27&lang=ru.
- 27. Ильичев Ю.Г., Салпасаров А.Д. Снежный покров, снежники, ледники, горные озера – холодное богатство Карачаево-Черкессии // Тр. Тебердинского гос. заповедника. Вып. 49. Теберда: Северо-Кавк. изд-во «МИЛ», 2009. 224 с.
- 28. Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 15–22.
- 29. Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // Cryosphere. 2014. V. 8. № 6. P. 2367–2379. doi: 10.5194/tc-8-2367-2014.
- Электронный ресурс: http://nashagazeta.ch/ news/ma-suisse/7637.
- 31. Электронный pecypc: https://4sport.ua/ news?id=29585.
- 32. Электронный ресурс: https://ria.ru/eco/ 20111207/509328263.html.

- Volodicheva N.A., Oleynikov A.D., Volodicheva N.N. Catastrophic avalanches and methods of dealing with them. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 63–71. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4. [In Russian].
- Tareeva A.M. Meteorological conditions of melting on the glaciers of the southern slope of Elbrus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1996, 80: 150–153. [In Russian].
- Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Khmelevskoy I.F., Tarasova L.N. Balance condition of the Garabashi glacier (Elbrus) in the 80s and 90s of the XX century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 111–121. [In Russian].
- Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011). Ed. M. Zemp, S.U. Nussbaumer, K. Naegeli, I. Gärtner-Roer, F. Paul, M. Hoelzle, W. Haeberli. Zürich: World Glacier Monitoring Service, 2013: 106 p.
- Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015). Ed. M. Zemp, S.U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Huber, H. Machguth, F. Paul, M. Hoelzle. Zürich: World Glacier Monitoring Service, 2017: 244 p. doi: 10.5904/wgmsfog-2017-10.
- Zolotarev E.A. Evolyutsiya oledeneniya El'brusa. Kartografoaerokosmicheskiye tekhnologii glyatsiologicheskogo monitoringa. Evolution of the glaciation of Elbrus. Cartographic and aerospace technology of glaciological monitoring. Moscow: Scientific world, 2009: 238 p. [In Russian].
- 25. *Popovnin V.V., Petrakov D.A.* Glacier Djankuat for the past 34 years (1967/68–2000/01). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 167–174. [In Russian].
- Electronic resource: Climate change in Russia. Annual climate reports. Moscow: Roshydromet, 2005–2017. [In Russian]. http://climatechange.igce.ru/index.php?option=com_docman&Itemid=73&gid=27&lang=ru.
- Ilyichev Yu.G., Salpagarov A.D. Snow cover, snowfields, glaciers, mountain lakes are the cold riches of Karachay-Cherkessia. Trudy Teberdinskogo gosudarstvennogo zapovednika. Works of the Teberdinsky State Reserve. Teberda: North-Caucasus. MIL Publishing House, 2009 (49): 224 p. [In Russian].
- 28. Zolotarev E.A., Kharkovets E.G. Evolution of the Elbrus Glaciation after the Little Ice Age. Led i Sneg. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 15–22. [In Russian].
- Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography. Cryosphere. 2014, 8 (6): 2367–2379. doi: 10.5194/tc-8-2367-2014.
- 30. http://nashagazeta.ch/news/ma-suisse/7637.
- 31. https://4sport.ua/news?id=29585.
- 32. https://ria.ru/eco/20111207/509328263.html.

УДК 551.32

Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия

© 2019 г. И.И. Лаврентьев*, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет, В.В. Мацковский, А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, Москва, Россия lavrentiev@igras.ru

Reserve of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades

I.I. Lavrentiev, A.F. Glazovsky, Yu.Ya. Macheret, V.V. Matskovsky, A.Ya. Muravyev

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

lavrentiev@igras.ru

Received September 6, 2018 / Revised October 19, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: qlaciers, ground-based radio-echo sounding, ice thickness and volume, Svalbard.

Summary

Data on thickness and area of 16 glaciers on the Nordenskiöld Land (Svalbard) were obtained in 1999 and 2010-2013. These data were used to determine volume of the glaciers and to establish statistical local relationship between the volume V and the area A (V-A scaling) in the form of the power function $V = cA^{\gamma}$, and then to calculate the total ice volume of all 202 glaciers in this area and its changes during the period since 1936 to 2002-2008. The total area of 16 glaciers was 129.9±0.35 km², 14 of which had areas from 0.2 to 8.1 km². The two largest ones, the Fridtjof and the West Grenfjord, had the areas 17.5 and 47.3 km², respectively, and thus occupied about 50% (64.8 km²) of the total area of 16 glaciers. These two glaciers account for 67% of the total measured volume (10,034 km³) of the 16 glaciers. A nonlinear least-squares method was used to estimate ice reserves in all 202 glaciers from data on the volume and area of 16 glaciers. The relation between volume V and area A of the glaciers (V-A scaling) was obtained as the ratio $V = 0.03637A^{1,283}$ with 95%-th confidence intervals of the coefficients c and γ , (0.02303–0,4971) and (1.184–1.381), respectively. This made possible to calculate total volume of 202 glaciers as of 2002-2008 state using data from RGI v.6.0, and that prove to be equal to 32.89 (16.75–56.63) km³. To verify this estimation, we applied the bootstrapping method for chosen 43 glaciers and calculated the volume by means of sequential use of data for large and smaller glaciers. According to this estimate, the total volume of 202 glaciers amounted to 30.34 km³ with a 95% confidence interval of 15.42-44.27 km³, that turned out to be slightly smaller than the volume calculated by nonlinear least squares method basing on measurements on 16 glaciers. Despite the large error (on the average, from -49% to +84%) in estimating the total volume of 202 glaciers in the Nordenskiöld Land, the data obtained were used for assessment of relative changes in the total volume of glaciers in this area over different time intervals. During the period from 1936 to 1990 (54 years), the total area of all glaciers reduced from 738.1 to 546.7 km², and the total volume decreased from 49,205 to 34,857 km³. Similar results for the period 1990–2002–2008 (~15 years) are the total area changes from 546.7 to 507.9 km² and their total volume - from 34.857 to 32.890 km³. The rate of decrease of the volume for the period 1936–1990 was equal to -0.266 km³/year, for the period 1990–2002–2008 – minus 0.131 km³/year, and as a whole for the studied period (since 1936 to 2002–2008) – minus 0.236 km³/year. The average mass balance in the first period was equal to -0.372 m w.e./year, in the second one -0.224 m w.e./year, and for the whole time -0.342 m w.e./year.

Citation: Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Matskovsky V.V., Muravyev A.Ya. Reserve of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 23–38. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.

Поступила 6 сентября 2018 г. / После доработки 19 октября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: ледники, наземное радиозондирование, толщина и объём льда, Шпицберген.

Приведены результаты наземных радиолокационных измерений в 1999 и 2010–2013 гг. толщины и объёма 16 ледников на Земле Норденшельда (Шпицберген) с применением статистической связи между объёмом и площадью ледников. Оценены запасы льда во всех 202 ледниках этого района и их изменения за последние десятилетия с использованием данных о площади ледников по состоянию на 1936, 1990, 2002–2008 гг. и на годы радиолокационных измерений.

Введение

В настоящее время данные об объёме ледников имеются для 362 (около 0,2%) из более чем 200 тыс. ледников на земном шаре [1]. Согласно оценкам IPCC [2], их общий вклад в повышение уровня Мирового океана за 1993–2010 гг. составил 27%. По сценариям изменения климата на период 2006–2100 гг. этот вклад составит 155±41 мм (RCP 4.5) или 216±44 мм (RCP 8.5) (29 и 41% соответственно) [3], тогда как применение других климатических моделей [4] увеличивает эту оценку до 247,3 мм. Заметный разброс в этих величинах указывает на необходимость более точной оценки запасов льда в ледниках и их возможных изменений при разных сценариях изменения климата. Для решения этой задачи необходимы массовые данные о толщине и объёме ледников.

Один из возможных путей её решения - применение косвенных методов, использующих статистическую связь между измеренным объёмом ледников V и их измеренной площадью A (A–V скейлинг) [5–7], а также применение физически обоснованных моделей, связывающих распределение толщины и объёма ледников с их геометрией, динамикой, балансом массы, скоростью движения [8, 9] и другими гляциоклиматическими параметрами [4]. Эта задача актуальна и для архипелага Шпицберген (Свальбард), где насчитывается 1615 ледников общей площадью около 33 922 км² [10]. Их объём, оценённый с применением метода А-V скейлинг, по данным измерений на 60 ледниках, равен 6700±835 км³, а вклад в повышение уровня моря составляет 17±2 мм [11], что согласуется с оценкой 17±4,6 мм по данным [4]. Однако применение имеющихся глобальных [12] и региональных [11] статистических связей между объёмом и площадью ледников может давать заметные ошибки при оценке запасов льда в ледниках в отдельных районах оледенения, так как при этом не учитываются морфологические и другие особенности ледников [11, 13].

В настоящей статье с помощью статистических методов мы оцениваем запасы льда во всех 202 ледниках на Земле Норденшельда на архипелаге Шпицберген и их изменения за последние десятилетия. Для этого используются наши и опубликованные ранее [14, 15] следующие данные: площадные наземные радиолокационные измерения 1999 и 2010-2013 гг.; толщина и объём 16 ледников в этом районе; наземные и воздушные измерения 1970-80-х годов 60 ледников в этом и других районах архипелага [11], их площади на год измерений и материалы космических съёмок 2002-2008 гг. [16] и аэрофотосъёмок 1936 и 1990 гг. [18]. Учитывая заметное сокращение площади ледников Свальбарда за последние десятилетия [17], мы также используем космические снимки для определения площади и уточнения объёма ледников на Земле Норденшельда на год радиолокационных измерений.

Связь между объёмом и площадью ледников

Связь между объёмом *V* и площадью *A* ледников в виде показательной функции

$$V = cA^{\gamma} \tag{1}$$

с коэффициентами c = 0,027 и $\gamma = 1,5$ была предложена Н.В. Ерасовым в 1968 г. [19] для оценки объёма ледников долинного типа в Джунгарском Алатау в предположении параболического сечения их подлёдных долин. Возможность использования подобной зависимости, но с другими коэффициентами (а и ү) для оценки объёма ледников разных морфологических типов доказана теоретически [6]. Для 144 ледников из разных районов горного и полярного оледенения было предложено использовать показатель степени $\gamma = 1,36$ и коэффициент c = 0,03 (при коэффициенте детерминации $R^2 = 0,9684$). Однако показатель степени у может быть принят равным 1,375, если коэффициент с определять с учётом региональных и морфологических особенностей ледников, климатических параметров, времени и числа ледников в выборке [7]. По данным разных авторов [3, 12, 20], коэффициент с может изменяться от 0,0285 до 0,0538, а величина показателя степени у – от 1,20 до 1,375.

Проще всего коэффициенты c и γ по формуле (1) вычисляются с применением стандартной программы Excel, позволяющей также оценить тесноту связи вычисленных и измеренных объёмов по величие коэффициента детерминации R^2 . В логарифмическом масштабе разность этих объёмов определяется соотношением [6]

$$\log msep = \sum (\log [V_{model(p,i)} - \log(V_{obs,i})]^2), \quad (2)$$

где n — число ледников; $V_{model(p,i)}$ — объёмы, предсказанные уравнением A-V связи с набором параметров p; $V_{obs,i}$ — наблюдённые объёмы ледников в используемой базе данных.

Это уравнение очень чувствительно к выбору калибровочных ледников с измеренным объёмом [12]. Тесноту связи также характеризует наименьшее абсолютное отклонение (absdev) модельных $V_{model(p,i)}$ и измеренных $V_{obs,i}$ объёмов, которое минимизирует их отличие в выбранном наборе ледников [12]:

absdev
$$p = \sum [|V_{model(p,i)} - V_{obs,i}|] / (A_{obs,i})^{1/2}],$$
 (3)

где $A_{obs,i}$ – измеренная площадь каждого ледника.

Эта функция взвешивается путём извлечения квадратного корня из площади, что уменьшает вклад более крупных ледников, выбранных для калибровки в предположении, что переменные A_i (i = 1, ..., n), c и γ распределены случайно и независимы друг от друга [11]. Ошибка определения объёма ледника δV может быть оценена по формуле [11]

$$\delta V^{2} = (\partial V/\partial c)^{2} \delta c^{2} + (\partial V/\partial \gamma)^{2} \delta \gamma^{2} + \sum (\partial V/\partial A_{i})^{2} \delta A_{i}^{2} =$$

= $\sum (A_{i}^{\gamma})^{2} \delta c^{2} + (\sum c A_{i}^{\gamma} \log A_{i})^{2} \delta \gamma^{2} + \sum (c \gamma A_{i}^{\gamma-1})^{2} \delta A_{i}^{2}, (4)$

где δc , $\delta \gamma$ и δA_i представляют собой ошибки определения коэффициентов *с* и γ и площади ледников *A* в уравнении (1).

Суммарный объём ледников методом *A*-*V* скейлинг вычисляется как

$$V_{\Sigma} = \sum c A^{\gamma}.$$
 (5)

Из уравнений (4) и (5) следует, что ошибка определения суммарного объёма ледников в исследуемом районе зависит от их общего числа, числа ледников с измеренным объёмом и площадью, распределения их площади, ошибок определения коэффициентов c и γ , а также площади ледников А. Для оценки ошибки и достоверности определения коэффициентов c и γ , а также общего объёма ледников по корреляционной связи между объёмом и площадью ледников мы применили нелинейный метод наименьших квадратов [21], реализуемый в программах MATLAB и Solver Excel, который в отличие от алгоритма, используемого в стандартной программе Excel, позволяет определить не только коэффициент детерминации R^2 , но и доверительные интервалы коэффициентов с и ү в уравнении (1). Минимизация суммы квадратов разности между реальными значениями и их аппроксимацией достигается постепенным итеративным изменением параметров.

Ледники на Земле Норденшельда

Земля Норденшельда расположена на западе острова Шпицберген между Ис-фьордом и Ван-Майен-фьордом (77°45'-78°20' с.ш., 13°50'-17°10' в.д.). Согласно Каталогу ледников Randolph Glacier Inventory [16], в этом районе насчитывается 202 ледника общей площадью 507,9 км². Положение их границ [16] по состоянию на 2002-2008 гг. показано на рис. 1. Ледники на Земле Норденшельда располагаются в высотном диапазоне 0–1196 м и имеют площадь от 0,079 до 50,408 км² (средний размер 2,515 км²) [16]. Большинство ледников оканчиваются на суше, имеют площадь более 0,5 км² и длину от 2 до 11,5 км, относятся к ледникам долинного типа. Лишь один, самый крупный ледник Фритьоф длиной около 13 км оканчивается в море и относится к ледникам пульсирующего типа. Его последняя подвижка наблюдалась в 1990-х годах и продолжалась семь лет [22].

Аппаратура, методика измерений и интерпретация данных радиозондирования. Большинство измерений на ледниках выполнено с применением локаторов ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 [23] с центральной частотой 20 МГц, длительностью зондирующего импульса около 25 нс и периодом дискретизации 2,5 нс. Для излучения и приёма использовались резистивно-нагруженные диполи длиной 5,6 м. С целью уменьшения фона помех в ближней зоне расстояние между центрами передающей и приёмной антенн составляло 16-18 м. Все используемые в 1999 и 2010-2013 гг. локаторы были снабжены системой цифровой регистрации радарных и GPS-данных с интервалом 1-2 м с точностью плановой привязки с помощью GPS около 5 м. Передающее и приёмно-регистрирующее устройства монтировались на санях, которые транспортировали по леднику снегоходом со скоростью 10-20 км/ч. Для синхронизации излучённых и принятых сигналов применялся оптоволоконный кабель. Положение профилей наземного радиозондирования ледников на Земле Норденшельда показано на рис. 2. Общая длина профилей измерений составила 547 км.

Визуализация и обработка радарных данных. Для визуализации и последующей обработки радарных данных использовался разработанный компанией Deco Geophysical пакет программ Radex Pro [24] с применением модулей Amplitude Correction, Bandpass Filtering, Apply Statics, Picking и Stolt-FK Migration. Первые два модуля служили для лучшей визуализации радарных записей, модуль Apply Statics – для введения статической поправки в начало зондирующих импульсов и учёта изменения высоты поверхности ледника вдоль профиля измерений, модуль Picking – для оцифровки (пикирования) в ручном или полуавтоматическом режиме времени запаздывания отражённых от ложа сигна-



Рис. 1. Ледники на Земле Норденшельда, Шпицберген.

I – контуры ледников по состоянию на 2002–2008 гг. по данным Мирового каталога ледников RGI v.6.0. [16]; II – контуры ледников, на которых в 1999 и 2010–2013 гг. проводились наземные радиолокационные измерения. На рис. 1, 2, 4 номерами обозначены ледники: 1 – Альдегонда; 2 – Баалсруд; 3 – Блекум; 4 – Восточный Дальфонна; 5 – Западный Дальфонна; 6 – Эрдман; 7 – Фритьоф; 8 – Гледичфонна; 9 – Восточный Грёнфьорд; 10 – Западный Грёнфьорд; 11 – Западное Поле (бывшая часть ледника Западный Грёнфьорд); 12 – Марстандер; 13 – Восточный Пассфьелль; 14 – Западный Пассфьелль; 15 – Тавле; 16 – Тунге. На рис. 1, 2, 4 прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM Зона 33 **Fig. 1.** Glaciers in Nordenskiöld Land, Svalbard.

I – Glacier outlines for 2002–2008 are shown according to Randolph Glacier Inventory (RGI), v. 6.0. [16]; II – Glacier outlines for the years of GPR measurements made in 1999 and 2010–2013. Numbers on Fig 1, 2, and 4 indicate: 1 – Aldegondabreen; 2 – Baalsrudbreen; 3 – Blekumbreen; 4 – Austre Dahlfonna; 5 – Vestre Dahlfonna; 6 – Erdmanbreen; 7 – Fridtjovbreen; 8 – Gleditschfonna; 9 – Austre Grønfjordbreen; 10 – Vestre Grønfjordbreen; 11 – Vestre Field (former part of Vestre Grønfjordbreen); 12 – Marstranderbreen; 13 – Austre Passfjellbreen; 14 – Vestre Passfjellbreen; 15 – Tavlebreen; 16 – Tungebreen. Rectangular coordinates are recalculated for UTM Zone 33 projection

лов относительно начала зондирующих импульсов, модуль Stolt-FK Migration — для миграции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции глубины и положения боковых отражений. Пример полученных радарных записей приведён на рис. 3.

Отражения от ложа показывают общую толщину ледника h_{Σ} , глубина CTS — толщину холодного льда h_{cold} , а разность толщин h_{Σ} и h_{cold}



Рис. 2. Профили наземных радиолокационных измерений в 1999 и 2010–2013 гг. на ледниках Земли Норденшельда (красные линии)

Fig. 2. Profiles of ground-based GPR measurements in 1999 and 2010-2013 on Nordenskiöld Land glaciers (red lines)

представляет собой толщину тёплого льда h_{temp} . В этой статье мы используем данные радиозондирования только для определения общей толщины h_{Σ} и общего объёма V_{Σ} ледников.

Толщина и объём ледников. Методика определения общей толщины и объёма ледников по данным радиозондирования с применением моноимпульсных локаторов детально рассмотрена в работах [14, 23], а точность их определения — в работах [25—27]. На мигрированных с учётом геометрии поверхности радарных записях (см. рис. 3, δ) в точках с измеренными GPS-координатами (*x*, *y*) измерялось время запаздывания т_в отражений от ложа и вычислялась общая толщина ледника h_{Σ} при одной и той же средней скорости распространения радиоволн $v_{cp} = 168$ м/мкс, соответствующей скорости распространения радиоволн в плотном холодном льду с плотностью 917 кг/м³. Общая толщина ледника h_{Σ} с учётом расстояния x_{o} между передающей и приёмной антеннами находилась из соотношения

$$h_{\Sigma} = [(\upsilon_{\rm cp} \tau_{\rm B}/2)^2 - (x_{\rm o}/2)^2]^{1/2}, \tag{6}$$

где v_{cp} — средняя скорость распространения радиоволн во всей толще холодного и тёплого льда; $\tau_{\rm B}$ — время запаздывания отражений от ложа.



Рис. 3. Исходная радарограмма (*a*), полученная вдоль продольного профиля ледника Эрдман, и она же (*б*), но мигрированная с учётом изменения высоты поверхности ледника вдоль профиля изменений.

Красная линия показывает границу раздела холодного и тёплого льда, синяя линия — ложе ледника. Положение профиля дано синим цветом на рис. 2

Fig. 3. Initial radargram (*a*) obtained along longitudinal profile of Erdmanbreen and the same record (δ) but migrated and counting the glacier surface elevation changes along radar profile.

Red line shows the boundary between cold and temperate ice, and blue line shows the radar reflections from bedrock. Location of the transect is given at Fig. 2

Если толщина льда в 7—20 раз превышает расстояние x_0 между антеннами, то для её вычисления с погрешностью 1—0,1% вместо формулы (6) можно применять более простое соотношение [25]:

$$h_{\Sigma} = v_{\rm cp} \tau_{\rm B}/2. \tag{7}$$

При вычислении общей толщины h_{Σ} холодных и политермических ледников в областях абляции и аккумуляции обычно используют одну среднюю скорость распространения радиоволн v_{cp} . Это, по оценкам [25], приводит к ошибкам в средней скорости до 5% (±8,4 м/мкс), переоценке локальной толщины льда в области абляции и её недооценке в области аккумуляции за счёт слоя снега и фирна и вариаций его толщины, плотности и влажности. В нашем случае ошибки в скорости за счёт вариаций влажности снега и фирна можно не учитывать, так как измерения выполнялись до начала таяния на ледниках, когда вся снежно-фирновая толща до глубины 15-20 м имела отрицательные температуры [23]. В политермических ледниках средняя скорость υ_{cp} зависит также от соотношения толщины холодного h_{cold} и тёплого h_{temp} льда и скорости распространения радиоволн в холодном υ_{cold} и тёплом льду υ_{temp} и содержания воды в тёплом льду.

В работе [15] для вычисления общей толщины ледников средняя скорость распространения радиоволн υ_{cp} принималась равной 166—170 м/мкс в зависимости от географического положения ледника, его средней толщины, термической структуры (холодной или политермической) и имеющихся данных измерений υ_{cp} . Для наших вычислений мы использовали постоянную скорость $v_{cp} = 168$ м/мкс, что могло приводить к ошибкам измерения средней толщины ледников $\pm 3 \div 10$ м.

Результаты

Площадь, толщина и объём ледников. Для определения границ и площади ледников мы использовали космические снимки Landsat, полученные в год проведения наших радиолокационных измерений. По этой причине определённые нами границы ледников (см. рис. 2) и их площади отличаются от указанных в Каталогах ледников Randolph Glacier Inventory (RGI, v. 3.2 и v. 6.0) [16] и приведённых ранее в работах [14, 15] по состоянию на 2002–2008 гг.

Для построения карт толщины ледников использовались данные измерений h_{Σ} вдоль профилей зондирования и точки на краях ледников, где толщина льда $h_0 = 0$. В результате создавалась регулярная сеть точек на всей площади ледника и, используя инструмент Topo to Raster в программной среде ESRI ArcGIS, строились соответствующие карты (рис. 4) и вычислялся объём ледников. Правильность построения карт толщины ледников с учётом возможных ошибок идентификации



Рис. 4. Толщина ледников на Земле Норденшельда в пределах их границ на год радиолокационных измерений в 1999 и 2010–2013 гг. (табл. 1)

Fig. 4. Ice thickness of Nordenskiöld Land glaciers and their boundaries in year of ground-based GPR measurements in 1999, 2010–2013 (Table 1)

Π			Шу	Пл	Площадь ледников, км ²		
ледник, год измерении	Площадь А, км²	Ооъем <i>V</i> , км ³	Н _{теап} , М	H_{max} , M	2017 г.	1990 г.	1936 г.
Альдегонда, 1999	6,86±0,23** 7,18±0,29	0,424±0,042 0,468±0,031	61 65±7	188 191±25	5,25±0,09	7,67	10,6
Баалсруд, 2013	2,61±0,17 2,70±0,11	0,090±0,009 0,077±0,04	33 28±3	108 98±5	2,11±0,08	3,28	4,2
Блекум, 2013	2,10±0,16 2,16±0,09	0,069±0,007 0,083±0,06	32 38±4	106 106±5	1,74±0,05	2,38	3,13
Дальфонна Восточная, 2010	2,84±0,17 2,55±0,10	0,195±0,019 0,184±0,012	81 72±7	191 189±5	2±0,05	2,86	3,97
Дальфонна Западная, 2012	6,23±0,34 6,92±0,28	0,198±0,02 0,259±0,025	31 37±5	103 151±6	5,32±0,13	7,7	9,94
Эрдман, 2012	8,14±0,24 8,96±0,36	0,753±0,075 0,823±0,041	91 92±9	190 190±5	7,84±0,09	9,75	12,71
Фритьоф, 2010	47,31±1,01 50,37±2,01	5,085±0,5 5,433±0,246	106 108±10	266 265±16	43,21±0,41	46,39	55,89
Гледичфонна, 2011	2,26±0,12 2,76±0,11	0,059±0,006 0,076±0,005	26 27±3	64 79±4	1,71±0,05	3,34	4,45
Грёнфьорд Восточный, 2010	7,59±0,27 8,41±0,34	0,570±0,057 0,671±0,046	74 80±8	160 162±5	6,51±0,09	8,88	11,69
Грёнфьорд Западный, 2010	17,58±0,43 18,09±0,72	1,617±0,161 1,775±0,094	94 98±9	214 215±5	16,2±0,17	19	24,21
Западное поле***, 2010	1,79±0,12	0,020±0,002	11	-	1,24±0,03	-	_
Марстандер, 2013	6,24±0,32 6,92±0,55	0,180±0,018 0,233±0,017	29 34±4	122 125±4	5,04±0,15	7,25	9,36
Пассфьелль Восточный, 2013	5,46±0,29 5,13±0,41	0,181±0,018 0,198±0,015	33 39±4	87 87±5	4,08±0,12	5,19	6,27
Пассфьелль Западный, 2013	2,51±0,14 2,32±0,19	0,09±0,009 0,103±0,007	37 44±5	106 108±5	1,22±0,04	2,47	3,21
Тавле, 2010	7,47±0,30 8,02±0,32	0,400±0,04 0,426±0,019	53 53±5	131 128±3	6,71±0,12	8,62	10,37
Тунге, 2011	2,91±0,18 2,88±0,12	0,069±0,007 0,088±0,12	25 32±3	87 88±5	2,38±0,09	2,96	4,51
Всего	129,9±0,35 128,24	10,034±0,034 10,902			128,56±0,14	137,74	174,51

Таблица 1. Площадь А, объём V, средняя H_{mean} и максимальная H_{max} толщина ледников на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования 1999 и 2010–2013 гг.*

*Площади ледников *А* приведены на год радиолокационных измерений, а также по состоянию на 2017, 1990 и 1936 гг. [18]. **Жирный шрифт – данные наших измерений, обычный – данные из работы [15]. ***Данные об этом леднике, отделившемся после 2007 г. от ледника Западный Грёнфьорд, в работе [15] не приводятся. Прочерки – нет данных.

отражений от ложа и ошибок измерений времени запаздывания $\tau_{\rm B}$ этих отражений контролировалась путём сравнения измеренных толщин h_{Σ} в точках пересечения радарных профилей. В нашем случае различие не превышало ±5 м. Данные наших и предыдущих измерений площади, объёма, средней H_{mean} и максимальной H_{max} толщины ледников на Земле Норденшельда, а также определения площади ледников на год радиолокационных измерений по состоянию на 2017, 2002– 2008 [16], 1990 и 1936 гг. [18] приведены в табл. 1.

Границы ледников при дешифрировании определялись в соответствии с правилами GLIMS [28]. Площадь ледников находилась по результатам ручного дешифрирования спутниковых снимков Landsat-5, -7, -8 (для 1999, 2010– 2013 гг.) в видимом диапазоне с разрешением 30 м (синтезированное изображение) и снимков SENTINEL-2 для 2017 г. с разрешением 10 м. Панхроматический канал снимков Landsat (для 2010–2013 гг.) с пространственным разрешением 15 м мы использовали с целью повышения качества дешифрирования границ ледников там, где это было возможно. Для оцифрованных границ ледников в виде полигональных шейп-файлов создавалась буферная зона шириной 1 пиксел от разрешения конкретного космического снимка: для Landsat — это 30 м, для SENTINEL-2 — 10 м. Погрешность определения площади ледников предполагалась равной $\pm 1/2$ площади буферной зоны (или \pm периметр ледника, умноженный на половину разрешающей способности снимка) и в среднем составляла 5% для площадей, определённых по снимкам Landsat и 2% для площадей по снимкам Sentinel-2.

По другим оценкам эта погрешность, как правило, выше – в среднем от 4,53 [14] до 8% [18]. Расхождение наших данных по площади, средней и максимальной толщине и общем объёме ледников с данными [15] и Каталогом ледников RGI, v.3.2, 6.0 [16], могут быть объяснены в основном изменением площади ледников за период с 2007 по 2010-2013 гг., поскольку площадь ледников определялась нами в пределах границ, оцифрованных по космическим снимкам, полученным в год проведения радиолокационных измерений, тогда как в работах [13, 15] площадь ледников взята из Каталога RGI, v.3.2 и приведена к состоянию на 2007 г. В Каталоге RGI (v.3.2) также в основном использованы снимки 2002-2008 гг., хотя по данным наших измерений за последующие годы площадь ледников на Земле Норденшельда заметно сократилась (см. табл. 1). Особенно это касается ледников Дальфонна Западный, Дальфонна Восточный, Эрдман, Грёнфьорд Восточный и Грёнфьорд Западный, площадь которых сократилась на 0,5-0,8 км², а ледника Фритьоф – почти на 3 км². После 2007 г. (см. рис. 3, а) от ледника Западный Грёнфьорд отделилась его западная часть (Западное поле) (см. рис. 2 и табл. 1) площадью около 1,8 км². В целом площадь 16 ледников с 1990 по 2002—2008 гг. сократилась на 47,6 км².

Другой причиной расхождений может быть разный метод интерполяции данных измерений толщины льда в регулярную сеть с целью построения карт общей толщины ледников и толщины холодного льда: мы использовали аппроксимацию ANUDEM (инструмент Topo to Raster), тогда как в работе [15] применялся метод анизотропного простого кригинга со сферической вариограммой. Ещё одна причина — ошибки, связанные с идентификацией отражений и определением времени запаздывания отражения от ложа. С учётом этих возможных ошибок мы оцениваем погрешность измерений средней толщины ледников (±3÷10 м) и их общего объёма величиной, близкой к приведённой в работе [15] (см. табл. 1).

Связь между объёмом и площадью ледников на Земле Норденшельда. Для 16 ледников связь между объёмом и площадью, оценённая нелинейным методом наименьших квадратов, определяется соотношением $V = cA^{\gamma}$ в следующем виде:

$$V = 0.03637A^{1,283}.$$
 (8)

Здесь 95%-е доверительные интервалы коэффициентов *с* и γ равны соответственно 0,02303÷ 0,04971 и 1,184÷1,381. По этим коэффициентам суммарный объём 202 ледников с площадями по данным RGI 6.0 [16] составляет 32,89 км³ с нижней и верхней оценкой 95%-го интервала достоверности соответственно 16,75 и 56,63 км³. Для 15 ледников, по данным [15], связь между их объёмом и площадью определяется соотношением

$$V = 0.04097A^{1,249},\tag{9}$$

Здесь 95%-е доверительные интервалы коэффициентов *c* и γ равны соответственно 0,02537÷ 0,05657 и 1,148÷1,35, и суммарный объём 202 ледников составляет 34,31(12÷59,8) км³. Связь между измеренным объёмом *V* и измеренной площадью 15 и 16 ледников описывается близкими показательными функциями с близкими доверительными интервалами (рис. 5).

Для сравнения на рис. 6 приведены «региональные» (для всего архипелага Шпицберген) и «локальные» (для Земли Норденшельда) зависимости объёма ледников от площади. Региональная зависимость между объёмом V и площадью A ледников получена для 60 ледников с использованием алгоритмов (2) и (3) и описывается соотношением [11]:

$$V_1 = 0,0343A^{1,329}; (10)$$

$$V_2 = 0,0454A^{1,264}.$$
 (11)

Общий объём 202 ледников, оценённый по формулам (10) и (11), составляет соответственно 34,49 и 39,31 км³. При этом 60 калибровочных ледников оказалось достаточно, чтобы с использованием этих соотношений оценить запасы льда примерно в 1500 ледниках Шпицбергена с погрешностью около 19 и 14% [15].

Для Земли Норденшельда такие данные имеются только для 16 ледников, поэтому, согласно модельным расчётам [29], погрешность оцен-



Рис. 5. Связь между объёмом *V* (км³) и площадью *A* (км²) ледников на Земле Норденшельда (сплошная линия) и её верхний и нижний 95%-е доверительные интервалы (пунктирная линия). Синим цветом показаны данные по 16 ледникам (включая Западное поле), красным цветом – данные [15] для 15 ледни-

ков (исключая Западное поле)

Fig. 5. The relationship between volume V (km³) and area A (km²) of Nordenskiöld Land glaciers (solid line) and its upper and lower 95% confidence intervals (dotted line).

Blue shows data on 16 glaciers (including the Western Field), red - data [15] for 15 glaciers (excluding the Western Field)

ки запасов льда в ледниках возрастает до 80% и выше. Чтобы уменьшить погрешность оценки общего объёма всех 202 ледников на Земле Норденшельда с применением локальных зависимостей (8) и (9) объёма от площади ледников, мы оценили, насколько величины и достоверность коэффициентов с и у в уравнении (1) зависят от числа ледников и площади самых крупных ледников с измеренным объёмом и площадью. В нашем случае к ним относятся только два ледника (см. табл. 1) – Западный Грёнфьорд и Фритьоф, имеющие площадь соответственно около 17 и 47 км². Поэтому для оценки запасов льда в 202 ледниках на Земле Норденшельда из списка в 60 ледников этого и других районов архипелага Шпицберген, приведённого в работе [11], мы более осторожно выбрали 43 ледника – 31 крупный площадью более 20 км² и 12 меньшего размера. Мы не включили в них ледники, объём которых был вычислен по данным наземных и воздушных измерений толщины льда вдоль одного или нескольких профилей с визуальной привязкой к картам 1936 г. Норвежского Полярного института масштаба 1:100 000 в предположении параболического поперечного сечения ледников [30, 31] и по расчётным данным для ледника Хорнбреен, так

как предполагали, что объём ледников по этим данным определён с большой погрешностью. Для набора из 43 ледников связь между их объёмом и площадью принимает следующий вид:

$$V = 0.01885A^{1.4875}.$$
 (12)

Здесь 95%-е доверительные интервалы коэффициентов *с* и γ равны соответственно 0,00836÷0,02934 и 1,371÷1,604), а суммарный объём 202 ледников составляет 28,08 км³, 95%-й доверительный интервал — 9,29÷69,71 км³. Полученное уравнение (12) даёт несущественную ошибку при оценке суммарного объёма 16 измеренных ледников (1,1%). Использованные нами региональные и локальные связи между объёмом и площадью ледников приведены в табл. 2 и показаны на рис. 6.

Для определения погрешности оценки общего объёма 202 ледников мы применили метод бутстрэппинга [32], так как предыдущие оценки не учитывали разный вклад мелких и крупных ледников и давали очень высокие погрешности, достигающие, а иногда и превышающие 100% [29]. Для этого выбранные 43 ледника были произвольно разбиты на две группы — 31 ледник площадью меньше 20 км² и 12 более крупных ледников.



Рис. 6. Зависимость объёма ледников *V* от площади *A*:

ледники с прямыми измерениями объёма на Земле Норденшельда (*a*) и другие ледники Шпицбергена площадью более 17 км² (*б*); *I* и *2* – «региональные» зависимости (10) и (11), полученные для 60 ледников [11]; *3* – «региональная» зависимость (12), построенная по 43 ледникам; *4* – «локальная» зависимость (9) для 15 ледников по данным [14]; *5* – «локальная» зависимость (8) по данным этой работы для 16 ледников

Fig. 6. Dependence of glacier volume V on area A:

glaciers with direct measurements of volume in Nordenskiöld Land (*a*), and on other Spitsbergen glaciers with an area of more than 17 km² (δ); *1* and *2* – regional dependencies (10) and (11) obtained for 60 glaciers [11]; *3* – regional dependence (12), constructed from 43 glaciers; *4* – local dependence (9) for 15 glaciers according to data from [14]; *5* – local dependence (8) according to this work for 16 glaciers

Для расчёта коэффициентов связи A-V брали все ледники площадью меньше 20 км² и добавляли всевозможные комбинации крупных ледников – сначала по одному, потом по два и т.д., вплоть до всех 12 крупных ледников, что давало 4095 комбинаций. Для каждой комбинации нелинейным методом наименьших квадратов рассчитывали коэффициенты уравнения связи A-V, и на его основе вычисляли общий объём всех 202 ледников на Земле Норденшельда. С применением метода бутстрэппинга объём оценён равным 30,42 км³ с 95%-м доверительным интервалом 15,4÷44,3 км³ (рис. 7, *a*). Дополнительно был проведён аналогичный эксперимент, но с полным набором крупных ледников и подвыборкой меньшей площади. В результате 27 000 расчётов дали узкий 95%-й доверительный интервал — 27,5÷28,4 км³ (см. рис. 7, δ), что ещё раз подтвердило наши предпо-

Район	Ледники	Число лед- ников	Связь межу объ- ёмом V и площа- дью A ледников (номер формулы)	Источник	Суммарный объём 16 изме- ренных ледни- ков по формуле связи*, км ³	Суммарный объём 202 ледников по формуле связи, км ³
Сродьборд	Все ледники за исключени- ем ледниковых куполов на Северо-Восточной Земле	60	$V_1 = 0,0343A^{1,329} (10) V_2 = 0,0454A^{1,264} (11)$	[11]	11,20 12,26	34,49 39,31
Свальоард	Включая 31 крупный ледник площадью более 20 км ² и 12 ледников меньшей площади	43	$V = 0,01885A^{1,4875}$ (12)	Настоящая статья	10,01	28,08
Земля Нор-	Горица	15	$V = 0,04097A^{1,249}(9)$	[15]	10,59	34,31
деншельда	горные	16**	$V = 0,03637A^{1,283}(8)$	Настоящая статья	10,38	32,89

Таблица 2. «Региональные», формулы (10)-(12), и «локальные», формулы (8) и (9), связи между объёмом V и площадью А ледников Свальбарда и на Земле Норденшельда

*Измеренный объём равен 10,034 км³. **Включая Западное поле.



Рис. 7. Распределение результатов расчёта суммарного объёма 202 ледников с помощью процедуры бутстрэппинга:

a - c включением всех ледников площадью менее 20 км² и с различными поднаборами крупных ледников; $\delta - c$ включением всех крупных ледников и с различными поднаборами ледников площадью менее 20 км²

Fig. 7. Distribution of the results of the calculation of the total volume of 202 glaciers using the bootstrapping procedure: a - with the inclusion of all glaciers with an area of less than 20 km² and with various subsets of large glaciers; $\delta -$ with the inclusion of all large glaciers and various subsets of glaciers with an area of less than 20 km²

ложения о значительно большем влиянии крупных ледников на расчётную связь *A*–*V*.

Общий объём ледников на Земле Норденшельда и ошибки его определения. Общая площадь 16 измеренных ледников на Земле Норденшельда, по данным Каталога RGI v.6.0 [16], равна 128,24 км² (см. табл. 1). Суммарный измеренный объём 16 и 15 прозондированных ледников по нашим дан-

ным и данным [15] составляет соответственно 10,034 и 10,902 км³ и очень близок к вычисленному (10,59 и 10,38 км³) по локальным формулам (9) и (8). При этом вклад двух самых крупных ледников – Фритьоф и Грёнфьорд общей площадью 64,88 км² (51% общей площади 16 ледников) составляет 6,7 км³ (67% их общего измеренного объёма). С учётом этого для оценки запасов льда во всех 202 ледниках на Земле Норденшельда и их изменений за последние десятилетия было применено несколько способов: а) оценка по связи между объёмом и площадью для 16 измеренных ледников по формуле (8); б) оценка путём получения множества уравнений А–V для подвыборок из набора 43 ледников методом бутстрэппинга. Полученные оценки приведены в табл. 3.

Заключение

Сравнение результатов радиозондирования 16 ледников на Земле Норденшельда (настоящая статья) с данными [15] по 15 ледникам показало небольшие отличия в общей, средней и максимальной толщине и объёме ледников (см. табл. 2). Они объясняются тем, что использовались разные данные о площади ледников: мы определяли её по космическим снимкам ASTER и Landsat-7, -8, полученным в год радиолокационных измерений (1999, 2010–2013 гг.), а в работе [15] площади брали из Каталога RGI [16] по данным космических съёмок 2002–2008 гг. Таким образом, в работе [16] не учитывалось сокращение площади ледников за последние годы, приведшее, в частности, к отделению после 2007 г.
Год	Общая площадь ледников, км ²	Источник данных по площади ледников	Общий объём ледников и 95%-я достоверность его оценки (в скобках дан нижний и верх- ний предел), км ³	ледников и ость его оценки ижний и верх- ел), км ³ Изменение площади, км и скорость её изменения (в скобках, км ² /год)		, Изменение объёма, км ³ , и скорость его изменения (в скобках, км ³ /год)	
2002-2008	507,95	[16]	32,89* (16,75÷56,63) 30,42** (15,4÷44,3)	-	38,79	_	1,97* (0,13) 1,36** (0,091)
1990	546,74	[18]	34,86* (22,07÷61,58) 31,78** (15,63÷47,14)	191,36	(2,59)	14,34* (0,268) 14,14** (0,262)	
1936	738,1	[18]	49,2* (31,51÷90,36) 45,92** (23,37÷65,92)	(3,54)	_		_

Таблица 3. Площадь и запасы льда в 202 ледниках на Земле Норденшельда и их изменения за последние десятилетия

*По формуле (9). **Методом бутстрэппинга (медиана).

Западного поля от ледника Западный Грёнфьорд (см. рис. 2) и к сокращению площади этого и других ледников (на леднике Фритьоф на 3 км²) (см. табл. 1). Данные о толщине и площади измеренных ледников были использованы для определения их объёма (см. табл. 2), установления статистической связи между объёмом V и площадью A ледников (A-V скейлинг) (см. рис. 5 и табл. 2) и оценки запасов льда во всех 202 ледниках на Земле Норденшельда и их изменений за периоды 1936–1990 и 1990–(2002–2008) гг. (см. табл. 3). Полученные данные показали следующее.

1. Суммарный объём 16 измеренных ледников составил 10,034 \pm 0,13 км³ и мало отличается от вычисленного (10,38 км³) с использованием локальной связи между объёмом V и площадью A ледников в виде степенной функции $V = cA^{\gamma}$ – уравнение (8).

2. Суммарный объём всех 202 ледников на Земле Норденшельда, вычисленный с применением этой локальной связи, равен 32,89 км³ и отличается от вычисленного (34,5 и 39,3 км³) с применением региональных связей (10) и (11), полученных по данным об объёме и площади 60 ледников из этого и других районов архипелага Шпицберген [15].

3. Погрешность оценки суммарного объёма 202 ледников на Земле Норденшельда оценена по доверительным интервалам уравнений связи A-V скейлинг полученных нелинейным методом наименьших квадратов для разных лет, и составляет в среднем от -49 до +84%. Метод бутстрэппинга даёт более обоснованную оценку ошибки с меньшим доверительным интервалом (от -51 до +49%). Несмотря на такую большую погрешность, мы использовали полученные данные для оценки относительных изменений суммарного объёма ледников за разные временные интервалы (см. табл. 3).

4. За период с 1936 по 1990 г. (54 года) общая площадь ледников на Земле Норденшельда уменьшилась с 738,1 до 546,74 км² (на 191,36 км², или 3,54 км²/год), а их суммарный объём сократился с 49,205 до 34,857 км³ (на 14,348 км³). За период с 1990 г. по 2002-2008 гг. (около 15 лет) общая площадь ледников уменьшилась с 546,74 до 507,95 км² (на 38,79 км², или 2,59 км²/год), а их суммарный объём сократился с 34,857 до 32,89 км³ (на 1,967 км³). За весь период с 1936 по 2002–2008 гг. (т.е. за последние 70 лет) площадь ледников уменьшилась с 738,1 до 507,95 км² (на 230,15 км², или в среднем на 3,34 км²/год), а их объём сократился с 49,205 до 32,89 км³ (на 16,315 км³). За период с 1936 по 1990 г. темп сокращения объёма ледников на Земле Норденшельда составил 0,266 км³/год, за период с 1990 по 2002–2008 гг. – 0,131 км³/год, а за весь период с 1936 по 2002–2008 гг. – 0,236 км³/год.

5. Средняя скорость снижения ледниковой поверхности составила в первый период 0,414 м/год, во второй — 0,249 м/год, а за всё время — 0,380 м/год, что при средней плотности льда 900 кг/м³ эквивалентно среднему многолетнему балансу массы —0,372, —0,224 и —0,342 м в.э./год соответственно. Из этих данных следует, что средние темпы убыли массы ледников в период 1936— 1990 гг. были в 1,7 раза выше, чем в период 1936— (2002—2008) гг. Отчасти это можно объяснить тем, что во второй период размеры ледников более адаптировались к изменениям климата, в результате их баланс массы стал менее отрицателен.

Благодарности. Работа выполнялась в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам» № 01201352474 и по Программе президиума РАН № 55 «Арктика – научные основы новых технологий освоения, сохранения и развития», экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген проводились при финансовой поддержке госзадания и логистической помощи РНЦШ.

Acknowledgments. This research was supported by the project «Assessment of the current state and on-

Литература

- Cogley G. The future of the world's glaciers / Eds. A. Henderson-Sellers and K. McGuffie // The future of the world's climate. Elsevier, Waltham, MA, 2012. P. 97–222.
- Stocker T.F., Qin G.-K. D., Plattner M., Tignor S.K., Allen J., Boschung A., Nauels Y., Xia V. Bex, Midgley P.M. (eds.). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York, NY, USA, 2013. 1535 p.
- Radić V., Bliss A., Beedlow A.C., Hock R., Miles E., Cogley J.G. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models // Climate Dynamics. 2014. V. 42. № 1–2. P. 37–58. doi: 0.1007/s00382-013-1719-7.
- Shannon S., Robin S., Wiltshire A., Payne T., Huss M., Betts R., Caesar J., Koutroulis A., Jones D., Harrison S. Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios // The Cryosphere. Discussion. 2018. doi: 10.5194/tc-2018-35.
- Bahr D.B. Global distributions of glacier properties: A stochastic scaling paradigm // Water Resources es Research. 1997. V. 33. Is. 7. P. 1669–1679. doi: 10.1029/97WR00824.
- Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S. The physical basis of glacier volume-area scaling // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. Is. B9. P. 20355–20362. doi: 10.1029/97JB01696.
- Bahr D., Pfeffer W., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers // Reviews of Geophysics. 2015 V. 53. P. 95–140. doi: 615 10.1002/2014RG000470.
- Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K C., Fürst J.J., Frey H., Gantayat P., Gillet-Chaulet F., Girard C., Huss M., Leclercq P.W., Linsbauer A., Machguth H., Martin C., Maussion F., Morlighem M., Mosbeux C., Pandit A., Portmann A., Rabatel A., Ramsankaran R., Reerink T.J., Sanchez O., Stentoft P.A., Singh Kumari S., van Pelt W.J.J., Anderson B., Benham T., Binder D., Dowdeswell J.A., Fischer A., Helfricht K., Kutuzov S., Lavrentiev I., McNabb R., Gudmundsson G.H., Li H., Andreassen L.M. How accurate are estimates of glacier ice thickness? Re-

going changes in the hydrothermal regime of the glaciers, with focus on reference glacier data» (the Government Contract \mathbb{N} 01201352474) and the Program of Presidium of RAS \mathbb{N} 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).

References

- 1. *Cogley G.* The future of the world's glaciers. Eds. A. Henderson-Sellers and K. McGuffie. The future of the world's climate. Elsevier, Waltham, MA, 2012: 97–222.
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P.M. (eds.). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York, NY, USA, 2013: 1535 p.
- Radić V., Bliss A., Beedlow A.C., Hock R., Miles E., Cogley J.G. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. Climate Dyn. 2014, 42 (1–2): 37–58. doi: 0.1007/s00382-013-1719-7.
- Shannon S., Robin S., Wiltshire A., Payne T., Huss M., Betts R., Caesar J., Koutroulis A., Jones D., Harrison S. Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios. The Cryosphere. Discussion. 2018. doi: 10.5194/tc-2018-35.
- Bahr D.B. Global distributions of glacier properties: A stochastic scaling paradigm. Water Resources Research. 1997, 33 (7): 1669–1679. doi: 10.1029/97WR00824.
- Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S. The physical basis of glacier volume-area scaling. Journ. of Geophys. Research. 1997, 102 (B9): 20355–20362. doi: 10.1029/97JB01696.
- Bahr D., Pfeffer W., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers. Reviews of Geophysics. 2015, 53: 95–140. doi: 615 10.1002/2014RG000470.
- Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K. C., Fürst J.J., Frey H., Gantayat P., Gillet-Chaulet F., Girard C., Huss M., Leclercq P.W., Linsbauer A., Machguth H., Martin C., Maussion F., Morlighem M., Mosbeux C., Pandit A., Portmann A., Rabatel A., Ramsankaran R., Reerink T.J., Sanchez O., Stentoft P.A., Singh Kumari S., van Pelt W.J.J., Anderson B., Benham T., Binder D., Dowdeswell J.A., Fischer A., Helfricht K., Kutuzov S., Lavrentiev I., McNabb R., Gudmundsson G.H., Li H., Andreassen L. M. How accurate are estimates of glacier

sults from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment // The Cryosphere. 2017. V. 11. Is. 2. P. 949–970. doi: 10.5194/tc-11-949-2017.

- 9. Fürst J.J., Gillet-Chaulet F, Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth C., Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Braun M. Application of a two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types on Svalbard // The Cryosphere. 2017. V. 11. Is. 5. P. 2003– 2032. doi: 10.5194/tc-11-2003-2017.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A, Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A. Alex S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radiĉ Rastner P. Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and The Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
- Martin-Español A., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Błaszczyk M. Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships // Journ. of Glaciology. 2015. V. 61. № 225. P. 29–41. doi: 10.3189/2015JoG14J159.
- 12. *Grinsted A*. An estimate of global glacier volume // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 141–151. doi: 10.5194/tc-7-141-2013.
- 13. Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объёма льда горных ледников // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 5–15. doi: 10.15356/2076-6734-2013-1-5-15.
- Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y., Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. Is. 64. P. 211–217. doi: 10.3189/2013AoG64A109.
- 15. Navarro F.J., Lapazaran J., Martín-Español A., Otero J. Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers // Cuadernos de Investigación Geográfica. 2016. V. 42. № 2. P. 399–414. doi: 10.18172/cig.2929.
- RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space. Colorado, USA, 2017. Digital Media. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
- Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. Is. 5. P. 1603–1621. doi: 10.5194/tc-7-1603-2013.
- König M., Kohler J., Nuth C. Glacier Area Outlines Svalbard [Data set]. Norwegian Polar Institute, 2013. doi: 10.21334/npolar.2013.89f430f8.

ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. The Cryosphere. 2017, 11 (2): 949–970. doi: 10.5194/tc-11-949-2017.

- 9. Fürst J.J., Gillet-Chaulet F., Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth C., Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Braun M. Application of a two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types on Svalbard. The Cryosphere. 2017, 11 (5): 2003–2032. doi: 10.5194/tc-11-2003-2017.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A, Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Alex S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C. Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radiĉ Rastner P. Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and The Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (221): 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
- Martin-Español A., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Błaszczyk M. Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships. Journ. of Glaciology. 2015, 61 (225): 29–41. doi: 10.3189/2015JoG14J159.
- Grinsted A. An estimate of global glacier volume. The Cryosphere. 2013, 7: 141–151. doi: 10.5194/tc-7-141-2013.
- Macheret Y.Y., Kutuzov S.S., Matskovsky V.V., Lavrentiev I.I. On ice volume estimation of mountain glaciers. Led i Sneg. Ice Snow. 2013, 1 (121): 5–15. doi: 10.15356/2076-6734-2013-1-5-15. [In Russian].
- Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y., Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard. Annals of Glaciology. 2013, 54 (64): 211–217. doi: 10.3189/2013AoG64A109.
- 15. Navarro F.J., Lapazaran J., Martín-Español A., Otero J. Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers. Cuadernos de Investigación Geográfica. 2016, 42 (2): 399– 414. doi: 10.18172/cig.2929.
- RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA, 2017. Digital Media. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
- Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere. 2013, 7 (5): 1603– 1621. doi: 10.5194/tc-7-1603-2013.
- König M., Kohler J., Nuth C. Glacier Area Outlines Svalbard [Data set]. Norwegian Polar Institute, 2013. doi: 10.21334/npolar.2013.89f430f8.

- 19. *Ерасов Н.В.* Метод определения объема горных ледников // МГИ. 1968. № 14. С. 307–308.
- Chen J., Ohmura A. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s // IAHS Publ. 1990. № 193. P. 127–135.
- Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 1985. 488 с.
- 22. Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H. Geometric Changes in a tidewater glacier in Svalbard // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
- Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
- 24. *Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю*. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
- Lapazaran J.J. Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. Is. 236. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
- Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. Is. 236. P. 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
- Martín-Español A., Lapazaran J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. Is. 236. P. 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
- 28. Guidelines for the compilation of glacier inventory data from digital sources / Ed. by F. Paul [Electronic resource]. http://glims.org.
- 29 Farinotti D., Huss M. An upper-bound estimate for the accuracy of glacier volume–area scaling // The Cryosphere. 2013. V. 7. Is. 6. P. 1707–1720. doi: 10.5194/tc-7-1707-2013.
- Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B. Radio Echo-Sounding of Svalbard Glaciers // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. Is. 99. P. 295–314. doi: 10.3189/ S0022143000011643.
- 31. Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б., Боброва Л.И. Толщина льда, подлёдный рельеф и объём ледников Свальбарда по данным радиозондирования // МГИ. 1984. № 51. С. 49-63.
- Wu N.F.L. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions) // Annals of Statistics. 1986. V. 14. P. 1261–1350.

- Erasov N.V. Method to determine the volume of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1968, 14: 307– 308. [In Russian].
- Chen J., Ohmura A. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. IAHS Publ. 1990, 193: 127–135.
- Ayvazyan S.A., Yenuykov I.S., Meshalkin L.D. Prikladnaya Statistika: Issledovanie zavisimostey. Applied Statistics: Dependency Studies. Moscow: Finance and Statistics, 1985: 488 p. [In Russian].
- Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H. Geometric Changes in a tidewater glacier in Svalbard. Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2012, 44 (3): 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
- Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y. Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
- Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data and the RADEXPRO system. Razvedka i Okhrana Nedr. Prospect and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
- Lapazaran J.J. Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
- Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
- Martín-Español A., Lapazaran J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
- 28. Guidelines for the compilation of glacier inventory data from digital sources. Edited by F. Paul [Electronic resource]. http://glims.org.
- 29. *Farinotti D., Huss M.* An upper-bound estimate for the accuracy of glacier volume—area scaling. The Cryosphere. 2013, 7 (6): 1707–1720. doi: 10.5194/tc-7-1707-2013.
- Macheret Yu. Ya., Zhuravlev A.B. Radio Echo-Sounding of Svalbard Glaciers. Journ. of Glaciology. 1982, 28 (99): 295–314. doi: 10.3189/S0022143000011643.
- Macheret Yu. Ya., Zhuravlev A.B., Bobrova L.I. Thickness, subglacial relief and volume of Svalbard glaciers from radio echo-sounding data. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 49–63. [In Russian].
- 32. *Wu N.F.L.* Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions). Annals of Statistics. 1986, 14: 1261–1350.

УДК 556.5+551.32+551.4

Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида

© 2019 г. А.С. Боронина^{1*}, С.В. Попов^{2,1}, Г.В. Пряхина¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия *al.b.s@yandex.ru

Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica

A.S. Boronina^{1*}, S.V. Popov^{2,1}, G.V. Pryakhina¹

¹Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia

*al.b.s@yandex.ru

Received July 5, 2018 / Revised October 16, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: breakthrough flood, Broknes Peninsula, East Antarctica, hydrological study, Larsemann Hills.

Summary

Broknes Peninsula (the area of the Progress station, Larsemann Hills, Princess Elisabeth Land, East Antarctica) is characterized by the presence of well developed hydrographic network consisting of reservoirs located not only in the bedrock, but also inside the glacier thickness and on its surface. As a rule, most of them are dammed by natural snowice weirs, which are often destroyed during the Antarctic summer. As a result of this process, glacial water outburst may occur. In the course of the summer season of the 63-th Russian Antarctic Expedition (RAE) intensive hydrological field observations were carried out for identification and comprehensive investigation of potentially outburstprone reservoirs located in close proximity to Russian and foreign stations and field bases (area of the Progress station and the field base Law-Racovita). The works included: the organization of temporary pile and depth-stick water gauge stations, mapping positions of the shoreline of lakes (reservoirs), bathymetric surveys of them, as well as field hydro-chemical express analyses. Based on the results of the level measurement, it was found that most of the lakes of the oasis are characterized by a sharp drop in the height of the water surface level associated with the breakthroughs. In particular, the authors witnessed the breakthrough of the Discussion Lake, which occurred on January 22, 2018. This resulted in decrease of the water level by 0.95 m. Based on the data of the bathymetric surveys, the morphometric (hydrometric) characteristics of the lakes were calculated and detailed grids (regular net of rectangular matrices, in the nodes of which some effective values of the mapped values are located) were formed for the following numerical modeling of hypothetical and real breakthroughs of water bodies and construction of estimated hydrographs.

Citation: Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 39–48. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.

Поступила 5 июля 2018 г. / После доработки 16 октября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, гидрологическая изученность, полуостров Брокнес, прорывной паводок, холмы Ларсеманн.

Приведены результаты гидрологических исследований прорывоопасных озёр, расположенных недалеко от отечественных и зарубежных станций и полевых баз. Установлены основные прорывоопасные водоёмы и сформированы подробные гриды (регулярная сеть прямоугольных матриц, в узлах которых располагаются значения картируемых величин) исследуемых водных объектов для проведения математического моделирования.

Введение

Озёра, подпруженные снежно-ледяными перемычками, относятся к крайне неустойчивым водным объектам. При переполнении водоёма напряжение, оказываемое на естественную плотину, может достигнуть предельных значений, что станет причиной её быстрого разрушения. Часто резкие сбросы озёрных вод приводят к катастрофическим стихийным бедствиям — прорывным паводкам, провалам и депрессиям в ледниках [1, 2]. Изучению потенциально прорывоопасных озёр, расположенных в горных районах, посвящено большое число научных публикаций [3–7]. Отметим, что подобные явления нередки и в полярных регионах нашей планеты [8–11]. Так, 30 января 2017 г. в леднике Долк (Dålk Glacier, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) образовался провал значительных размеров. Согласно [10, 11], причиной его формирования было прохождение прорывного подледникового паводка. Аналогичные процессы характерны и для арктических ледников. Например, с прорывами озёр Исландии связано много катастрофических событий [12–14], и исландский термин «*jökulhlaup*», характеризующий прорывные паводки, прочно укоренился в научной литературе.

Именно поэтому гидрологические исследования в ходе летнего полевого сезона 63-й РАЭ (2017/18 г.) на п-ове Брокнес (Broknes Peninsula) были направлены на решение не столько научных, сколько прикладных задач по обеспечению безопасности транспортных операций. Выполненные работы были связаны с выявлением потенциально прорывоопасных водоёмов, расположенных в непосредственной близости от отечественных и зарубежных станций и полевых баз.

Обзор опубликованных источников показывает, что водные объекты указанного района изучены достаточно слабо. Один из основополагающих трудов – Атлас, составленный по результатам исследований Австралийской антарктической экспедиции (ANARE) [15]. Однако размеры озёр и объёмы водных масс постоянно меняются и по прошествии практически трёх десятилетий целесообразно дополнить и уточнить имеющиеся данные. Именно поэтому на основных (самых больших по размеру) озёрах, расположенных вблизи инфраструктуры РАЭ, был выполнен комплекс работ, который включал в себя: организацию временных водомерных постов; измерение температуры приповерхностного слоя водной толщи; картографирование береговой линии озёр, их батиметрическую съёмку и отбор проб воды для гидрохимического экспресс-анализа. Все исследования – первые шаги на пути исследования вопросов, связанных с выявлением потенциально опасных озёр, их формированием и последующей эволюцией (рис. 1).

Район детальных исследований

Оазис Ларсеманн (Larsemann Hills) располагается между оазисом Вестфолль (Vestfold Hills) и шельфовым ледником Эймери (Amery Ice Shelf) на юго-восточном берегу залива Прюдс (Prydz Bay) — Земля Принцессы Елизаветы (Princess Elizabeth Land), Восточная Антарктида. Он представляет собой район в основном свободный от ледникового покрова и состоящий из множества мелких (около 130) и двух более крупных полуостровов — Сторнес (Stornes Peninsula) и Брокнес. Их линейные размеры оцениваются в 6200×7400 м и 4180×5830 м соответственно. Общая площадь территории составляет около 50 км² и ограничена на юге склоном Восточно-Антарктического покровного ледника, а на югозападе — выводным ледником Долк.

Характерная особенность района холмов Ларсеманн – наличие развитой гидрографической сети (более 150 пресных озёр). Так, на п-ове Брокнес расположена обширная система водных объектов, приуроченных к отрицательным формам рельефа [15–17]. Использованные в статье наименования водных объектов соответствуют официальным названиям, приведённым на австралийской карте [18]. Исключение составляет озеро, расположенное рядом с полевой базой Прогресс-3. Ввиду отсутствия официального наименования авторами используется название озеро «Ледяное». Для описываемого района характерно наличие многочисленных снежников и малых ледников. Некоторые из них имеют сезонный характер и постепенно исчезают или значительно меняют свои очертания в течение антарктического лета. Их мощность незначительна и обычно не превышает первых десятков метров.

Методика выполнения полевых работ

Для получения информации об уровенном режиме исследуемых водных объектов на шести озёрах (Рейд, Скандретт, Дискашн, Сибторп, Прогресс и LH73) были оборудованы временные свайные водомерные посты. Отметки площадок свай определялись нивелировкой от временно назначенного репера водомерного поста в условной системе координат. Высота последнего устанавливалась с помощью барометрического нивелирования. Кроме свайных, на двух озёрах (Болдер и «Ледяное») открыты реечные водомерные посты. Для измерения уровня на отвесном скальном основании была закреплена рейка высотой 2 м. Уровни воды, регистрируемые на водомерных постах, отнесены к условной плоскости нуля графика. Наряду с измерениями уровней, на озёрах отбирали пробы для полевого гидрохимического экспресс-анализа и последующего, более детального определения содержания главных ионов. Для из-



Рис. 1. Схема расположения гилрологических работ в восточной части полуострова Брокнес. 1 – водомерные посты: 2 – пункты отбора проб на гидрохимический анализ: районы выполнения: 3 – батиметрических съёмок; 4 – георадарного профилирования; 5 – тахеометрических съёмок; 6 – провал в леднике Долк; 7 – действующие дороги; 8 – дорога, участок которой разрушен провалом; 9 – временный ручей из оз. Сибторп; 10береговая линия

Fig. 1. Location chart of the hydrological works in the Eastern part of Broknes Peninsula.

1 – water measurements stations; 2 – sampling points for hydrochemical analysis; areas of: 3 – bathymetric surveys; 4 – GPR profiles; 5 – the tachymetric surveys; 6 – depression in Dålk Glacier; 7 – active roads; 8 – it is a road which was partly destroyed by depression; 9 – temporary stream of lake Sibthorpe; 10 – coastline

мерения удельной проводимости и минерализации воды использовался мультимонитор Ultrapen PT1 (Myron L Company, USA), обеспечивающий точность не менее 1%. Водородный показатель определялся с помощью электронного PH-метра Kellymeter PH-009(I) (Kellymeter, China).

Промеры глубин на озёрах, свободных ото льда, вели с резиновой вёсельной лодки. Для регистрации глубин использовался электронный эхолот-картплоттер Garmin GPSMAP 585 (Garmin Ltd., Taiwan). На отдельных водных объектах из-за наличия льда на акватории промеры выполняли при помощи ледового керноот-

борника Kovacs (Kovacs Enterprises, USA) и ручного лота либо с помощью георадара.

Морфометрические характеристики исследуемых озёр

По результатам промеров глубин исследуемых озёр составлены батиметрические схемы и определены основные морфометрические характеристики. Схемы составляли путём формирования гридов методом Kriging с использованием линейной вариограммы.



Рис. 2. Батиметрические схемы озёр Сибторп, LH73, Рейд и Скандретт.

1 — предположительное положение береговой линии оз. Сибторп при отсутствии льда; 2 — пункты промеров глубин; схема: a — оз. Сибторп; δ — оз. LH73; e — оз. Рейд; e — оз. Скандретт; на заднем плане — ортофотоплан, выполненный 8 января 2018 г. А.В. Миракиным

Fig. 2. Bathymetric schemes of the lakes Sibthorpe, LH73, Reid, Scandrett.

1 – the assumed position of the Sibthorpe lake shore line in the absence of ice; 2 – depth measurement points; the lake scheme: a – Sibthorpe; δ – LH73; ϵ – Reid; c – Scandrett; in the background, an orthophoto made on 8 January 2018 by A.V. Mirakin

Озеро Сибторп располагается к северу от самого глубокого и наибольшего по размерам водоёма п-ова Брокнес – озера Прогресс [16]. Талая вода с ледника и окружающих снежников сначала поступает в него, а затем под уклоном перетекает в Сибторп. Летом 2017/18 г. последнее представляло собой водоём на 55% вскрывшийся ото льда. Озеро практически со всех сторон было окружено снежниками, наибольший из которых располагался в его юго-восточной части и выступал в качестве подпора озёрных вод. Озеро Сибторп имеет треугольную форму (рис. 2, *a*). На момент выполнения батиметрической съёмки (21 января 2018 г.) его длина (расстояние между двумя наиболее удалёнными точками) составляла 540 м. Средняя ширина озера оценивалась в 100 м при максимальном значении около 190 м. Пло-

щадь акватории, свободной ото льда, была равна 54,76 тыс. м² при соответствующем объёме водной массы около 47,66 тыс. м³. В центральной и северо-западной частях озера придонная часть пологая и глубины редко превышают 1 м (средняя глубина около 0,8 м). Максимальная глубина водоёма на изученном участке — 3,8 м. В настоящий момент район наибольших глубин имеет округлую форму и расположен вдоль фронта снежника на южном берегу. По данным аэрофотосъёмки 8 января 2018 г., выполненной А.В. Миракиным, реальные размеры водоёма оцениваются примерно в 650 × 400 м, при площади поверхности около 99,58 тыс. м². В восточной части ширина озера существенно уменьшается и оно постепенно переходит в ручей «Каньонный», который связывает водоём с бухтой Тюленьей.

Озеро LH73 расположено в овальной котловине, в непосредственной близости от системы озёр Прогресс-Сибторп. Его длина – 230 м при максимальной ширине около 140 м (см. рис. 2, б). По данным батиметрической съёмки 10 января 2018 г., плошаль акватории водоёма оценивается в 23,82 тыс. м² при объёме водной массы около 39,4 тыс. м³. Области наибольших глубин расположены в центральной части. Максимальная измеренная глубина составляет 3,1 м. В южном направлении придонная часть выполаживается и глубины не превышают 1,5 м. Вдоль южного берега озеро граничит со снежником. Снежно-ледяная стенка на этом участке – практически отвесная. Периодически, в тёплый сезон года, от неё откалываются глыбы фирнизированного снега, образуя при этом относительно крупные гроты и провалы, что приводит к постепенному отступанию береговой линии водоёма. В случае переполнения котловины водой напряжение, оказываемое на описанную ранее снежно-ледяную перемычку, возрастает и происходит прорыв.

Озеро Рейд представляет собой относительно небольшой водоём, расположенный между Российской антарктической станцией «Прогресс» и Австралийской полевой базой «Лоу-Раковита». Котловина водоёма имеет форму, вытянутую с северо-востока на юго-запад (см. рис. 2, в). Её длина составляет около 330 м. Средняя ширина оценивается в 100 м при максимальной ширине 145 м. Участок наибольших глубин имеет слабовытянутую форму и смещён к северной части озера. Максимальная измеренная глубина – 3,5 м. Придонная часть водоёма - пологая, без резких уклонов и локальных перепадов отметок дна. Площадь озера на момент съёмки оценивалась в 35,53 тыс. м² при объёме вмещающей водной массы около 40,45 тыс. м³. Сток из водоёма происходит в северо-западном направлении по руслу небольшого ручья, впадающего в Нелла Фьорд. Согласно данным, приведённым в австралийском Атласе [15], длина озера составляла 300 м, а средняя ширина около 90 м. Максимальная глубина оценивалась в 3,8 м. Из этого следует, что котловина водоёма достаточно стабильна и ежегодные сбросы водных масс несильно влияют на её деформацию.

Озеро Скандретт относится к числу наибольших водных объектов п-ова Брокнес. Оно питается водами, поступающими непосредственно с ледника. Обычно к началу января ледяной покров занимает около 80% площади водной поверхности. Однако даже во время летнего сезона озеро полностью не вскрывается. С западной, восточной и южной сторон водоём окружён скалами, на которых аккумулируются снежные массы. В период таяния воды снежников служат дополнительным источником его питания. Поверхностный сток из озера – переменный и возникает обычно при разрушении снежно-ледяной перемычки, расположенной в его северо-западной части. При прорыве плотины поток, как правило, образует ручейводопад, направленный непосредственно в Нелла Фьорд. Согласно выполненным промерным работам, длина оз. Скандретт составляет 891 м при средней ширине около 180 м. Площадь акватории оценивается в 157,92 тыс. м², а объём воды достигает 1490,7 тыс. м³. Линейные размеры водоёма согласуются с данными, приведёнными в Атласе [15]. Обратная ситуация с результатами по батиметрии. В указанной публикации приводится значение максимальной глубины равное 8,2 м, однако, согласно нашим промерным работам, максимальная глубина составляет 17,6 м (см. рис. 2, г). На данном этапе авторы воздерживаются от объяснений столь значительных расхождений полученных значений.

Уровенный режим озёр

Графики хода уровня воды (рис. 3) наглядно демонстрируют, что для большинства водоёмов п-ова Брокнес характерно плавное изменение высоты водной поверхности. В качестве примера рассмотрим ход уровня на *озере Рейд* (см. рис. 3, *a*). В середине декабря 2017 г. уровень воды в нём упал на величину около 30 см (А.В. Тепляков, 2018 г., частное сообщение). После этого, как следует из графика, установился стабильный уровневый режим с тенденцией на увеличение. Наименьшие значения наблюдались с конца декабря до начала января, минимальное из них составило 86,4 см над нулём графика водомерного поста. Максимальная высота уровня воды над нулём графика зарегистрирована 21 января 2018 г., что связано с типом питания водоёма: устойчивые положительные температуры воздуха привели к интенсивному сокращению снежников, а талые воды пошли на пополнение водной массы оз. Рейд. Во второй половине января рост уровня сменился на незначительный спад с последующей стабилизацией. Амплитуда колебания за период наблюдений составила 11,5 см.



уровня воды над нулём графика. На секциях приведены графики для озёр: *а* – Рейд; δ – Скандретт; *в* – Дискашн; *г* – LH73; $\partial - \Pi$ рогресс; e - Сибторп; *ж* - «Ледяное»; з – Болдер Fig. 3. The daily water level above the zero of the graphs. The graphs for lakes: a -Reid; δ – Scandrett; θ – Discussion; e - LH73; ∂ – Progress; e – Sibthorpe; $\mathcal{M} -$ «Ledvanove»;

Несмотря на незначительную удалённость исследуемых водных объектов друг от друга, каждый из них имеет свои особенности уровенного режима. Так, для озёр Скандретт и Дискашн в сезон 63-й РАЭ это проявилось в резком уменьшении высоты водной поверхности (см. рис. 3 б, в). Озёро Скандретт относится к самому холодному из всех исследованных водоёмов. Оно питается талыми водами, поступающими непосредственно с ледника. На момент начала мониторинга регистрировалось повышение уровня водной поверхности воды, однако 31 декабря 2017 г. из-за разрушения снежно-ледяной перемычки произошёл резкой сброс озёрных вод. В результате в северо-западной части оз. Скандретт образовался ручей-водопад. Он представлял собой бурный поток с порогами и значительными уклонами. По данным барометрического нивелирования перепад высот составил 16,6 м.

В первые дни после прорыва скорость потока была столь значительна, что вода при прохождении через снежник сформировала в нём тоннель и перетекла в Нелла Фьорд. Затем уровень воды в оз. Скандретт плавно понижался в течение всего периода наблюдений, что обусловлено продолжающимся оттоком озёрных вод. Амплитуда изменения уровня воды за период наблюдений составила 38 см.

Прорыв озера Дискашн оказался более мощным. С момента начала наблюдений за уровнем и на протяжении последующих 20 суток происходило постепенное пополнение озёрной котловины талыми водами снежников. В результате увеличения объёма возрастало давление, оказываемое на снежно-ледяную перемычку. 22 января 2018 г. напряжение достигло критических значений, что привело к прорыву водоёма. Уровень понизился на 0,95 м. При этом при прохождении

паводка в снежнике был выработан тоннель, размеры которого увеличивались по мере удаления от точки входа в него. Вся вода, сформировавшая паводок, перетекла в Нелла Фьорд, после чего установился стабильный уровенный режим.

В полевых отчётах РАЭ за прошлые годы отмечается, что для системы озёр LH73-Прогресс-Сибторп также характерны резкие изменения уровня, связанные с разрушением ледяных перемычек и прорывами снежников [19]. Однако, к сожалению, в сезон 63-й РАЭ подобное явление наблюдалось уже после окончания полевых работ. Согласно данным, полученным при измерениях на водомерных постах (см. рис. 3, *г*-*e*) всех трёх озёр, наблюдается тренд на увеличение уровня воды. После прорыва в марте 2017 г. (А.В. Тепляков, частное сообщение) озеро LH73 стало мелководным. Его максимальная глубина, по данным батиметрической съёмки, выполненной авторами 10 января 2018 г., составила 3,1 м. Ввиду незначительных глубин и интенсивного прогревания водной толщи этот водоём вскрылся ото льда практически первым. Таяние льда в совокупности с талыми водами снежников спровоцировало повышение уровня. За период наблюдений эта величина возросла на 26 см (см. рис. 3, *г*).

Обратная ситуация отмечена на озере Прогресс. К моменту начала наблюдений водоём был полностью покрыт однолетним льдом. Только к середине января 2018 г. в его южной части начали появляться первые закраины, а к 13 января в северо-восточной части образовалась узкая полоса открытой воды. За период антарктического лета 2017/18 г. озеро вскрылось лишь на 16%. Это не могло не сказаться на ходе уровня воды: с момента разрушения льда и вплоть до окончания мониторинга он стремительно поднимался. За 20 дней водная поверхность повысилась на 32 см (см. рис. 3, d), и, как можно предположить, эта тенденция сохранится вплоть до момента первого лёдообразования. Уровенный режим озера Сибторп также характеризуется плавным увеличением (см. рис. 3, е), возникающим из-за таяния снежников в пределах водосбора. Это может быть связано и с тем, что ручей «Каньонный», через который обычно происходит сток озёрных вод, ввиду сложившихся погодных условий не вскрылся ото льда.

Мониторинг уровенного режима на *озёрах «Ледяное»* и *Болдер* был затруднителен из-за организационных причин, поэтому полученные ряды данных слишком короткие для их объективной интерпретации. На оз. «Ледяное» регистрировалось понижение уровня (см. рис. 3, *ж*), однако никакого поверхностного канала стока обнаружено не было. На оз. Болдер, наоборот, наблюдалось повышение уровня водной поверхности (см. рис. 3, *з*), вероятно, связанное с водами, поступающими с ледника.

Минерализация воды в озёрах

Пункты отбора проб на гидрохимический экспресс-анализ показаны на рис. 1, а результаты выполненных измерений приведены в таблице. Полученные данные показывают, что минерализация воды в исследованных водоёмах варьирует в широких пределах, поскольку она сильно зависит от ландшафтно-геоморфологических и геологических условий, а также типа питания. Вода в большинстве отобранных проб относится к категории пресных. Однако их значения сильно отличаются друг от друга, начиная с 27,1 мг/л (вода из оз. «Ледяное», имеющего преимущественно снеговое и ледниковое питание) и кончая 1218 мг/л (оз. Рейд). Небольшие значения минерализации характерны также для озёр LH73, Прогресс и Сибторп. Это указывает на преобладающий тип снежного и ледникового питания и малое влияние антропогенной составляющей на состав воды. Обратная ситуация наблюдается на озёрах, расположенных в непосредственной близости от капитальных строений. Так, минерализация воды озёр, расположенных вблизи российской и китайской антарктических станций, имеет повышенные значения - 612 и 530 мг/л соответственно, что связано с антропогенным воздействием. Вода с минерализацией более 1‰ относится к категории солоноватых. Из ряда исследуемых озёр в эту группу попадает лишь один водный объект – бессточное оз. Лоу (2167 мг/л). Также при гидрохимическом экспресс-анализе определялся водородный показатель. Согласно полученным данным, озёра восточной части п-ова Брокнес характеризуются нейтральной либо слабокислой реакцией рН.

Обсуждение

В ходе проведённых исследований впервые получены наиболее объективные данные о глубинах озёр п-ова Брокнес. Это действительно

Номер	Царрания	Широта,	Долгота,	Пото	Минерализация,	Электропроводность,	лH	
	пазвание	градусы	градусы	дата	мг/л	мкСм/см	рп	
1	Трещина	-69,3978	76,41594	10.01.18	58,5	92,3	5,74	
2	Прогресс	-69,4006	76,39236	21.01.18	113	178	5,89	
3	LH73	-69,4001	76,37566	21.01.18	70,4	111	6,26	
4	Лоу	-69,3894	76,3834	21.01.18	2167	2939	6,86	
5	Скандретт	-69,3894	76,3721	21.01.18	129	201	6,07	
6	Болдер	-69,4105	76,39716	22.01.18	42,3	66,7	6,20	
7	Рейд	-69,3867	76,37891	23.01.18	1218	1704	6,64	
8	Дискашн	-69,3894	76,35384	23.01.18	128	199	6,13	
9	Сибторп	-69,3961	76,39275	23.01.18	96,8	152	5,77	
10	Озеро 1*	-69,3913	76,3491	23.01.18	712	1028	6,67	
11	Озеро 2*	-69,3968	76,35425	23.01.18	166	256	6,43	
12	Озеро 3*	-69,3992	76,355	23.01.18	102	161	6,04	
13	Озеро 4*	-69,402	76,35695	23.01.18	103	163	5,97	
14	Степпед	-69,3766	76,38033	25.01.18	612	895	6,17	
15	LH67	-69,3869	76,34654	31.01.18	456	669	6,51	
16	«Ледяное»	-69,411	76,40467	01.02.18	27,1	43,2	6,06	
17	Провал	-69,399	76,41379	01.02.18	77,4	121	5,88	
18	LH69	-69,3731	76,36813	03.02.18	530	778	6,93	

Результаты гидрохимического экспресс-анализа

*Озёра, не имеющие названий.

так, поскольку до момента выполнения полевых работ представления о батиметрии водоёмов основывались на материалах из Атласа ANARE [15], которые базируются главным образом на единичных промерах и отдельных профилях. Выполненные исследования и полученные данные позволяют обновить материалы Атласа [15].

Исследования озёр п-ова Брокнес и холмов Ларсеманн в среднесрочной перспективе только начинаются, но уже сейчас можно сделать ряд выводов. Сравнение полученных результатов и материалов из Атласа показывает, что за последние 30 лет значительное углубилось оз. Сибторп. Согласно батиметрической съёмке авторов, его наибольшая измеренная глубина составила 3,8 м против 0,7 м по данным Атласа ANARE. Вероятно, дальнейшее развитие водоёма будет проходить в сторону увеличения отметок дна в его южной части и котловины озера в целом, что может отрицательно повлиять на снежно-ледяную перемычку, расположенную в непосредственной близости к трассе, соединяющей станцию Прогресс с аэродромом. Аналогичная ситуация наблюдается и на оз. Скандретт. При сопоставлении новых данных с результатами Атласа расхождение для максимального значения глубины для этого озера составило 9,4 м. Вместе с тем для оз. Рейд установлено, что резкие сбросы воды практически не влияют на деформацию его котловины. Согласно предыдущим наблюдениям, оз. Дискашн прорывается

ежегодно, что делает этот объект очень важным для изучения прорывных паводков, носящих более серьёзный и разрушительный характер.

Данные о ходе уровней воды показали различия в условиях формирования гидрологического режима водных объектов в зависимости от их морфологии и типа питания. Немногочисленность и разрозненность информации о водном режиме озёр антарктических оазисов делает полученные результаты важным шагом к пониманию особенностей гидрологического состояния этого района.

Заключение

В ходе комплексных гидрометрических исследований, выполненных в сезон 63-й РАЭ в восточной части п-ова Брокнес, были получены уточнённые данные по батиметрии основных потенциально прорывоопасных озёр. При их сравнении с ранее опубликованными результатами промеров установлена необходимость в дальнейшем дополнении и уточнении последних. Это крайне важно, так как прорывы ледниковых озёр, расположенных в непосредственной близости от инфраструктуры РАЭ, возникают ежегодно. Ввиду естественных причин, особенно сейчас, в эпоху глобального потепления, не обошедшего стороной и Южную полярную область, снежники, ледники и приуроченные к ним озёра, расположенные в краевой части Антарктиды, развиваются особенно динамично. Последнее приводит к катастрофическим паводкам, а они порой — к значительным разрушениям [10, 11, 20]. Ежегодные резкие сбросы озёрных вод делают водоёмы п-ова Брокнес прекрасным полигоном изучения прорывных, катастрофических паводков более крупных масштабов. Это, при должной организации работ, может существенно улучшить понимание тенденций развития ледниковых озёр и позволит усовершенствовать методы предсказания их прорывов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность своим коллегам С.Д. Григорьевой, Г.А. Дешевых, А.А. Сухановой и начальнику станции Прогресс 63-й РАЭ А.В. Воеводину за помощью в проведении полевых исследований; начальнику станции Прогресс 62-й РАЭ А.В. Миракину за предоставление фото- и видеоматериалов и помощь в организации работ отряда; сотрудникам Института наук о Земле СПбГУ кафедры «Гидрология суши» за предоставленную гидроме-

Литература

- 1. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 154 с.
- 2. *Richardson S.D., Reynolds J.M.* An overview of glacial hazards in the Himalayas // Quaternary International. 2000. № 65/66. P. 31–47.
- Yongjian D., Jingshi L. Glacier lake outburst flood disasters in China // Annals of Glaciology. 1992. V. № 16. P. 180–184.
- 4. Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А. Новые селеопасные озёра у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // МГИ. 2003. Т. 95. С. 153–160.
- 5. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне г. Эльбрус 11 августа 2006 г.: прогноз, событие и последствия // МГИ. 2007. № 102. С. 225–229.
- Петраков Д.А. Селевая опасность ледниковых озёр и оценка вероятности их прорыва. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита // Тр. Междунар. конф. Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008 г. Пятигорск: изд. ин-та «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 309–312.
- Докукин М.Д., Хаткутов А.В. Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479.

трическую аппаратуру. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00421. Измерение минерализации озёрной воды осуществлено в рамках научного проекта РФФИ № 17-55-12003 ННИО.

Acknowledgments. The Authors want to thank gratefully their colleagues S.D. Grigorieva, G.A. Deshevykh, A.A. Sukhanova, and also thank the chief of the station Progress 63nd RAE A.V. Voevodin for assistance in realization of field research; to thank the chief of the station Progress 62nd RAE A.V. Mirakin for the provision of photo and video materials, as well as assistance in the organization of the detachment; to thank staff of the Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University, Department of Hydrology for the provided hydrometric equipment. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project № 18-05-00421. The measurement of the mineralization of the lake water was carried out within the framework of the RFBR scientific project № 17-55-12003 NNIO.

References

- 1. *Vinogradov Yu.B. Glyatsial'nye proryvnye pavodki i selevye potoki*. Glacial floods and mudslides. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 154 p. [In Russian].
- 2. *Richardson S.D., Reynolds J.M.* An overview of glacial hazards in the Himalayas. Quaternary International. 2000, 65/66: 31–47.
- 3. *Yongjian D., Jingshi L.* Glacier lake outburst flood disasters in China. Annals of Glaciology. 1992, 16: 180–184.
- 4. Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Aleynikov A.A. New mudflow lakes at the edge of the Bashkara Glacier in the Central Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 153–160. [In Russian].
- Chernomorec S.S., Petrakov D.A., Tutubalina O.V. Breakthrough of the glacial lake on the northeastern slope of Elbrus on August 11, 2006: forecast, event and consequences. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledo*vaniy. Data of Glaciological Studise. 2007, 102: 225– 229. [In Russian].
- Petrakov D.A. The mudflow risk of glacial lakes and an assessment of the probability of their breakthrough. Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchi-ta. Trudy Mezhdunarodnoy konf. Pyatigorsk, Rossiya, 22–29 sentyabrya 2008 g. Mudflows: disaster, risk, prognosis, protection. Proc. of the International Conf. Pyatigorsk, Russia, September 22–29, 2008: 309–312. [In Russian].

- Goodwin I.D. The nature and origin of a jökulhlaup near Casey Station, Antarctica // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34 № 116. P. 95–101.
- 9. *Fowler A.C.* Dynamics of subglacial floods // Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences. 2009. V. 465. № 2106. P. 1809–1828.
- 10. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dålk Glacier, East Antarctica // Ice and Snow. 2017. V. 57. № 3. P. 427–432.
- Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озер в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) в 2017– 2018 гг. // Геориск. 2018. Т. XII. № 3. С. 56–67.
- Björnsson H. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier // Nature. 1998. V. 395. P. 771–774.
- Björnsson H. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland // Glob. Planet. Change. 2002. V. 35. P. 255–271.
- Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // Journ. of Glaciology. 1976. V. 17. № 76. P. 181–207.
- 15. *Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A.* An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica // Australian National Antarctic Research Expeditions, Antarctic Division, Dept. of the Arts, Sport, the Environment, Tourism, and Territories. 1990. V. 74. 173 p.
- 16. Hodgson D.A., Verleyen E., Squier A.H., Sabbe K., Keely B.J., Saunders K.M., Vyverman W. Interglacial environments of coastal east Antarctica: comparison of MIS 1 (Holocene) and MIS 5e (Last Interglacial) lake-sediment records // Quaternary Science Reviews. 2006. № 25. P. 179–197.
- Gasparon M., Matschullat J. Trace metals in Antarctic ecosystems: Results from the Larsemann Hills, East Antarctic // Applied Geochemistry. 2006. № 21. P. 1593–1612.
- Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, Scale 1:25 000. Australian Antarctic Division, 2015.
- Отчёт о работе станции Прогресс, 48-я Российская Антарктическая экспедиция. СПб.: Архив ФГБУ ААНИИ, 2004. инв. № О-3553. 204 с.
- 20. Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В. Прорывы ледниковых и внутриледниковых водоёмов в районе российской станции Прогресс и полевой базы Молодёжная (Восточная Антарктида) // Материалы III Междунар. науч.-практич. конф. «Природная среда Антарктики: экологические проблемы и охрана»: Учебный центр «Форум», Беларусь, 17–19 сентября 2018 г. Минск: ГНПО «НПЦ НАН Беларуси по биоресурсам», 2018. С. 84–91.

- Dokukin M.D., Khatkutov A.V. Lakes at the Maly Azau Glacier on Elbrus: dynamics and breakthroughs. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 472–479. [In Russian].
- Goodwin I.D. The nature and origin of a jökulhlaup near Casey Station, Antarctica. Journ. of Glaciology. 1988, 34 (116): 95–101.
- Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods. Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences. 2009, 465 (2106): 1809–1828.
- Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dålk Glacier, East Antarctica. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 427–432.
- Popov S.V., Boronina A.S., Pryakhina G.V., Grigorieva S.D., Sukhanova A.A., Tyurin S.V. Breakthroughs of glacial and subglacial lakes at the Larsemann Hills (East Antarctica) in 2017–2018. Georisk. Georisk. 2018, XII (3): 56–67. [In Russian].
- 12. *Björnsson H*. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. Nature. 1998, 395: 771–774.
- 13. *Björnsson H*. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. Glob. Planet. Change. 2002, 35: 255–271.
- 14. *Nye J.F.* Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins. Journ. of Glaciology. 1976, 17 (76): 181–207.
- 15. Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. Australian National Antarctic Research Expeditions, Antarctic Division, Dept. of the Arts, Sport, the Environment, Tourism, and Territories. 1990, 74: 173 p.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Squier A.H., Sabbe K., Keely B.J., Saunders K.M., Vyverman W. Interglacial environments of coastal east Antarctica: comparison of MIS 1 (Holocene) and MIS 5e (Last Interglacial) lake-sediment records. Quaternary Science Reviews. 2006, 25: 179–197.
- 17. *Gasparon M., Matschullat J.* Trace metals in Antarctic ecosystems: Results from the Larsemann Hills, East Antarctic. Applied Geochemistry. 2006, 21: 1593–1612.
- Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Map number 14241, Scale 1:25 000. Australian Antarctic Division. 2015.
- Otchyot o rabote stantsii Progress, 48 Rossiyskaya Antarkticheskaya ekspeditsiya. Report on the fieldwork at Progress station, 48nd Russian Antarctic Expedition. St. Petersburg: Archive FGBU AARI. 2004. № O-3553: 204. [In Russian].
- 20. Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Breakthroughs of glacial and interglacial lakes in the areas of Progress station and Molodezhnaya field base (East Antarctica). Materialy III Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konf. «Prirodnaya sreda Antarktiki: ekologicheskie problemy i okhrana», uchebnyi tsentr «Forum», Belarus', 17–19 sentyabrya 2018 g. Proc. of the III Intern. scientific and practical conf. «The natural environment of Antarctica: ecological problems and nature protection», training center «Forum», Belarus, September 17–19. 2018. Minsk: GNPO «NPC NAN Belarusi po bioresursam», 2018: 84–91. [In Russian].

УДК 528.74

Мониторинг ледника Колка в 2014-2017 гг. методом наземной стереофотосъёмки

© 2019 г. К.А. Аристов¹, Д.А. Петраков¹, Н.В. Коваленко¹,

С.А. Тимонин², А.А. Колчин¹, В.Н. Дробышев³

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ²Высшая школа экономики, Москва, Россия; ³Владикавказский научный центр РАН и Правительства Республики Северная Осетия—Алания, Владикавказ, Россия k.a.aristov@mail.ru

Monitoring of Kolka Glacier in 2014–2017 by terrestrial stereophotogrammetry

K.A. Aristov¹, D.A. Petrakov¹, N.V. Kovalenko¹, S.A. Timonin², A.A. Kolchin¹, V.N. Drobyshev³

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Higher School of Economics, Moscow, Russia;

³Vladikavkaz Scientific Centre of the RAS and the Government of the Republic of North Ossetia–Alania, Vladikavkaz, Russia

k.a.aristov@mail.ru

Received May 6, 2018 / Revised November 21, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: glacial disaasters, ground stereoscopic photography, the Kolka Glacier, monitoring of volume change.

Summary

The Kolka Glacier, which rushed down the Genaldon valley on September 20, 2002 (North Ossetia), is now recovering after this catastrophe. One of the most important ways to predict a new disaster is to determine the rate of ice accumulation of the new glacier and to monitor the glacier volume regularly, since its trigger mechanisms have not yet been fully studied. Recent changes of the Kolka Glacier were investigated by means of ground stereoscopic photography. The field works were carried out in 2014, 2016 and 2017. Shooting was made manually with a digital camera Canon 5D Mark II (without using a tripod) at arbitrary points, the distance between which did not exceed 100 m. The reference points were placed on the elevated relief forms on the glacier surface and coordinated by a differential GNSS receiver in the "fast static" mode. Laboratory processing of the photos was performed using Agisoft Photoscan software in automatic mode, except for the procedure of identification of reference points on stereo images. The processing made possible to obtain digital models of the glacier surface in Geo-TIFF format, the vertical error of which amounted to 0.7 m, while the horizontal one - 2.3 m. In 2014-2017, the maximal increase in height of the surface (up to 30 m) was recorded in the low part of the glacier tongue that was the result of advancing of the Kolka front along the ice-free surface. Mean annual increase in the surface elevation was equal to 2.2 m/year. Lowering of the surface in some areas may be explained by the slowing-down of the glacier flow rate, which led to the appearance of thermokarst. The glacier volume increased by 7.4±0.7 million m³. As a result, the glacier tongue advanced by 50-70 m. Average over 2014-2017 increasing in the surface elevation (2.2 m/year) was slightly smaller than in 2004–2014 (3 m/year). Quick growth of the Kolka Gacier contrasts sharply with decreasing of volume of the representative Caucasus, Djankuat and Garabashi, over the same period.

Citation: Aristov K.A., Petrakov D.A., Kovalenko N.V., Timonin S.A., Kolchin A.A., Drobyshev V.N. Monitoring of Kolka Glacier in 2014–2017 by terrestrial stereophotogrammetry. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 49–58. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-49-58.

Поступила 6 мая 2018 г. / После доработки 21 ноября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: ледник Колка, мониторинг изменения объёма, наземная фотограмметрия, опасные гляциальные процессы.

По данным наземной стереоскопической съёмки в 2014, 2016 и 2017 гг. оценены изменения объёма ледника Колка, восстанавливающегося после гляциальной катастрофы 2002 г. Ледник продолжает расти несмотря на неблагоприятные для ледников Кавказа климатические условия. Высоты поверхности ледника увеличивалась в среднем на 2,2 м/год, что резко контрастирует с негативным состоянием большинства ледников Кавказа.

Введение

Согласно действующим нормативным документам [1], топографическое картографирование может выполняться следующими методами: тахеометрическим; на основе спутниковых геодезических определений; лазерным сканированием с воздуха в сочетании с цифровой аэрофотосъёмкой; наземным статическим или мобильным лазерным сканированием; цифровой аэрофотосъёмкой, в том числе с применением беспилотных летательных аппаратов; стереотопографическим; комбинированным аэрофототопографическим, в том числе с применением результатов ДЗЗ; сочетанием различных методов.

Наиболее распространённые методы выполнения топографической съёмки в горной местности в настоящее время — тахеометрическая съёмка, метод спутниковых геодезических определений и лазерное сканирование, однако ранее широко использовался стереотопографический метод. В инструкции [2] этот метод описан как наземная фототопографическая съёмка, но в последнее время он не находил широкого применения. К основным причинам, по которым данный метод не использовался, относятся сложность выполнения фототеодолитной съёмки, а также трудности при обработке материалов наземной цифровой стереосъёмки с использованием классических фотограмметрических методик. Появившиеся в последнее время программные продукты позволяют в значительной степени автоматизировать процесс обработки цифровых стереоскопических фотографий [3], однако остаются открытыми вопросы выполнения топографической съёмки с использованием данных технологий и точности получаемых результатов.

Объект нашего исследования – ледник Колка, расположенный в верховьях Геналдонского ущелья, у северного подножия Казбекско-Джимарайского массива в районе горы Казбек на Центральном Кавказе. Этот ледник известен своими повторяющимися катастрофами. В ходе последней из них, 20 сентября 2002 г., практически весь ледник сорвался со своего ложа и пронёсся вниз по ущелью в виде ледово-воднокаменного потока, преодолев за 6 минут около 19 км. Основная масса была остановлена Скалистым хребтом, ниже которого сошёл селевый поток с дальностью выброса около 17 км.

Больший вклад в аккумуляцию ледника вносят снежные и ледяные лавины, сходящие со склонов горы Джимарай-Хох и её восточного отрога. Траектория лавин проходит по крутым скальным и осыпным склонам, что объясняет значительное обогащение лавинного потока каменно-обломочным материалом. В освободившемся ложе ледника начали накапливаться массы льда и каменно-обломочного материала, формирующие тело нового ледника Колка. Некоторые каменные глыбы достигают нескольких метров в диаметре, что делает их весьма заметными на поверхности. К 2014 г. объём ледника составил около 40% объёма ледника перед катастрофой [4]. В последние годы скорость нарастания площади ледника резко снизилась, предполагалось, что в 2015-2016 гг. ледник находился в состоянии, близком к балансовому равновесию [5]. Изменения объёма ледника после 2014 г. пока не определялись. Учитывая весьма мрачную «биографию» ледника Колка и впервые представившуюся возможность наблюдать его полное развитие до вполне вероятной следующей катастрофы, в 2004 г. был начат инструментальный мониторинг этого ледника [4]. Цель данной работы — оценка изменений высоты поверхности ледника в 2014—2017 гг.

Методика работ

Для оценки последних изменений ледника Колка была разработана и протестирована методика выполнения цифровой наземной стереоскопической съёмки. Её дальнейшую обработку вели в программном комплексе Agisoft PhotoScan с целью получения цифровых моделей поверхности ледника (ЦМП) за несколько лет. Отметим, что данный комплекс с успехом используется для обработки воздушных и наземных стереоскопических съёмок, в том числе и на ледниках [6, 7]. Полевые работы были разделены на два этапа: a) GNSS (Global Navigation Satellite System) – определение координат опорных точек; б) стереофотосъёмка ледника. Камеральные работы выполняли в три этапа: а) вычисление координат опорных точек; б) обработка стереофотографий и получение ЦМП; в) сравнение и анализ полученных ЦМП.

Определение координат опорных точек. Координаты опорных точек устанавливали с помощью комплекта одночастотных GNSS-приёмников Trimble R3. Съёмку вели без штатива, антенну размещали непосредственно на координируемой точке. Измерения проводили в режиме «Fast Static». Минимальная продолжительность измерений на точке (при наличии сигнала от шести спутников и более) — 15 минут. Дополнительно проводили фотосъёмку опорной точки. При этом для облегчения последующего поиска опорной точки на стереофотоснимках на кадре фиксировалась «ситуация» вокруг. Выбор расположения опорных точек был обусловлен несколькими факторами:

1) равномерным распределением точек по поверхности картографируемого объекта – ледника. Точки расположены как на фронте ледника, так и в его тыловой части. Особое внимание уделялось расположению точек на заднем плане (в тыловой части ледника), так как с удалением



Рис. 1. Схема расположения района работ:

 1, 2, 3 – опорные точки 2017, 2016, 2014 гг.;
 4 – расположение точек стереофотосъёмки;
 5 – границы ледников;
 6 – линии профилей

Fig. 1. Sketch map of fieldwork area:

1, 2, 3 – ground control points in 2016, 2017, 2014; *4* – stereo photography points; *5* – glacier boundaries; *6* – longitudinal profile and cross-sections

от точки фотографирования возрастает погрешность определения координат по фотоснимкам;

2) уверенной дешифрируемостью опорных точек на фотоснимках. В качестве опорных точек, как правило, выбирались крупные камни (глыбы), выделяющиеся на фоне поверхности ледника Колка, покрытой обломочным материалом. Отметим, что определять опорные объекты (камни) следует заранее, при рекогносцировке, так как при прохождении маршрута трудно оценить возможность последующего дешифрирования на снимке того или иного камня. Дополнительной маркировки (например, краской) опорных точек не было, потому что измерялись координаты углов (вершин) камней, отчётливо определяемых на фотоснимке с погрешностью не более 3 пикселей (9–60 см);

 доступностью и безопасностью при выполнении измерений. Опорные точки находятся в шаговой доступности. При прохождении маршрута исключалось попадание в зоны камнепадов, образующихся на южном склоне Казбекско-Джимарайского массива.

Схема расположения опорных точек в 2014— 2017 гг. приведена на рис. 1. Координаты опорных точек рассчитывались в проекции UTM, зона 38 на эллипсоиде WGS-84.

Цифровая наземная стереофотосъёмка. Стереофотосъёмка выполнялась цифровой зеркальной камерой Canon EOS 5D Mark II. Использовался объектив Canon 50 mm f/1.8 с фиксированным фокусным расстоянием. Съёмка проводилась в режиме приоритета диафрагмы (Av) с максимальным диафрагменным числом для предотвращения «размыва» объектов. Фокусировка проводили «вручную» на бесконечность. При значениях ISO не более 400 освещённость объекта позволяла выполнять съёмку с выдержкой 1/250–1/500 с,



Рис. 2. Опорные точки на ЦМП ледника 2017 г., текстурированной по фотографиям в программе Agisoft PhotoScan (вид с восточного отрога горы Шау-Хох в сторону Казбекско-Джимарайского массива) **Fig. 2.** Ground control points on glacier DSM of 2017 textured by photos in Agisoft PhotoScan (view from Mt. Shau-Khokh eastern ridge to Kazbek-Dzhimarai massif)

поэтому съёмку вели без использования штатива. Фотосъёмку проводили с произвольных базисов, расположенных на орографически левой морене ледника Колка и на хребте, разделяющем долины ледников Колка и Шау (см. рис. 1). Точки съёмки выбирали исходя из условий местности. Основное требование — отсутствие (или минимальная площадь) объектов на переднем плане кадра, при этом расстояние между точками съёмки составляло менее 100 м. Направление съёмки выбиралось таким образом, чтобы покрыть объект съёмки максимальным числом стереопар снимков. В некоторых случаях с одной точки съёмки выполняли фотографирование в разных направлениях.

Выполненные работы, по сути, представляют собой конвергентную цифровую наземную стереофотосъёмку с малыми базисами. Рекомендации по съёмке взяты из руководства пользователя программного обеспечения Agisoft PhotoScan [8]. Аналогичные подходы к проведению наземной съёмки использовали для построения ЦМП и в других горных районах [9]. Во время съёмки при помощи портативного GPS-навигатора фиксировали координаты снимков, которые затем заносили в метаданные изображений.

Построение моделей ледника. Обработка фотографий проводилась в фотограмметрическом про-

граммном комплексе Agisoft PhotoScan [8] и была разделена на несколько этапов: а) предварительное автоматизированное выравнивание фотографий; б) расстановка опорных точек и оптимизация выравнивания; в) построение плотного облака, содержащего более 11 млн точек, и ЦМП с разрешением 1 м; г) создание ортофотоплана и экспорт данных для последующего анализа. Расположение опорных точек на поверхности ледника в 2017 г. отражено на рис. 2. Отметим, что все этапы обработки, кроме расстановки опорных точек, проводятся автоматически и могут быть запущены в режиме пакетной обработки, что значительно сокращает трудозатраты. Стереофотоснимки, выполненные с базисов, расположенных на левой боковой морене ледника, и стереофотоснимки с базисов, расположенных на восточном отроге горы Шау-Хох (см. рис. 1), обрабатывались раздельно с последующим объединением результатов.

Обработка моделей ледника. Результаты обработки стереофотоснимков (модель поверхности и ортофотоплан) были экспортированы в формат GeoTIFF, который поддерживается большинством ГИС-пакетов. После построения ЦМП (рис. 3) по результатам съёмки за каждый год выполнялось их сравнение в программном комплексе QGIS 2.18. Продольный и поперечные профи-



Рис. 3. Цифровая модель поверхности ледника Колка по данным стереофотосъёмки 2017 г. **Fig. 3.** DSM of Kolka Glacier extracted from stereo imagery captured in 2017

ли строили с использованием инструмента Profile Tool. Карты изменения высоты поверхности ледника построены на основе результатов сравнения ЦМП, выполненного в модуле «Калькулятор растров». Изменение объёма вычислялось в модуле Raster Volume программного приложения SAGA (2.3.2), внедрённого в оболочку QGIS.

Полученные результаты и их обсуждение

Погрешности расчётов. Погрешность определения координат опорных точек не превышает 0,30 м в плане и 0,5 м по высоте, что, согласно [1], соответствует точности пунктов планово-высотного обоснования масштаба 1:5000. Погрешности уравнивания фотоснимков в Agisoft PhotoScan по опорным точкам не превышают 2,3 м в плане и 0,7 м по высоте. Схожие значения погрешностей относительно опорных точек получены при применении данной технологии для составления ЦМП вулканических кратеров с дальностью съёмки до 1000 м [10]. На более удалённых от точек съёмки участках погрешности возрастают, что соответствует мировой практике [11]. Для оценки точности полученных ЦМП проводилось сравнение значений высот, измеренных геодезическими GNSS-приёмниками и ЦМП. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что в нашем случае цифровую наземную стереофотосъёмку можно использовать при создании ЦМП с точностью по высоте до 1,5 м.

Изменение высоты поверхности и объёма ледника Колка. На рис. 4 представлены продольный и поперечные профили, показывающие изменение высоты поверхности ледника Колка в 2014-2016 и 2016-2017 гг., а на рис. 5 - карта изменения высоты поверхности этого ледника за 2014-2017 гг. На продольном профиле хорошо видно, что высота поверхности выше и ниже ледника Колка не изменилась, что подтверждает корректность вычислений. Больше всего, на 30-40 м, поверхность повысилась в нижней части языка, в зоне фронта наступающего ледника. Это повышение произошло не за счёт увеличения толщины льда (см. рис. 5), а в результате перемещения фронта по свободной ото льда поверхности. Вслед за волной наступающего фронта на профиле прослеживается участок понижения поверхности. Чередование участков значительного повышения и последующего понижения поверхности прослеживается и выше по течению ледника на расстоянии от 400 до 900 м от современного фронта ледника. Это хорошо видно и на картах изменения высоты поверхности ледника. Вероятно, участки значительного повышения поверхности ледника (более 30 м) приурочены к участкам продвижения фронтальных зон потоков льда, сформировавшихся из ледников, обособившихся после катастрофы 2002 г. и слившихся в единый массив льда в 2009 г. [4]; зоны же понижения поверхности приурочены к областям с низкими скоростями движения льда. Летом 2017 г. на таких участках были отмечены термокарстовые просадки и озёра (см. рис. 5).

На поперечных профилях, расположенных на разном расстоянии от фронта ледника Колка, распределение изменения высоты поверхности отличается довольно сильно. На профиле II-II' максимальное увеличение высоты поверхности (25 м) отмечается на участке примыкания ледника к боковой морене. В средней части профиля отмечается обширный участок понижения поверхности (см. рис. 4), приуроченный к участку с озёрами (см. рис. 5). Наконец, по мере приближения к северной стене Казбекско-Джимарайского массива высота поверхности начинает расти. На профиле III-III', расположенном в средней части ледника, высота поверхности везде увеличилась на 10-25 м, небольшой участок понижения поверхности находится на склоне боковой морены. На профиле IV-IV', проходящем в верхней части ледника, также наблюдается повсеместное увеличе-





Fig. 4. Longitudinal profile and cross-sections of the Kolka Glacier surface in 2014, 2016 and 2017

ние высоты поверхности, значения которой растут по мере приближения к северной стене Казбекско-Джимарайского массива (см. рис. 4). Заметим, что участков понижения поверхности у подножия стены нет (см. рис. 5). Это показывает, что условия питания ледника Колка пока не ухудшились.

Летом 2017 г., как и в предшествующие тёплые сезоны, отмечалась аномальная активность камнепадов и микроселевых потоков, сходящих в тыловую часть ледника с северной стены Казбекско-Джимарайского массива. В условиях тёплой погоды конца июля шум от камнепадов практически не прекращался, небольшие камнепады сходили каждые 3–5 мин., более крупные – каждые 30–60 мин. На продолжающуюся высокую активность камнепадов указывал и Г.А. Носенко с соавторами [5]. За период 2014—2016 гг. объём накопления ледово-каменного материала на поверхности ледника составил 3,4 \pm 0,5 млн м³, а за период 2016— 2017 гг. – 4,0 \pm 0,5 млн м³. В среднем за 2014—2017 гг. этот параметр составляет 2,5 \pm 0,3 млн м³/год. С учётом площади ледника 1,10 км² такое накопление за три года соответствует увеличению высоты поверхности на 2,2 м/год.

В 2014-2017 гг. значения баланса массы на опорных для Кавказа ледниках Джанкуат и Гарабаши составили -830 и -950 мм/год соответственно [12, 13]. С учётом средней плотности ледников Джанкуат и Гарабаши, равной 860 кг/м³ [14], это соответствует уменьшению высоты поверхности данных ледников примерно на 1 м/год. Рост объёма ледника Колка контрастирует с потерей объёма опорных ледников, и быстрое восстановление этого ледника по-прежнему продолжается на фоне неблагоприятной для кавказского оледенения ситуации. Причины такого поведения ледника Колка детально анализировались в работах [4, 5]. На фоне сохранения зимних условий середины XX в. [5] таяние ледника резко уменьшилось из-за практически полного его перекрытия толстым слоем морены, оцениваемым в исследовании [5] в 15-20 см в среднем по леднику. В результате абляция ледника значительно сократилась. Темпы восстановления ледника несколько уменьшились по сравнению с 2004-2014 гг. Объём ледника увеличивался тогда на $3,3\pm0,7$ млн м³/год [4], а уменьшение находится в пределах погрешностей оценок. Баланс массы ледника Джанкуат в 2004-2014 гг. в среднем был равен -560 мм/год [4], что почти на 300 мм/год больше, чем в 2014-2017 гг. Вероятно, менее благоприятные условия 2014-2017 гг. отразились и на темпах роста объёма ледника Колка (см. рис. 5).



Рис. 5. Изменения высоты поверхности ледника Колка за 2014–2017 гг., м: *I* – термокарстовые озёра на поверхности ледника; *2*, *3* – фронт ледника соответственно в 2014 и 2017 г. **Fig. 5.** Surface elevation changes at the Kolka Glacier in 2014–2017, m *I* – thermokarst lakes on the glacier surface; *2*, 3 – terminus of the glacier in 2014 and 2017

Изменение положения фронта ледника Колка. Прямое следствие положительного баланса массы — продвижение фронта ледника Колка. В 2014—2017 гг. он продвинулся на 50—70 м, причём наибольшее продвижение было приурочено к центральным участкам (рис. 6). Внешний вид фронта не претерпел принципиальных изменений с 2016 г. Фронт остался крутым, имел высоту около 40 м, с многочисленными осыпными шлейфами у подножия (рис. 7).

Сравнение цифровой наземной стереосъёмки с другими методами топографической съёмки. В 2014 г. съёмка поверхности ледника Колка одновременно выполнялась несколькими методами: стереотопографическим, тахеометрическим, цифровой аэрофотосъёмкой с БПЛА (беспилотный летательный аппарат) [4]. Наиболее точные (до 3 см) и подробные ЦМП получены с использованием аэрофотосъёмки [15]. Применение БПЛА в горной местности затруднено из-за метеорологического фактора (сильные порывы ветра, неустойчивая погода). При выполнения данного вида съёмки достаточно высок риск потери или повреждения съёмочного оборудования. К недостатку метода относится и необходимость подзарядки аккумуляторов БПЛА. Тахеометрический метод позволяет получить точные координаты снимаемых точек, но ограничен в их количестве. В течение дня можно провести измерения для нескольких сотен точек, поэтому картографирование элементов поверхности ведётся в камеральных условиях с помощью прорисовки горизонталей.

Метод спутниковых GPS-определений использовался только для координирования опорных и проверочных точек планово-высотного обоснования аэрофото- и стереотопографической съёмки. Использование данного метода для съёмки поверхности ледника нецелесообразно, так как из-за сложного рельефа приходилось бы делать пикеты на расстоянии до 20 м, при этом общая протяжённость маршрутов съёмки составила бы около 30 км. Кроме того, некоторые зоны ледника труднодоступны. Наземная стереоскопическая



Рис. 6. Ледник Колка 25 июля 2017 г. Вид с восточного плеча горы Шау-Хох.

Выше термокарстовых озёр, расположенных в нижней части ледника, прослеживается область повышения поверхности. В тыловой части ледника видны многочисленные следы лавин и селевых потоков

Fig. 6. The Kolka Glacier on 25th July 2017. A view from the eastern ridge of Mt. Shau-Khokh.

Above thermokarst lakes located at the lower part of the glacier an area of increasing surface elevation could be traced. Numerous traces of snow avalanches and debris flows are clearly visible at the rear part of the glacier



Рис. 7. Фронт ледника Колка 24 июля 2017 г.
Жёлтая стрелка указывает на фигуру человека
Fig. 7. Terminus of the Kolka Glacier on 24th July 2017.
Yellow arrow shows at a person

съёмка в условиях ледника Колка при хорошей погоде занимает два дня. По плотности облака точек наземная стереоскопическая съёмка уступает съёмке с БПЛА, но существенно превосходит тахеометрическую съёмку. Высокая плотность облака точек имеет принципиальное значение в условиях контрастного рельефа поверхности. Несмотря на более низкую по сравнению с тахеометрией и GPS-позиционированием точность определения координат отдельных точек, наземная стереоскопическая съёмка позволяет получить более высокое качество отображения поверхности. Стоимость оборудования и программного обеспечения для наземной стереоскопической съёмки существенно ниже, чем для всех остальных методов топографической съёмки. Наш опыт на леднике Колка подтверждает распространённое мнение о наземной стереоскопической съёмке как эффективном и недорогом решении для топографической съёмки в горной местности [3].

Заключение

В процессе полевых работ, выполненных в 2014, 2016 и 2017 гг. на леднике Колка, мы апробировали методику наземной стереофотосъёмки с произвольных базисов. Материалы данной съёмки позволяют получить цифровые модели горной местности, точность которых не уступает точности карт масштаба 1:10 000. Однако отметим и ряд недостатков использования данной методики. Так, в результате наличия «теневых» зон, изображение которых не попало в кадр, модель поверхности в этих зонах нередко интерполируется не в соответствии с действительностью. Кроме того, отмечается накопление погрешности определения координат точек по мере удаления от точки съёмки; присутствуют дефекты ортофотоплана на плоские участки местности,

Литература

- СП 317.1325800.2017 Инженерно-геодезические изыскания для строительства. Общие правила производства работ. М.: Минстрой России, 2017. 79 с.
- 2. ГКИНП-02-033-82. М.: Недра, 1982. 98 с.
- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications // Geomorphology. 2012. V. 179. P. 300–314.
- 4. Петраков Д.А., Аристов К.А., Алейников А.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Коваленко Н.В., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после

снятые под острым углом. Использование данной методики наиболее целесообразно при исследовании быстро изменяющихся, больших по площади объектов в горной местности, поверхность которых позволяет выполнять автоматизированную обработку стереоснимков.

Сравнение моделей поверхности, полученных в результате наземной стереоскопической фотосъёмки, показало, что объём ледника в период с 2014 по 2017 г. увеличился на 7,4±0,7 млн м³. Максимальное повышение поверхности (около 30 м) отмечено в прифронтальной части ледника. В тыловой его части, примыкающей к северной стене Казбекско-Джимарайского массива, поверхность повысилась на 20 м. Это показывает, что пока ухудшения условий питания ледника Колка не произошло. На отдельных участках поверхность понизилась. В 2014-2017 гг. поверхность ледника Колка повышалась в среднем на 2,2 м/год, что резко контрастирует с понижением поверхности опорных для Кавказа ледников Джанкуат и Гарабаши. С 2002 г. объём ледника Колка увеличился почти на 50 млн м³. На фоне сокращения кавказских ледников этот ледник продолжает набирать массу.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 18-05-00520. Авторы выражают благодарность Г.А. Носенко и А.В. Погорелову за ценные замечания.

Acknowledgements. This work was supported by RFBR, project 18-05-00520. Authors thank G.A. Nosenko and A.V. Pogorelov for valuable comments.

References

- SP 317.1325800.2017 Inzhenerno-geodezicheskie izyskaniya dlya stroitel'stva. Obshchie pravila proizvodstva rabot. Minstroy Rossii. Code of Rules 317.1325800.2017 engineering-geodetic surveys for construction. General rules of work, Ministry of construction of Russia. Moscow, 2017: 79 p. [In Russian].
- Geodezicheskie i kartograficheskie instruktsii, normy i pravila-02-033–82. Geodetic and cartographic instructions, norms and rules 02-033–82. Moscow: Nedra, 1982: 98 p. [In Russian].
- 3. Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology. 2012, 179: 300–314.
- 4. Petrakov D.A., Aristov K.A., Aleynikov A.A., Boyko E.S., Drobyshev V.N., Kovalenko N.V., Tutubalina O.V., Cherno-

гляциальной катастрофы 2002 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 58–71.

- 5. *Носенко Г.А., Рототаева О.В., Никитин Н.А.* Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 468–482.
- Погорелов А.В., Бойко Е.С., Петраков Д.А., Киселев Е.Н. Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 498–506.
- Brun F., Buri P., Miles E.S., Wagnon P., Steiner J., Berthier E., Ragettli S., Kraaijenbrink P., Walter W. Immerzeel, Pellicciotti F. Quantifying volume loss from ice cliffs on debriscovered glaciers using highresolution terrestrial and aerial photogrammetry // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 234. P. 684– 695. http://dx.doi.org/10.1017/jog.2016.54.
- Руководство пользователя Agisoft PhotoScan: Professional Edition, версия 1.4. Дата публикации 2018. Agisoft LLC. http://www.agisoft.com/ pdf/photoscan-pro_1_4_ru.pdf.
- Thoeni K., Giacomini A., Murtagh R., Kniest E. A comparison of multi-view 3D reconstruction of a rock wall using several cameras and a laser scanner // Proc. of ISPRS Technical Commission V Symposium, 23–25 June 2014, Riva del Garda, Italy. 2014. P. 573–580.
- James M.R., Robson S. Straight forward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F03017. http:// dx.doi.org/10.1029/2011jf002289.
- Smith M.W., Carrivick J.L., Quincey D.J. Structure from motion photogrammetry in physical geography // Progress in Physical Geography. 2016.
 V. 40. № 2. P. 247–275. http://dx.doi.org/10.1177/0309133315615805.
- WGMS 2017. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015) / Eds.: M. Zemp, S.U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Huber, H. Machguth, F. Paul, M. Hoelzle. ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/ UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 244 p. Publication based on database version: doi:10.5904/wgms-fog-2017-10.
- 13. Электронный ресурс: www.wgms.ch (дата последнего обращения 06.09.2018).
- 14. *Huss M*. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // The Cryosphere. 2013. V. 7 № 3. P. 877–887.
- Коваленко Н.В., Петраков Д.А., Алейников А.А., Аристов К.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Черноморец С.С. Гляциологический мониторинг ледника Колка в 2002–2014 гг. // Вест. Владикавказского науч. центра. 2015. Т. 15. № 4. С. 43–50.

morets S.S. Fast regeneration of Kolka Glacier (Caucasus) after 2002 year glacial disaster. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, 22 (1): 58–71. [In Russian].

- Nosenko G.A., Rototaeva O.V., Nikitin S.A. Specific changes of the Kolka Glacier (the North Caucasus) from 2002 to 2016. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 468–482. [In Russian].
- 6. Pogorelov A.V., Boyko E.S., Petrakov D.A., Kiselev E.N. Fluctuations of the Fisht Glacier (West Cucasus) over 1909–2015. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 498– 506. [In Russian].
- Brun F., Buri P., Miles E.S., Wagnon P., Steiner J., Berthier E., Ragettli S., Kraaijenbrink P., Immerzeel W.W., Pellicciotti F. Quantifying volume loss from ice cliffs on debriscovered glaciers using high-resolution terrestrial and aerial photogrammetry. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (234): 684–695. http://dx.doi.org/10.1017/jog.2016.54.
- Rukovodstvo pol'zovatelya Agisoft PhotoScan: Professional Edition, versiya 1.4. Agisoft PhotoScan user guide: Professional Edition, version 1.4, Agisoft LLC 2018 Agisoft LLC http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_ru.pdf. [In Russian].
- Thoeni K, Giacomini A, Murtagh R., Kniest E. A comparison of multi-view 3D reconstruction of a rock wall using several cameras and a laser scanner. Proceedings of ISPRS Technical Commission V Symposium, 23–25 June 2014, Riva del Garda, Italy. 2014: 573–580.
- James M.R., Robson S. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. Journ. of Geophys. Research. 2012, 117: F03017. http://dx.doi. org/10.1029/2011jf002289.
- Smith M.W., Carrivick J.L., Quincey D.J. Structure from motion photogrammetry in physical geography. Progress in Physical Geography. 2016, 40 (2): 247–275. http:// dx.doi.org/10.1177/0309133315615805.
- WGMS 2017. Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015). Eds.: M. Zemp, S.U Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Huber, H. Machguth, F. Paul, and M. Hoelzle (ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/ WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 244 p. Publication based on database version: doi: 10.5904/wgms-fog-2017-10.
- 13. www.wgms.ch (last visited 06.09.2018).
- 14. *Huss M*. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. The Cryosphere. 2013, 7 (3): 877–887.
- Kovalenko N.V., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Aristov K.A., Boiko E.S., Drobyshev V.N., Chernomorets S.S. The glaciological monitoring of Kolka Glacier in 2002– 2014. Vestnik Vladikavkazskogo Nauchnogo Tsentra. Bulletin of Vladikavkaz Scientific Center. 2015, 15 (4): 43–50. [In Russian].

УДК 551.324.4

Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген)

© 2019 г. Р.А.Чернов, А.В. Кудиков, Т.В. Вшивцева, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия rob31@mail.ru

Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen)

R.A. Chernov, A.V. Kudikov, T.V. Vshivtseva, N.I. Osokin

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

rob31@mail.ru

Received January 30, 2018 / Revised June 15, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: ablation, Krenke–Khodakov formula, mass balance, snow cover, summer air temperature.

Summary

Due to climatic changes in Spitsbergen the glaciation of the Nordenskjold Land (West Spitsbergen) has significantly degraded over the past 100 years. Changes in glaciers are undoubtedly associated with intensive melting caused by a rise of summer air temperatures. Based on the results of field measurements of ablation on the East Grenford glacier, data on the ice reduction were obtained since 2004. Analysis of the results showed that magnitude of the surface ablation is in a good agreement with the values calculated by the Krenke-Hodakov formula, in which the argument is the average summer air temperature. The parabolic dependence of the Krenke-Hodakov formula with the exponent of 3.25 presented the best approximation to the field measurements for all high-altitude zones of the glacier with a correlation coefficient of 0.96. The calculated values of ablation of ice and snow were used to estimate the mass balance of the East Grenford glacier since 2004. The calculations were based on the following: measured values of jump in temperature at the boundary of the glacier, averaged values of the air temperature gradient, and averaged data on snow storage on the glacier. Data on the mass balance of the glacier is indicative of its shortening during the last decade, despite the interannual variations. In 2016, the glacier mass balance reached the lowest value equal to -1990 mm, the calculated value was equal to -1960 mm. Analysis of the data demonstrated that the average summer air temperature is the major factor affecting the glacier mass balance. These results may be useful for estimating melting and mass balance of a number of mountain glaciers of the Nordenskjold Land.

Citation: Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 59–66. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-59-66.

Поступила 30 января 2018 г. / После доработки 15 июня 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: абляция, баланс массы ледника, летняя температура воздуха, снежный покров, формула Кренке–Ходакова.

Многолетние наблюдения на леднике Восточный Грёнфьорд показали значительное сокращение его площади и снижение поверхности ледника. Расчёт абляции проводился по четырём высотным зонам с учётом реальных значений температурного градиента и температурного скачка на краю ледника. Результаты, полученные на этом леднике, позволяют оценить летнюю абляции и баланс массы горных ледников на западе Земли Норденшельда.

Введение

Земля Норденшельда расположена в центральной части архипелага Шпицберген между проливами Ис-фьорд и Ван-Майен (рис. 1), её протяжённость с запада на восток около 100 км. Влияние тёплого Шпицбергенского течения значительно влияет на климат территории, так как приток тепла со стороны Гренландского моря происходит за счёт широких фьордов, обращённых на юго-запад, а также протяжённых широтных долин. Благодаря мягкому климату здесь распространены горные ледники сравнительно небольших размеров. Большинство ледников расположено на горных хребтах близ западного и восточного побережий острова, их общая площадь составляет около 500 км² [1].

Во второй половине XX в. были определены основные закономерности оледенения Шпицбергена и даны оценки баланса массы ледников архипелага [2, 3]. На западных территориях архипелага, в том числе и на Земле Норденшельда,



Рис. 1. Схема ледника Восточный Грёнфьорд, расположение абляционных реек (*1*) и автоматических метеостанций на леднике (*2*)

Fig. 1. Scheme of Eustre Grønfjordbreen, location of wells (*1*), automatic weather station (*2*)

отмечено максимальное сокращение площади горных ледников, которое связано с повышением летней температуры воздуха [1, 4–7]. В период 1980–2010 гг. на этой территории наблюдался положительный тренд летней температуры воздуха, который составил 0,8 °C за десятилетие [1]. В этот период на фоне потепления количество зимних осадков оставалось постоянным, а с конца 1990-х годов оно даже уменьшалось. Климатические условия вызвали значительную деградацию ледников, особенно лежащих на низких гипсометрических уровнях, что наиболее характерно для западных территорий Земли Норденшельда. Максимальное сокращение горно-долинных ледников отмечено в районе залива Грёнфьорд в результате отступания ледниковых языков, находящихся в береговой зоне [8].

Горно-долинный ледник Восточный Грёнфьорд расположен в верховьях залива Грёнфьорд и имеет северную экспозицию. Это - типичный для Западного Шпицбергена горно-долинный ледник. Его площадь – около 7 км², а протяжённость – около 6 км [9]. Язык ледника спускается до уровня 40 м, в верховье ледник разделён на два потока льда: западная ветвь ледника образует общий ледораздел с ледником Фритьоф, а восточная лежит в скальном цирке и поднимается до высоты 460 м. Оба потока льда сливаются в средней части ледника на уровне около 320-360 м, образуя единый язык шириной до 900 м. В последние годы ледник полностью находился в области абляции, хотя в верховье у скал сохранялись небольшие пятна снега. За период регулярных наблюдений в летний период с 2004 г. снежный покров стаивал до высоты 450 м. В 2011-2014 гг. в восточной части ледника и на ледоразделе сохранялась небольшая область аккумуляции, площадь которой не превышает 0,15 км². С 2015 г. снежный остаток стаивал в августе-сентябре, а снеговая линия поднималась до уровня 450-500 м.

В 1967 г. сотрудники Института географии РАН выполняли на леднике гляциологические исследования для расчёта баланса его массы, а с 2004 г. наблюдения в летний период продолжались ежегодно. Измерения зимой проведены в 2012—2015 гг. В этот период получены оценки толщины льда, температурного режима верхней толщи ледника и зимнего снегонакопления на различных высотах [9, 10].

Методика исследований

Полевые работы выполняли в составе Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН. Для измерения таяния льда и снега проводили ежегодные измерения по абляционным рейкам, забуренным в лёд, их положение показано на рис. 1. Составные деревянные рейки длиной по 2 м и сечением 25 × 25 мм были скреплены металлическими шарнирами и забурены в лёд на глубину до 10 м. Отсчёты по рейкам снимались в конце периода абляции с помощью рулетки с точностью 1 см. Ошибка измерений стаявшего слоя, связанная с отклонением рейки от отвеса и неровностью поверхности ледника в месте установки реек, не превышала 2 см. Среднеквадратическая ошибка измерения абляции на леднике составляла 70 мм в.э. Так как в местах установки реек уклон поверхности ледника не превышал 5°, он не учитывался ввиду минимальных различий истинной толщины стаявшего слоя и отсчёта по отвесу [11]. Для измерений абляции деревянные рейки были забурены на ледяных буграх, что определено особенностью ручного бурения на наименее обводнённых участках. В дальнейшем рейки могут оказаться как в ложбине, так и на скате бугра. Мы полагаем, что избирательность места установки рейки может влиять на результаты лишь в короткий срок измерений – не более двух недель. За летний сезон или даже несколько лет наблюдений этот фактор не может быть существенным, так как в период таяния поверхность льда претерпевает непрерывные изменения микрорельефа.

Измерения положения реек, границ ледника и снеговой линии выполнены с помощью GPS Garmin-10 с точностью около 3 м в плане и 6 м по высоте. Ход температуры воздуха у края ледника и в его верховье получен с помощью двух автоматических метеостанций, оснащённых датчиками НОВО и установленных в апреле 2015 г. Измерения температуры воздуха на леднике проводили при помощи автоматических логгеров типа i-Buttom DS1921G, установленных в 2016 и 2017 г. на рейках № 10, 12 и 13 (см. рис. 1). Точность измерения температуры воздуха с их помощью составляет 1,0 °С.

Измерения зимнего снегонакопления на леднике проводили в точках установки реек. Получены значения среднего снегонакопления на леднике и межгодовой изменчивости снегозапасов. Основные результаты этих исследований отражены в работе [12]. Расчёт удельного баланса массы ледника выполнен по четырём высотным зонам. Их нижние, верхние границы и площадь определены следующим образом: 50-150 м (1,07 км²); 150-250 м (1,69 км²); 250-350 м (2,35 км²); 350-450 м (1,61 км²) в зоне 1-4 соответственно. Плотность льда принята равной 0,88 г/см³. По данным снегомерных измерений на леднике средняя плотность снега принята равной: 0,40; 0,38; 0,37 и 0,35 г/см³, а средний водозапас в снежном покрове: 870, 550, 460 и 280 мм в.э. в зонах 1–4 соответственно.

Значения поверхностной абляции осреднялись в каждой высотной зоне на основе показаний реек. До 2015 г. в верхних зонах находилось по одной рейке, а в нижней зоне было две рейки. С 2015 г. их число увеличилось до 12, в зоне 1 установлены три рейки, по четыре рейки в зонах 2 и 3, в зоне 4 – 1 рейка. Удельный баланс ледника рассчитывался по величине средней абляции в каждой зоне с учётом её площади и без учёта снежного остатка, так как за исключением 2006 г. во всех высотных зонах отмечен отрицательный баланс накопления льда.

Результаты исследований

На основе сравнения картографического материала и многолетних экспедиционных наблюдений отмечено, что на территории Земли Норденшельда больше всего сократились расположенные низко горно-долинные ледники в западной части полуострова [13]. Ледники Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд, Янсона, Баалструда, Дальфонна, Эрдмана отступили от своих границ 1930-х годов на расстояние 1-2 км. По сравнению с 1980 г. на этих ледниках установлено повышение границы питания и сокращение площади аккумуляции [8]. Фактически большинство западных ледников Земли Норденшельда, верхний край которых лежит ниже 500 м, потеряли свои области питания полностью или они представлены небольшими пятнами, где летом сохраняется снежный покров.

Регулярные наблюдения на леднике Восточный Грёнфьорд, которые ведутся с 2004 г., показали, что его площадь стремительно сокращается, а поверхность ледника понижается во всех высотных зонах. Основная причина этого процесса связана с интенсивным летним таянием, что обусловлено ростом летних температур воздуха. В последние годы на языке ледника в летний период стаивает до 4 м льда. За счёт утончения языковой части ледника его передний край с 2014 по 2017 г. отступил на 450 м. Современные потери массы ледника существенно превышают известные оценки баланса массы ледников Земли Норденшельда, полученные в 1980-х годах [14]. Измерения величины летнего таяния и зимнего снегонакопления, проводимые на основе сети абляционных реек, показали, что



Рис. 2. Величина абляции льда (Восточный Грёнфьорд) на высоте 300 м (*1*) и средняя летняя температура воздуха по метеостанции Баренцбург (*2*)

Fig. 2. The value of the annual ice melting (Eustre Grønfjordbreen) at an altitude of 300 m (1) and the mean summer air temperature at the weather station Barentsburg (2)

практически во всех высотных зонах ледника происходят потери льда.

Наиболее длинный ряд измерений абляции получен по рейкам, установленным в центральной части ледника на высоте около 300 м. Сопоставление значений абляции на этом высотном уровне с летними температурами воздуха метеостанции Баренцбург показано на рис. 2. Средняя летняя температура использована как универсальная температурная характеристика тёплого сезона (июнь-август). После кратковременного периода похолодания в 2008-2010 гг. наблюдается увеличение летних температур [15], что привело к усилению таяния льда (см. рис. 2). Максимальное таяние отмечено в 2016 г., когда летние температуры достигли абсолютного максимума за столетний период на Шпицбергене, а снегонакопление предшествующей зимы 2015/16 г. было ниже среднего многолетнего значения. В итоге за 13 лет в этой части ледника растаял слой льда толщиной 14,6 м, что составляет в среднем 1,1 м льда в год.

Наблюдения абляции по рейкам, установленным на различных высотах, показали заметные межгодовые отличия. Тем не менее, суммарные потери льда за три года для каждой рейки выявили высотную зависимость, близкую к линейной. На рис. 3 показана абляция на различных высотах в период с мая 2015 г. по сентябрь 2017 г. За этот период на языке ледника поверхность льда понизилась до 11 м, а в его верховьях — не более 2 м. Установленная закономерность указывает на возможность применения расчётного метода с использованием высотно-



Рис. 3. Абляция на леднике Восточный Грёнфьорд за период с мая 2015 г. по сентябрь 2017 г.: I - измерения; 2 - расчёт таяния по формуле (1) Fig. 3. Total melting on the Eustre Grønfjordbreen Glacier in the period from May 2015 to September 2017: I - measurements; 2 - calculation of melting according to formula (1)

го градиента температуры, который также был измерен. Высотный градиент температуры воздуха, измеренный с помощью автоматических регистраторов температуры, показал среднее значение равное -1,05 °C/100 м. Даже с учётом большой величины высотного градиента температуры воздуха в верховьях ледника на высоте 350-450 м в летние месяцы температура воздуха была устойчиво положительной.

Связь между летней температурой воздуха и абляцией определена соотношением Кренке-Ходакова [17]. Для расчёта величины абляции А принята зависимость по формуле (1), в которой степенной показатель равен 3,25 (см. формулу на стр. 63). Показатель был получен из условия наилучшей корреляции данных измерений и расчётов абляции. Параметр T_s в формуле (1) – средняя летняя температура воздуха, которая рассчитывается на основе изменения температуры воздуха с высотой по формуле (2), в которой: Т – температура у подножия ледника; *T_c* – температурный скачок; *dT* – вертикальный градиент температуры; *h* – высотный уровень, высота от нижней точки ледника в метрах. Величина Т_с получена при обработке данных записей о температуре воздуха на метеостанции, расположенной на морене перед ледником, и логгера, установленного на льду. Расчётные значения абляции по формулам (1) и (2) показаны пунктиром на рис. 3. Коэффициент корреляции значений расчётной и измеренной абляции равен 0,96. Расчётная по-

	-				-
Гол	Средняя летняя тем-	Поверхностная абляция	Измеренный баланс	Расчётный баланс мас-	Относительная
ТОД	пература воздуха T_s , °С	A (расчёт по T_s), мм в.э.	массы ледника W, мм в.э.	сы ледника $W_{\rm p}$, мм в.э.	погрешность $W_{\rm p}, \%$
2004	5,05	-2076	-1400	-1487	6
2005	5,03	-2066	-1550	-1478	-5
2006	5,07	-2088	-850	-1500	76
2007	4,7	-1863	-1200	-1274	6
2008	4,30	-1637	-800	-1048	31
2009	5,07	-2091	-1000	-1502	50
2010	4,42	-1703	-1100	-1113	1
2011	5,61	-2453	-1320	-1869	42
2012	4,75	-1893	-1240	-1304	5
2013	5,49	-2371	-1510	-1784	18
2014	5,01	-2052	-1400	-1464	5
2015	5,88	-2655	-1780	-2068	16
2016	5,91	-2678	-1990	-2090	5
2017	4,95	-2015	-1790	-1630	-9

Значения средних летних температур воздуха, абляции и баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд с 2004 по 2017 г.

верхностная абляция и температура воздуха устанавливаются по следующим соотношениям:

$$A = (T_s + 9,5)^{3,25},\tag{1}$$

$$T_s = (T + T_c) + dTh/100.$$
 (2)

В расчёте использованы средние летние температуры воздуха на метеостанции Баренцбург, расположенной в 20 км от ледника. Температуру воздуха на леднике регистрировали с помощью автоматической метеостанции, установленной на морене в 300 м перед фронтом ледника (см. рис. 1). Для летнего периода получено, что средняя летняя температура воздуха у края ледника была в среднем ниже на 1,3 °С, чем в Баренцбурге. Высотный градиент температуры принят равным -1,05 °С на каждые 100 м подъёма на основе измерений температуры воздуха на разных высотах. Величина ледникового скачка температуры на границе ледника принята равной -1,3 °С.

Абляция льда и снега на леднике оценена с учётом осреднённых снегозапасов, полученных на основании результатов весенних снегомерных съёмок на исследуемом леднике в 2012–2015 гг. [12]. Средняя толщина снежного покрова на леднике в 2012–2015 гг. составила 1,3 м и имела небольшую межгодовую изменчивость. В нижней части ледника толщина снежного покрова колебалась от 80 до 125 см, в верхней – от 130 до 175 см. В августе 2017 г. в верховье восточной части ледника снежный покров имел среднюю толщину 20 см, но в сентябре снег стаял

полностью. В августе 2015 и 2016 гг. снег также полностью стаял на всей поверхности ледника. В предыдущие три года на этом участке наблюдалось небольшое накопление снега на площади менее 0,1 км², толщина снежного покрова не превышала 20 см. В западной части ледника на ледоразделе с ледником Фритьоф (высота 408 м) снежный покров стаивал каждое лето с 2004 г., за исключением 2006-2009 гг. В расчётах баланса массы ледника использовались значения абляции, рассчитанные по средней летней температуре воздуха, и средние значения снегонакопления на леднике. Остаток снежного покрова, наблюдаемый в отдельные годы в верховьях ледника, в расчёт не принимался. Расчётный и измеренный баланс массы ледника Восточный Грёнфьорд с 2004 по 2017 г. приведён в таблице.

Обсуждение результатов

Многолетние наблюдения абляции на леднике — наиболее надёжные данные для её моделирования расчётным способом. Использование формулы Кренке—Ходакова для расчёта абляции со степенным показателем 3,25 оказалось оптимальным при сравнении с натурными измерениями 2015—2017 гг. Коэффициент корреляции расчётных данных и измеренных был равен 0,96. Так как в период наблюдений с 2004 г. баланс массы во всех высотных зонах на леднике Восточный Грёнфьорд был отрицательным, можно допустить, что



Рис. 4. Средние летние температуры воздуха на метеостанции Баренцбург (1) и баланс массы ледника Восточный Грёнфьорд (2) Fig. 4. Summer air temperatures of the weather station Barentsburg (1), the mass balance of the glacier East Grønfjordbreen (2)

величина летней абляции – определяющая в балансе массы ледника. Сравнение расчётного и измеренного значений баланса массы ледника показывает наименьшие различия в наиболее тёплые годы (2004, 2005 и после 2013 г.), когда снежный покров на леднике стаивал полностью, а летние температуры были максимальными (см. таблицу). Максимальные различия наблюдались в снежные 2006 и 2009 г., а также в 2011 г., когда летнее таяние продолжалось лишь два месяца. Фактически, сезон таяния 2011 г. закончился на месяц раньше, так как в третьей декаде августа случались ранние снегопады. В этом случае расчёт таяния по средней летней температуре дал большие отрицательные значения, чем реальные значения таяния в период короткого лета.

Расчётные и фактические значения баланса массы ледника показали его уменьшение, которое согласуется с ростом летней температуры воздуха. Эта тенденция наметилась в середине XX в. На рис. 4 показаны летняя температура воздуха по данным метеостанции Баренцбург [16] и значения баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд. Наиболее раннее значение баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд получено в 1967 г. из сравнения ряда наблюдений баланса массы ледника Вёринг с 1967 по 1987 г. [18]. Установлено, что в этот период значения баланса массы ледника Вёринг и Восточный Грёнфьорд различались в пределах 10%, что, возможно, определено подобным высотным положением и экспозицией ледников.

Для 1986, 1987 и 2004—2010 гг. приведены данные натурных измерений [1, 8]. Баланс массы ледника для 2011—2017 гг. рассчитан авторами на основе инструментальных измерений таяния по рейкам. Очевидно, что баланс ледника Восточный Грёнфьорд уменьшается с середины 1960-х годов вместе с ростом летних температур, наблюдаемым в этот период, и в последние годы его удельный баланс массы достиг минимальных значений.

Изменения летней температуры воздуха по метеостанции Баренцбург показали, что с 1912 по 1930 г. наблюдался её рост, который сменился стабильным периодом в 1940-е годы (см. рис. 4). В эти годы среднемноголетняя норма летней температуры была равна 4,0 °С. Для периода 1947— 1967 гг. в этом районе обнаружен небольшой тренд к понижению летних температур воздуха. В последующие годы наблюдался уверенный рост температуры, особенно заметный с начала 1980-х годов, который продолжается до настоящего времени. Кратковременный период летнего похолодания, наблюдаемый в 2007—2010 гг., оказался малозаметным на фоне дальнейшего потепления.

В последние годы летние температуры воздуха уверенно растут со скоростью около 0,08 °С/год. Экстремально тёплыми оказались летние периоды 2015 и 2016 г.: средняя летняя температура воздуха в эти годы была равна 5,88 и 5,91 °С соответственно. На фоне увеличения летних температур наблюдалось уменьшение зимних осадков, что неблагоприятно для ледников. Особенно заметно зимние осадки уменьшались начиная с зимы 1982/83 г. Чрезвычайно малоснежными оказались зимы во второй половине 1990-х годов и в первой половине 2000-х годов [15]. С начала 2000-х годов баланс масса ледника уменьшался и по сравнению с 1967 г. снизился в 2–3 раза. В целом за последние 50 лет баланс массы ледника становился всё более отрицательным, в 2016 г. его величина достигла минимального значения (см. таблицу). Значения баланса массы ледника, основанные на расчёте абляции с учётом снегозапасов, оказались ниже реальных значений для ряда лет, что указывает на недостаточный учёт снегонакопления на леднике.

Для улучшения результатов расчёта баланса массы ледника необходимо в дальнейшем учитывать величину снегозапасов, особенно в годы с повышенным снегонакоплением. Как показали модельные расчёты, учёт реальных значений снегозапасов для мало- и многоснежных зим улучшает расчётные значения баланса массы ледника. При этом его возможные отклонения находятся в пределах 20%. Отметим, что с 2013 г. на леднике стаивал весь сезонный снег, поэтому ледник полностью оказывался в области абляции. Вероятно, подобная ситуация может сохраниться и в последующие годы, поэтому оценка баланса массы ледника по величине летнего таяния может быть в дальнейшем успешно применима. Однако возможность использования формулы (1) для расчёта баланса массы других ледников Земли Норденшельда (например, Западный Грёнфьорд и Дальфонна), где сохраняется область питания, может быть ограничена.

Заключение

Инструментальные измерения поверхностной абляции на леднике Восточный Грёнфьорд определили её высотную зависимость, которая сравнивалась с расчётной абляцией по формуле Кренке—Ходакова (1) со степенны́м показате-

Литература

- Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. 2003. V. 22. № 2. P. 145–159.
- 2. Гляциология Шпицбергена / Ред. Е.М. Зингер, Л.С. Троицкий, Л.Р. Серебряный, А.В. Орлов, Г.М. Немцова. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Корякин В.С., Троицкий А.С. Основные закономерности современного оледенения Шпицбергена // МГИ. 1969. Вып. 15. С. 101–111.
- 4. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in

лем равным 3,25. Величина степенно́го показателя выбиралась из условия наилучшей корреляции данных измерений с расчётом абляции по средней летней температуре воздуха. Для данных поверхностной абляции 2015—2017 гг. коэффициент корреляции измеренных и расчётных данных был равен 0,96. Расчётный баланс массы ледника Восточный Грёнфьорд для периода инструментальных измерений на леднике (2004—2017 гг.) показал наилучшие результаты по сравнению с натурными измерениями в те годы, когда снежный покров на леднике стаивал полностью. Полученные результаты дают возможность оценить летнее таяние и баланс массы других ледников Земли Норденшельда.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания № 01201352474 (0148-2014-0006) «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидро-термического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам» и при поддержке проекта программы Президиума РАН № 55 «Арктика — научные основы новых технологий освоения, сохранения и развития». Выражаем благодарность Российскому научному центру на Шпицбергене за логистическую помощь при исследованиях на архипелаге.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the state project \mathbb{N}^{0} 01201352474 (0148-2014-0006) «Assessments of the current state and current changes in the internal hydro-thermal regime of glaciers, with data on reference glaciers» and supported by the draft program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences \mathbb{N}^{0} 55 «Arctic – scientific foundations of new technologies for development, conservation and development». We express our gratitude to the Svalbard Russian Research Center for logistics support of research.

References

- 1. *Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G.* Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux. Polar Research. 2003, 22 (2): 145–159.
- Glyatsiologiya Shpitsbergena. Glaciology of Spitsbergen. Eds.: E.M. Zinger, L.S. Troitskiy, L.R. Serebryaniy, A.V. Orlov, G.M. Nemtsova. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
- Koryakin V.S., Troitsky A.S. The main regularities of the modern glaciation of Spitsbergen. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1969, 15: 101–111. [In Russian].

thinning rate on western Svalbard glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34 (18). L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.

- Van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., Pohjola V.A. Multidecadal climate and seasonal snowconditions in Svalbard // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2016. V. 121. P. 2100–2117. doi: 10.1002/2016JF003999.
- 6. *Malecki J*. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1317–1329.
- Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
- Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1 (91). С. 67–77.
- 9. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19.
- Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим приповерхностного слоя ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. № 3 (131). С. 38–46.
- 11. Дюргеров М.Б. Ошибки определения поверхностной абляции льда в точке // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 145–151.
- 12. Вшивцева Т.В., Чернов Р.А. Особенности пространственного распределения снежного покрова и поля температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380.
- 13. Электронный pecypc: http://toposvalbard.npolar.no/.
- *Троицкий Л.С.* О балансе массы ледников разных типов на Шпицбергене // МГИ. 1988. Вып. 63. С. 117–121.
- 15. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 13–18.
- 16. Электронный ресурс: https://rp5.ru/Погода_в_ Баренцбурге
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–164.
- Зингер Е.М., Михалёв В.И. Аккумуляция снега на ледниках Шпицбергена // МГИ. 1967. Вып. 13. С. 86–100.

- Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
- Van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., Pohjola V.A. Multidecadal climate and seasonal snowconditions in Svalbard. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2016, 121: 2100–2117. doi: 10.1002/2016JF003999.
- Malecki J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. The Cryosphere. 2016, 10: 1317–1329.
- Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard .The Cryosphere. 2013, 7: 1603–1621.
- Mavlyudov B.R., Savatyugin L.M., Solovyanova I.Yu. The reaction of glaciers of the Nordenskjold Land (Spitsbergen) to climate change. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 1 (91): 67–77. [In Russian].
- Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Gronfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian].
- Chernov R.A., Vasilieva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Gronfjordbreen (Svalbard). Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 3 (131): 38– 46. [In Russian].
- 11. Dyurgerov M.B. Errors in determining the surface ablation of ice at a point. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledo-vaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 145–151. [In Russian].
- 12. *Vshivtseva T.V., Chernov R.A.* Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. [In Russian].
- 13. http://toposvalbard.npolar.no/.
- Troitsky L.S. On the mass balance of glaciers of various types on Spitsbergen. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 63: 117–121. [In Russian].
- 15. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A. Assessment of ablation on the Spitsbergen archipelago glaciers at the beginning of 21st century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 3 (111): 13–18. [In Russian].
- 16. https://rp5.ru/Погода_в_Баренцбурге.
- 17. Krenke A.N., Khodakov V.G. On the connection between surface melting of glaciers and air temperature. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164. [In Russian].
- Zinger E.M., Mikhalev V.I. Accumulation of snow on Spitsbergen glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1967, 13: 86–100. [In Russian].

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.321.7

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-67-80

Чувствительность результатов моделирования сезонного промерзания к выбору параметризации теплопроводности снежного покрова

© 2019 г. С.П. Поздняков*, С.О. Гриневский, Е.А. Дедюлина, Е.С. Кореко

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия sppozd@mail.ru

Sensitivity of the results of modeling of seasonal ground freezing to selection of parameterization of the snow cover thermal conductivity

S.P. Pozdniakov*, S.O. Grinevskyi, E.A. Dedulina, E.S. Koreko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

sppozd@mail.ru

Received February 1, 2018 / Revised August 30, 2018 / Accepted October 16, 2018

Kewords: freezing depth, heat transfer in soil profile simulation, snow accumulation and melting, snow density, snow conductivity – density relationship, snow thermal conductivity.

Summary

The relationship between the results of calculations of the dynamics of the temperature regime of the in freezing and thawing soil profile with the heating effect of the snow cover is considered. To analyze this connection, two coupled models are used: the model of formation and degradation of snow cover in winter and the model of heat transfer and soil moisture transport in underlying vadoze zone profile. Parametrization of the influence of the snow cover, which at each calculated moment of time has the current average density and depth, on the dynamics of the temperatures of the soil profile is due to the use of its specific thermal resistance, which depends on its current depth and the thermal conductivity coefficient. The coefficient of thermal conductivity of the snow cover is related with its density using six different published empirical relationships. Modeling of heat transfer in freezing and thawing soil is carried out on the example of the field site for monitoring the thermal regime located on the territory of the Zvenigorod Biological Station of Moscow State University. It is shown that the well-known relationships give similar curves for the dynamics of the depth of seasonal freezing, including the degradation of the seasonal freezing layer in the spring period, with the same dynamics of the snow cover. However, the maximum penetration depth of the zero isotherm differs significantly for different snow conductivity-snow density relationships. The tested six relationships were divided into three groups. Minimal freezing is provided by the Sturm model and the effective medium model. The average and rather poorly differentiating freezing from each other is given by the Pavlov, Osokin et al. and Jordan relationships. The greatest value of the freezing depth is obtained with using Pavlov's relationship with a temperature correction.

Citation: Pozdniakov S.P., Grinevskyi S.O., Dedulina E.A., Koreko E.S. Sensitivity of the results of modeling of seasonal ground freezing to selection of parameterization of the snow cover thermal conductivity. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 59 (1): 67–80. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-67-80.

Поступила 1 февраля 2018 г. / После доработки 30 августа 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: глубина промерзания, коэффициент теплопроводности снега, моделирование теплопереноса в зоне аэрации, накопление снега и снеготаяние, плотность снега, связь теплопроводности и плотности снега.

Рассматривается связь результатов расчёта динамики температурного режима пород зоны аэрации с отепляющим влиянием снежного покрова. Шесть протестированных моделей разделены на три группы. Минимальное промерзание при одинаковых условиях накопления снега дают модели М. Стурма и эффективной среды. Среднее промерзание показывают модели А.В. Павлова, Н.И. Осокина с соавторами и Р. Джордана. Наибольшее значение глубины промерзания даёт модель А.В. Павлова с температурной поправкой.

Введение

Оценка влияния глобального изменения климата на водные ресурсы с помощью математического моделирования процессов тепловлагопереноса – одна из наиболее обсуждаемых фундаментальных проблем в области климатологии и водных ресурсов. Обоснование и параметризация физически непротиворечивых моделей разумной детальности для описания и моделирования процессов трансформации осадков в поверхностный и подземный сток в масштабах водосборных бассейнов позволяют анализировать влияние наблюдённых климатических изменений на сток [1], а также использовать сценарии прогнозного изменения климата для оценки потенциального изменения поверхностного и подземного стока. Для территорий с устойчиво существующим в зимний период снежным покровом динамика его накопления, эволюции и таяния во многом определяет весенний поверхностный сток [2] и влагозарядку пород зоны аэрации [1, 3], определяющую существенную часть годового инфильтрационного питания. При этом на формирование стока и впитывания влияет термический режим пород зоны аэрации, определяемый теплообменом атмосферы с подстилающими породами [2, 3]. В холодный период года этот теплообмен существенно зависит от переноса тепла через снежный покров [4] и выражается отепляющим влиянием снега – уменьшением глубины проникновения нулевой изотермы в зону аэрации, покрытую снежным покровом по сравнению с оголённой почвой.

Для широкого круга задач, связанных с формированием и динамикой сезонного промерзания пород зоны аэрации, достаточно удобен приближённый подход [3–6] учёта отепляющего влияния снега, основанный на связи теплового потока в почву B с температурой поверхности снега T_s и его термическим сопротивлением R_{sn} . Зависимость для связи потока с термическим сопротивлением получается путём интегрирования уравнения стационарного одномерного кондуктивного теплопереноса через слой эффективной сплошной среды, имеющей мощность H и эффективный коэффициент теплопроводности, в общем случае зависящий от вертикальной координаты:

$$B = -\lambda_{ef} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{T_s - T_{soil}(0)}{R_{sn}};$$

$$R_{sn} = \int_0^H \lambda_{sn}^{-1}(z) dz,$$
(1),

где $T_{soil}(0)$ — текущая температура поверхности почвы; λ_{ef} — коэффициент теплопроводности почвы; λ_{sn} — коэффициент эффективной теплопроводности снежного покрова.

Отметим, что, согласно структуре зависимости (1), осреднённая в масштабе мощности *H* теплопроводность снега равна R_{sp}/H , т.е. среднегармоническому значению $\lambda_{sn}(z)$. Это свидетельствует о важности вертикальной слоистой структуры снежного покрова и её эволюции [5]. Известно, что эффективная теплопроводность снега как многофазной среды существенно зависит и от объёмного содержания льда в нём, и от его микростроения [4-7], и от процессов переноса тепла водным паром в свободном поровом пространстве снежного покрова [8]. Для упрощённых моделей теплообмена типа (1), описываемых в рамках модели эффективной сплошной среды с кондуктивной теплопроводностью, чаще всего используется связь между эффективной теплопроводностью и плотностью снежного покрова [4, 6, 7, 9–11]. Использование плотности снежного покрова в качестве базовой переменной для расчёта теплопроводности удобно с физических позиций, так как плотность однозначно связана с объёмными долями фаз льда и порового пространства, через каждую из которых идёт тепловой поток. Вместе с тем эта переменная в том или ином виде входит в модели динамики снежного покрова [2, 5], т.е. она (её распределение по глубине) рассчитывается при моделировании накопления на поверхности и трансформации осадков в холодный период года.

К настоящему времени опубликованы десятки эмпирических регрессионных моделей связи теплопроводности снега с его плотностью, основанных на обработке полевых и лабораторных экспериментов. Выбор из их числа расчётной модели этой связи для моделирования процессов тепловлагопереноса, при отсутствии собственных экспериментальных данных, может вызывать определённые затруднения, так как в большинстве из опубликованных работ по моделированию динамики приповерхностных температур с учётом отепляющего влияния снега используется какая-либо одна зависимость, а сравнительного анализа результатов моделирования с другими зависимостями не проводится.

Цель настоящей работы – проанализировать влияние расчётной модели теплопроводности снежного покрова на динамику сезонного промерзания в типовых условиях его формирования и типовом ландшафте и разрезе зоны аэрации, характерных для Подмосковья. Для достижения указанной цели рассматривается моделирование внутригодовой динамики снежного покрова и тепловлагопереноса в зоне аэрации для одной из площадок наблюдений за температурой пород зоны аэрации с использованием шести широко известных эмпирических моделей связи теплопроводность-плотность и одной самосогласованной модели теплопроводности эффективной среды с известной долей включений (объёмного содержания льда).

Зависимости теплового сопротивления снежного покрова от его плотности

Модели динамики снежного покрова оперируют, как правило, с базовыми текущими переменными — плотностью снега и удельным запасом влаги в нём. Эти переменные связаны с текущей толщиной снежного покрова. Поэтому для сравнительного анализа различных моделей связи теплопроводности и плотности рассмотрим снежный покров, содержащий эквивалентный запас влаги *SWE* с плотностью воды ρ и имеющий постоянную по глубине плотность снега ρ_{sn}. Согласно (1), термическое сопротивление такого покрова рассчитывается как

$$R_{sn} = \rho SWE / (\rho_{sn} \lambda_{sn} (\rho_{sn})), \qquad (2)$$

где $\lambda_{sn}(\rho_{sn})$ — известная зависимость теплопроводности снега от его плотности.

Для анализа связи теплопроводности и плотности используем несколько широко известных зависимостей. Во всех приведённых далее наиболее известных шести зависимостях размерность теплопроводности — $BT/(M \cdot K)$, а плотности снега $\rho_{sn} - \kappa \Gamma/M^3$:

Р. Джордана [11]:

$$\lambda_{sn} = \lambda_{air} + (7,75 \cdot 10^{-5} \rho_{sn} + 1,105 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2) (\lambda_{ice} - \lambda_{air}),$$

где $\lambda_{air} = 0.024$ вт/(м·K) – теплопроводность возду

ха; $\lambda_{ice} = 2,25$ вт/(м·К) – теплопроводность льда;

А.В. Павлова [4]:

$$\lambda_{sn} = 3,49 \cdot 10^{-2} + 3,52 \cdot 10^{-4} \rho_{sn} - 2,06 \cdot 10^{-7} \rho_{sn}^2 + 2,62 \cdot 10^{-9} \rho_{sn}^3;$$

зависимость А.В. Павлова [4] с температурной коррекцией, учитывающей конвективную составляющую переноса тепла водяным паром в снежном покрове $\lambda_{sn}(T_{sn}) = \lambda_{sn}[1 + 1,18\exp(0,15T_{sn})]$, где λ_{sn} – теплопроводность, рассчитанная по зависимости А.В. Павлова без поправки;

М. Стурма [9]:

$$\lambda_{sn} = \begin{cases} 2, 3 \cdot 10^{-2} + 2, 34 \cdot 10^{-4} \rho_{sn}, \rho_{sn} \le 156\\ 0, 138 - 1.01 \cdot 10^{-3} \rho_{sn} + 3, 233 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2; \rho_{sn} > 156; \end{cases}$$

Н.И. Осокина с соавторами [6]:

 $\lambda_{sn} = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_{sn} + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2$

Последняя зависимость — это самосогласованный эффективный коэффициент теплопроводности бинарной среды [12], состоящей из ледяной матрицы, содержащей шаровые включения — поры, заполненные воздухом с объёмной долей $n = 1 - \rho_{sn}/\rho_{ice}$. Такая схематизация кондуктивного переноса в рамках модели самосогласованной эффективной среды приводит к следующему выражению для коэффициента эффективной теплопроводности:

$$\lambda_{sn} = \frac{\lambda_{air}}{4} \left\{ (3n-1) + \frac{\lambda_{ice}}{\lambda_{air}} (2-3n) + \sqrt{\left[(3n-1) + \frac{\lambda_{ice}}{\lambda_{air}} (2-3n) \right]^2 + 8 \frac{\lambda_{ice}}{\lambda_{air}}} \right\}.$$

На рис. 1 показана зависимость термического сопротивления расчётного слоя снежного покрова с водным эквивалентом 1 м от его плотности, вычисленная по зависимости (2) для каждой из приведённых здесь моделей. Кроме того, на рис. 1 приведено термическое сопротивление, также рассчитанное по зависимости (2) при SWE = 1 м по экспериментальным данным о связи теплопроводности и плотности снежного покрова в Гренландии [10] и Подмосковье [6]. Как следует из рис. 1, несмотря на то, что в целом все рассматриваемые зависимости отражают тенденцию роста термического сопротивления, с уменьшением плотности снега ни одна из них не описывает все приведённые экспериментальные данные существенно лучше, чем другие.



Рис. 1. Связь расчётного термического сопротивления с плотностью снега. Эмпирические зависимости: *1* – Р. Джордана; *2* – А.В. Павлова; *3* – А.В. Павлова с температурной поправкой; *4* – М. Стурма; *5* – эффективной среды; *6* – Н.И. Осокина и др.; экспериментальные данные: 7 – М. Стурма и др. [10], Н.И. Осокина и др. [6]; *8* – мелко-, средне- и крупнозернистый снег; *9* – глубинная изморозь мелкокристаллическая; *10* – глубинная изморозь крупнокристаллическая; *11* – свежевыпавший снег

Fig. 1. Relationship between the calculated thermal resistance and the snow density.

Empirical dependencies: 1 - R. Jordan; 2 - A.V. Pavlov; 3 - A.V. Pavlov with temperature correction; 4 - M. Sturm; 5 - effective medium; 6 - N.I. Osokin et al.; the experimental data of: 7 - M. Sturm et al. [10], N.I. Osokin et al. [6]; 8 - fine-, medium-, coarsegrained snow; 9 - deep frost small-crystalline; 10 - deep frost large-grained; 11 - freshly fallen snow

Модели динамики снежного покрова и тепловлагопереноса в породах зоны аэрации

Для моделирования динамики сезонного промерзания с учётом отепляющего влияния снежного покрова использовалась модель Surfbal [1], состоящая из трёх связанных субмоделей: а) субмодели трансформации осадков на сток и впитывание; б) субмодели расчёта потенциальной эвапотранспирации; в) субмодели тепловлагопереноса в зоне аэрации. Модель Surfbal разработана для моделирования формирования инфильтрационного питания подземных вод как результата трансформации осадков на поверхности, их впитывания, расходования на эвапотранспирацию и сопряжена с моделями влагопереноса и геофильтрации [1]. Этот комплекс моделей ориентирован на моделирование процессов формирования питания и подземного стока в масштабах бассейнов малых рек в условиях их ландшафтной неоднородности и литологической не-
однородности зоны аэрации. В модели Surfbal в качестве входной метеорологической информации используются ряды суточных объёмов осадков, минимальных и максимальных температур, измеренной или восстановленной по минимальной и максимальной температуре солнечной радиации, скоростей ветра и влажностей воздуха.

С учётом целевых масштабов в субмодели трансформации осадков для расчёта накопления, консолидации и таяния снежного покрова используется модель А.Н. Гельфана и Ю.Г. Мотовилова, хорошо зарекомендовавшая себя при моделировании линамики снежного покрова в масштабе водосбора на водосборах центральной части Европейской территории России [2, 13] и настроенная на использование таких же входных метеоданных. как и Surfbal. Для оценки динамики накопления и деградации снежного покрова на поверхности земли в точке эта модель рассматривает динамику глубины снега Н, имеющего текущую плотность ρ_{sn}, содержащего объёмную долю незамёрзшей воды w с плотностью ρ_w и объёмную долю льда I с плотностью р_i [2]. Согласно данной модели, к основным факторам, формирующим глубину снега и его плотность, относятся: накопление за счёт осадков, расходование за счёт таяния и испарения и самоуплотнение за счёт увеличения текущей средней плотности р_м по сравнению с плотностью свежевыпавшего снега р_{s0}. Модель рассматривает динамику накопления и расходования снега в точке и имеет следующий вид:

$$\frac{dH}{dt} = \left[R_s \chi_0 - (L + E_S) \chi I^{-1} \right] - V;$$

$$\frac{d}{dt} (IH) = \chi (R_s - L - E_S + S_i);$$

$$\frac{d}{dt} (wH) = (R_l + L - v_s - E_L - S_i),$$
где:

а) $\chi_0 = \rho_w / \rho_{s0}$; $\chi = \rho_w / \rho_i$; R_i , R_s – суточный объём жидких и твёрдых осадков при известной общей интенсивности выпадения осадков O, причём:

$$\begin{cases} R_s = O; R_l = 0; \ T \le 0 \\ R_l = O; R_s = 0; \ T > 0, \end{cases}$$

T – среднесуточная температура приземного воздуха; данное соотношение приближённо диагностирует фазы осадков; как показано в работе [5], температура фазового перехода может в разных условиях изменяться от 0 до 2,5 °С; б) S_i — интенсивность замерзания незамёрзшей воды при опускании среднесуточной температуры ниже 0 °C [2]: $S_i = K_i |T|^{0.5}$, K_i — коэффициент фазовых переходов вода—лёд;

в) $E_S + E_L = E$ – интенсивность испарения из снежного покрова, принимаемая равной испаряемости;

г) *V* – скорость самоуплотнения снега, зависящая от его глубины, средней плотности и температуры [2]: $V = 0.5 K_v \rho_{sn} H^2 \exp(\beta_1 T - \beta_2 \rho_{sn})$; K_v , β_1 и β_2 – эмпирические параметры уплотнения;

д) *L* – интенсивность снеготаяния, зависящая от текущей плотности снега [2] и равная

$$L = \begin{cases} 0; T < 0 \\ K_s \rho_{sn} T; T \ge 0, \end{cases}$$

 $K_{\rm s}$ – коэффициент стаивания;

е) v_s — водоотдача из снега, определяемая как гравитационная ненасыщенная фильтрация растаявшей влаги через всю мощность снежного покрова вниз:

$$v_s = \begin{cases} K_f \overline{w}^{\varepsilon}; \overline{w} = \frac{w - w_{\max}}{1 - I - w_{\max}}; w \ge w_{\max} \\ 0; w < w_{\max}, \end{cases}$$

 K_f — коэффициент фильтрации снега; w_{max} — максимальное водоудержание растаявшей влаги в снегу; ε — показатель степени в степенной зависимости С.Ф. Аверьянова—Брукса—Корея коэффициента влагопереноса от насыщенности пор жидкой фазой.

Плотность свежевыпавшего снега задаётся функцией температуры воздуха:

$$\rho_{s0} = \begin{cases} \rho_{\min}; T < T_{\min}; \\ \rho_{\min} + (\rho_{\max} - \rho_{\min}) \frac{T - T_{\min}}{|T_{\min}|}; \\ T_{\min} \leq T < 0; \\ \rho_{\max}; T \geq 0, \end{cases}$$

где $\rho_{\min} = 20 \text{ кг/м}^3$; $\rho_{\max} = 160 \text{ кг/м}^3$; $T_{\min} = -30 \text{ °C}$.

Расчёты суточной динамики баланса влаги в снежном покрове при помощи описанной здесь модели при известных температурах воздуха, суточных суммах осадков и испарении снега позволяют оценить глубину снежного покрова, объёмную долю льда и жидкой влаги в нём, а по ним определить среднесуточную текущую плотность снега как

$$\rho_{sn} = (\rho_i I + \rho_w w)/H.$$

Получаемые при помощи описанной модели динамики снежного покрова текущие глубины снега и его плотность далее используются в субмодели теплопереноса для моделирования динамики температур в зоне аэрации. Для этого в текущей версии программы Surfbal применяется модель промерзания—оттаивания пород зоны аэрации, имеющей переменное по глубине и во времени насыщение подвижной влагой, содержание которой связано с основной гидрофизической характеристикой пород и температурой [14]. Полное массовое влагосодержание $\rho_w \theta$ в единичном объёме породы состоит из содержания незамёрзшей влаги и льда:

$$\rho_{w}\theta(h,T,z) = \rho_{w}\theta_{w}(h) + \rho_{i}\theta_{I}(T) \leqslant \rho_{w}\theta_{\max}, \qquad (3)$$

где θ_w — объёмное влагосодержание незамёрзшей воды; θ_i — объёмное содержание льда; θ_{max} — максимальное объёмное влагосодержание, равное пористости породы; $h = -\psi$ — отрицательная высота давления в почвенной влаге; ψ — высота всасывания; T = T(z) — температура пород зоны аэрации.

При положительной температуре связь между высотой давления влаги и общим объёмным влагосодержанием θ определяется основной гидрофизической характеристикой породы, которая аппроксимируется уравнением Ван Генухтена:

$$h(\theta) = -\alpha^{-1} (S^m - 1)^{1/n};$$

$$S(h) = (\theta_w - \theta_{\min}) / (\theta_{\max} - \theta_{\min}),$$
(4)

где S(h) — насыщенность свободного пространства пор подвижной влагой; α , n, m — эмпирические параметры; θ_{\min} — доля неподвижной влаги (связанной воды), которая не передвигается под действием градиентов сил тяжести и всасывающего давления.

Для насыщенности пор подвижной влагой при данной высоте давления и при отрицательных температурах используется связь между высотой давления и температурой, получаемая на основе интегрирования уравнения Клайперона [14]:

$$h_{T}(\Theta_{w},T) = \begin{cases} h(\Theta); T > T^{*}; \\ h(\Theta) + a_{T}(T - T^{*}); T \leq T^{*}; \\ T^{*} = -a_{T}^{-1}h(\Theta); a_{T} = \frac{gT_{0}^{a}}{L_{i}}, \end{cases}$$
(5)

где T^* — температура начала замерзания при данной влажности; L_i — удельная теплота плавления льда $T_0^a = 273, 16$.

Выражение для насыщенности пор подвижной влагой в уравнении Ван Генухтена (4) при наличии льда определяется как

$$S[h(\theta_w, T)] = (\theta_w - \theta_{\min}) / (\theta_{\max} - (\theta_I + \theta_{\min})).$$
(6)

Система уравнений (3)–(6) представляет собой уравнение состояния воды, позволяющее определить долю замёрзшей и незамёрзшей воды во всём диапазоне температур и влажности породы при известных параметрах основной гидрофизической характеристики. Для расчёта динамики температур пород в программе Surfbal совместно с уравнением состояния используется одномерное вертикальное уравнение теплопереноса с учётом фазовых переходов, непрерывных во всем интервале отрицательных температур:

$$C_{s} \frac{\partial T}{\partial t} - L_{i} \rho_{i} \frac{\partial \theta_{i}}{\partial t} = \frac{\partial q_{T}}{\partial z};$$

$$q_{T} = -\lambda_{ef} (T, \theta) \frac{\partial T}{\partial z} + C_{w} T v_{z};$$

$$C_{s} = (1 - \theta_{\max}) C_{r} + \theta_{w} C_{w} + \theta_{i} C_{i} + (\theta_{\max} - \theta_{w} - \theta_{i}) C_{air},$$
(7)

где *C* с соответствующими нижними индексами – объёмные теплоёмкости: *s* – породы, *r* – её твёрдой фазы, *w* – воды, *i* – льда, *air* – воздуха; λ_{ef} – эффективная теплопроводность породы, учитывающая её текущее влагосодержание и фазовый состав воды; *v_z* – вертикальная скорость влагопереноса.

В уравнении (7) коэффициент теплопроводности породы зависит от теплопроводности скелета, содержания и фазового состава воды. Для параметризации этой зависимости в программе Surfbal применён алгоритм Дж. Коте и Дж.М. Конрада [15] расчёта коэффициента теплопроводности при данном насыщении пор влагой с нелинейной интерполяцией между значениями теплопроводности в полностью водонасыщенном λ_{sat} и в сухом λ_{dry} состояниях:

$$\overline{\lambda}(S) = \frac{\lambda(S) - \lambda_{dry}}{\lambda_{sat} - \lambda_{dry}} = \frac{\varkappa S}{1 + (\varkappa - 1)S},$$

где *к* — эмпирический параметр, зависящий от литологического состава пород и состояния породы (мёрзлое, талое).

Для расчёта коэффициента теплопроводности в полностью водонасыщенном состоянии используется следующая зависимость [15]:

$$\lambda_{sat}(T) = \lambda_s^{1-\theta_{\max}} \lambda_w^{\theta_w} \lambda_I^{\theta_j};$$
$$\lambda_s = \prod_j \lambda_{m_j}^{x_j}; \sum_j x_j = 1,$$

где λ_w — коэффициент теплопроводности воды равный 0,552 Вт/(м·К); λ_I — коэффициент теплопроводности льда равный 2,18 Вт/(м·К); λ_s — коэффициент теплопроводности твёрдой фазы породы, зависящий от коэффициентов теплопроводности каждого из минералов λ_m , слагающих её, и объёмной доли в скелете *j*-го минерала x_j .

Для оценки теплопроводности абсолютно сухой породы применяется степенная зависимость λ_{drv} от пористости [15]:

$$\lambda_{drv} = \chi \cdot 10^{-\eta \theta_{max}},$$

где характерные значения параметров $\chi = 0.75$ BT/(м·K), а $\eta = 1.2$.

Для моделирования распространения температурных волн с поверхности в зону аэрации необходимо знать температуру подстилающей поверхности — почвы, покрытой растительным покровом в летний период, и поверхности снега в зимний период, чтобы использовать граничное условие типа (1). В то же время в качестве входной информации используются доступные данные о температуре приземного воздуха на метеорологической высоте измерений. Для перехода от температур воздуха к температуре подстилающей поверхности в текущей версии программы Surfbal применяется уравнение радиационно-теплового баланса подстилающей поверхности, записанное в виде [4, 16]

$$R_{Sh}(1 - \alpha_s) + R_L - L_v E_s - H_s - B = 0,$$

где R_{Sh} — интенсивность падающей коротковолновой радиации; α_s — альбедо поверхности снега; R_L — баланс длинноволновой радиации; E_s — испарение с поверхности; L_v — удельная теплота парообразования; H_s — турбулентный поток явного тепла.

Баланс длинноволновой радиации определяется разницей абсолютных температур воздуха и подстилающей поверхности:

$$R_L = \sigma(\varepsilon_a T^{a4} - \varepsilon_s T_s^{a4}),$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана; ε_a , ε_s — коэффициенты эмиссии атмосферы и поверхности соответственно, причём для поверхности снега и увлажнённой почвы величина ε_s практи-

чески может быть принята равной единице; T – температура воздуха; T_s – температура подстилающей поверхности, верхний индекс *a* означает абсолютную температуру: $T^a = T + T_0^a$.

Как известно [4], турбулентный поток тепла определяется разностью температур подстилающей поверхности и воздуха:

$$H_s = C_{air}(T_s - T)/r_a,$$

где r_a — аэродинамическое сопротивление, рассчитываемое обычно в с/м, зависящее от скорости ветра и двух референтных высот: высоты растительности и метеорологической высоты, т.е. высоты измерения температуры воздуха [16]; C_{air} — объёмная теплоёмкость воздуха, которая слабо меняется в зависимости от объёмного веса воздуха и составляетя около 1300 Дж/(м³·K).

Переписав уравнение баланса длинноволновой радиации в виде

$$\begin{aligned} R_L &= \sigma \Big(\varepsilon_a T^{a4} - \varepsilon_s T_s^{a4} \Big) \approx R_L^0 - 4\sigma \varepsilon_s T^{a3} (T_s - T), \\ R_L^0 &= \sigma T^{a4} \Big(\varepsilon_a - \varepsilon_s \Big), \end{aligned}$$

уравнение радиационно-теплового баланса можно записать, как

$$R_{b} - \lambda_{air} \left(T_{s} - T\right) - r_{surf}^{-1} \left(T_{s} - T_{soil}\right) = 0;$$

$$\lambda_{air} = \frac{C_{air}}{r_{a}} + 4\sigma\varepsilon_{s}T^{a3}; R_{b} = R_{Sh}(1 - \alpha_{s}) + R^{0}_{L} - L_{v}E_{s},$$
⁽⁸⁾

где λ_{air} — эффективный коэффициент теплообмена в приземном воздухе от подстилающей поверхности до метеорологической высоты; r_{surf} тепловое сопротивление снежного покрова в зимний период, определённое в зависимости (1), и тепловое сопротивление лесной (полевой) подстилки, если она существует, в летний период.

Использование уравнений (8) и (1) позволяет сформировать в качестве граничного условия на поверхности земли для уравнения теплопереноса в зоне аэрации условие III рода в виде

$$\frac{\lambda_{air}}{\lambda_{air}r_{surf}+1} \left(T - T_{soil}(0)\right) + \frac{R_b}{\lambda_{air}r_{surf}+1} = -\lambda_{ef} \left.\frac{\partial T_{soil}}{\partial z}\right|_{z=0.}$$
(9)

Уравнение (9) применяется в качестве граничного условия на поверхности в тёплый и холодный периоды года при отсутствии снеготаяния. В период снеготаяния предполагается, что температура на подстилающей поверхности, т.е. на поверхности снега, известна и равна нулю, а весь радиационный баланс тратится на снеготаяние. Поэтому в этот период в качестве граничного условия используется уравнение (1) с $T_s = 0$.

В граничном условии (9) величина R_b представляет собой баланс радиационных членов и количества теплоты, расходуемой на испарение. Для прямой оценки этой величины требуется комплекс данных радиационных наблюдений и прямая оценка динамики испарения, получить которую достаточно сложно. Поэтому в программе Surfbal используется приближённая параметризация величины R_b . Эта параметризация исходит из того, что, согласно уравнению (8), при отсутствии теплопотерь в почву характерный перепад температур воздуха и подстилающей поверхности ΔT выражается следующим образом:

$$\Delta T = T_s - T \approx R_b / \lambda_{air}.$$
 (10)

Как правило, усреднённая динамика $\Delta T(t)$ имеет сезонный ход: летом эта величина в среднем положительна за счёт радиационной добавки, а зимой отрицательна из-за радиационного остывания поверхности [4]. Поэтому в программе Surfbal в качестве входной информации вводятся гармонические колебания $\Delta T(t)$ с годовым периодом и амплитудой ΔT_{max} , позволяющие в любой момент времени рассчитать по зависимости (10) $R_b(t)$, а затем использовать её в граничном условии (9). Величина этой амплитуды должна калиброваться по данным наблюдений за теплопереносом.

Для решения уравнения теплопереноса необходимо одновременно решать сопряжённое и связанное с ним уравнение влагопереноса в зоне аэрации. В текущей версии программы Surfbal используется упрощённый подход к моделированию влагопереноса, заключающийся в том, что изменение содержания подвижной влаги в зоне аэрации происходит вследствие отбора её корнями растений в вегетационный период, фазовых переходов в период отрицательных температур, вертикального влагопереноса влаги, впитывающейся с поверхности за счёт гравитационного стекания.

Результаты моделирования

Моделирование проводилось на примере полевой площадки наблюдений за тепловлагопереносом в зоне аэрации, оборудованной на территории Звенигородской биостанции МГУ имени М.В. Ло-

Х	аракте	ристики	моделир	уемого	разреза
---	--------	---------	---------	--------	---------

1
Значение
0,46
0,04
1
1,85
1.83
1,05
0,2
0,8
1.0
1,9
0.85
0,85

моносова [17]. На этой площадке с 2009 г. ведётся мониторинг температур пород зоны аэрации автоматическими термодатчиками, установленными на глубинах 0,25, 0,5, 0,8 и 1,5 м от земной поверхности. Поверхность площадки представляет собой естественную луговую растительность на первой надпойменной террасе р. Москва. В литологическом отношении породы зоны аэрации представлены суглинистыми отложениями.

Гидрофизические характеристики пород изучены в лаборатории с использованием образцов ненарушенного строения (таблица). Теплопроводность исследовалась при помощи экспериментальных определений в шурфе измерителем теплопроводности «МИТ-1». Разовые результаты измерения теплопроводности в летний период с одновременным измерением объёмной влажности при помощи измерителя влажности пород «10HS Soil Moisture Smart Sensor» показали, что теплопроводность пород в летний период на глубинах 0,25-1,5 м при достаточно высокой объёмной влажности (около 0,35) в среднем составляет около 1,56 Вт/(м·К). В зимний период было выполнено только одно измерение теплопроводности на глубине 0,05 м, показавшее, что при температуре -0,45 °C теплопроводность пород зоны аэрации составляет 1,95 Вт/(м·К). В районе данной площадки установлена метеостанция с автоматической регистрацией температур воздуха, скорости ветра, относительной влажности воздуха и суточных объёмов осадков в тёплый период года.

На первом этапе моделирования проводилась калибрация субмоделей динамики снега и теплопереноса в зоне аэрации. Цель этого этапа — воспроизведение наблюдённых параметров снежного покрова и температурного режима зоны аэрации. Для этого в программе Surfbal моделировался термический режим пород полевой плошалки в период с 2009 по 2015 г. Для калибрации был сформирован входной файл метеоданных суточного разрешения с 1990 по 2015 г. Периоды, по которым фактические данные со Звенигородской метеостанции отсутствуют, заполнялись на основании анализа корреляции наблюдённых метеоданных соседних метеостанций (г. Можайск и г. Москва) с данными Звенигородской метеостанции. Для калибрации субмодели, описывающей динамику снежного покрова, использовались данные эпизодических измерений глубины снега и SWE, проводимые непосредственно на площадке, и данные регулярных наблюдений на метеостанции г. Можайск – станции, имеющей наилучшую наблюдённую корреляцию осадков и температур с метеостанцией на площадке.

На рис. 2 показано сравнение наблюдённых глубин снега и SWE с модельными, полученными при следующих параметрах модели динамики снежного покрова: *К*_s – коэффициент стаивания, равен 1,75 см⁴/(грамм градус); K_i – коэффициент фазовых переходов вода-лёд -4,5 мм/К^{1/2}; эмпирическое параметры уплотнения снега – $K_{\nu} = 0.2$ градус/см⁴/сут.; $\beta_1 = 0$, $\beta_2 = 16 \text{ см}^3/\text{грамм}$. Экспериментальные данные по SWE получены в двух точках первой террасы, на которой расположена площадка. Средние значения в них за период наблюдений составляют 55 и 60 мм. Рассчитанное модельное значение за этот же период равно 55 мм. Таким образом, достаточно удовлетворительное совпадение модельных и наблюдённых глубин снега и SWE показывает, что средняя плотность снега на данной площадке моделируется достаточно корректно.

При расчётах термического сопротивления снега по данным о его средней плотности в текущей версии модели предусмотрены две гипотезы о распределении плотности в разрезе. Согласно первой гипотезе, плотность постоянна по глубине, согласно второй — плотность меняется линейно с глубиной от плотности на поверхности снега до максимальной таким образом, что её среднее интегральное значение равно средней плотности, рассчитанной субмоделью динамики снега. В свою очередь плотность снега на поверхности равна плотности свежевыпавшего снега.

Результаты калибрации субмодели теплопереноса в зоне аэрации представлены на рис. 3. Моделирование проводилось с использованием характеристик, определённых независимо в лабораторных условиях, и эмпирического параметра Коте-Конрада к, взятого как рекомендованного для суглинков в работе [5] и представленного в таблице. Наилучшее совпадение модельных и наблюдённых кривых получено при величине радиационной поправки температуры $\Delta T_{\text{max}} = 0.5$ °С и отсутствии термического сопротивления подстилки в бесснежный период. При моделировании, представленном на рис. 3, для расчёта теплопроводности снега использовали модели М. Стурма и Н.И. Осокина с соавторами. Как видно из рис. 3, модель М. Стурма несколько лучше, чем модель Н.И. Осокина. Она описывает зимние минимумы температур на глубине 0,25 м, лежащей прямо под зоной интенсивных фазовых переходов. Однако точность наших исследований не позволяет сделать вывод, что зависимость М. Стурма лучше подходит для исследуемых условий Подмосковья, чем зависимость Н.И. Осокина, так как распределение плотностей снега по глубине не исследовалось, а задавалось гипотетически на основе средней по глубине плотности, получаемой при моделировании, и предположения о её линейном распределении по глубине. Для анализа чувствительности важно, что использование разных аппроксимаций плотность-теплопроводность приводит, при прочих равных условиях, к различиям в расчётных температурных кривых в зимний период.

Таким образом, согласно результатам, представленным на рис. 2 и 3, применённые модели достаточно хорошо описывают динамику снежного покрова и температуры в зоне аэрации, что позволяет перейти к анализу чувствительности глубины промерзания к уравнению связи плотность-теплопроводность. Для анализа влияния расчётной модели теплопроводности снежного покрова на расчёт сезонного промерзания проведена серия из шести модельных расчётов динамики температур пород зоны аэрации с использованием во всех расчётах одинаковых параметров, полученных при калибрации, и входных метеоданных, за исключением уравнения связи теплопроводность снега – плотность. В каждом из расчётов применялась своя, одна из описанных ранее эмпирических моделей этой связи. Чтобы получить представительную, осреднённую по



Рис. 2. Измеренные и модельные параметры снежного покрова:

a – толщина снега; *б* – *SWE*; *1* – наблюдённая толщина на площадке; *2* – модельная толщина; *3* – наблюдённая толщина на метеостанции г. Можайск; *4* – наблюдённый *SWE* на площадке; *5* – модельный *SWE*

Fig. 2. Measured and model parameters of the snow cover:

a – depth of snow; $\delta - SWE$; *1* – observed depth at the site; *2* – simulated depth; *3* – observed depth at the weather station in Mozhaisk; *4* – observed *SWE* on the site; *5* – simulated SWE

многолетнему периоду внутригодовую динамику глубины промерзания, входной ряд метеоусловий был продлён до 1945 г. по метеостанции-аналогу.

Результаты этого моделирования представлены на рис. 4, из которого видно, что максимальная глубина модельного промерзания доста-



Рис. 3. Результаты мониторинга и моделирования динамики температур на исследуемой площадке: *1* – мониторинг на глубине 0,25 м; *2* – мониторинг на глубине 1,5 м; *3* – моделирование на глубине 0,25 м с использованием зависимости М. Стурма; *4* – моделирование на глубине 1,5 м с использованием зависимости М. Стурма; *5* – моделирование на глубине 0,25 м с использованием зависимости Н.И. Осокина и др.; *6* – моделирование на глубине 1,5 м с использованием зависимости Н.И. Осокина и др.

Fig. 3. Results of monitoring and simulation of temperature dynamics at the investigated site.

1 -monitoring at a depth of 0.25 m; 2 -monitoring at a depth of 1.5 m; 3 -simulation at a depth of 0.25 m using M. Sturm's dependence; 4 -simulation at a depth of 1.5 m using M. Sturm's dependence; 5 -simulation at a depth of 0.25 m using N.I. Osokin's and et al. dependence; 6 -simulation at a depth of 1.5 m using N.I. Osokin's and et al. dependence

точно чувствительна к выбору расчётной связи теплопроводность снега — плотность. Так, модель А.В. Павлова с температурной поправкой по сравнению с моделями М. Стурма и эффективной среды даёт в три раза больше глубину сезонного промерзания. В то же время ожидаемо получено, что и начало промерзания, и его конец в среднем одинаков для всех используемых зависимостей, так как именно в начале и конце периода холодных температур отепляющее влияние снега несущественно из-за его небольшой толщины. Поскольку в расчётах использовались реальные данные метеонаблюдений, по ним можно проиллюстрировать, как влияет наблюдаемая в Подмосковье динамика увеличения зимних температур [1] на сезонное промерзание. Так, осреднённая за период 1945—2012 гг. максимальная глубина промерзания при использовании модели М. Стурма составила 0,32 м, а эта же глубина, осреднённая за период 1990—2015 гг. уменьшилась почти вдвое и составила всего 0,17 м. Этот результат хорошо корреспондируется с данными фактического и модельного анализа глубины промерзания в Волжском бассейне [18].



Рис. 4. Осреднённая за 1945—2012 гг. внутригодовая модельная динамика глубины сезонного промерзания на площадке при разных зависимостях плотность снега — теплопроводность:

1 – Р. Джордана; 2 – А.Н. Павлова; 3 – А.Н. Павлова с температурной поправкой; 4 – М. Стурма; 5 – эффективной среды; 6 – Н.И. Осокина и др.; 7 – осреднённая за расчётный период модельная толщина снега

Fig. 4. Averaged over 1945–2012 the annual model dynamics of the depth of seasonal freezing on the site with different dependences of snow density-heat conduction:

1 - R. Jordan; 2 - A.V. Pavlov; 3 - A.V. Pavlov with temperature correction; 4 - M. Sturm; 5 - effective medium; 6 - N.I. Osokin and et al.; 7 - simulated depth of snow cover averaged over the simulation period

Выводы

Накопленные к настоящему времени экспериментальные данные связи плотности и теплопроводности снега не позволяют априори выбрать единственную модель корреляционной связи между этими параметрами из числа приведённых здесь. Выбор модели связи теплопроводность — плотность снежного покрова существенно влияет на максимальную глубину сезонного промерзания, получаемую при моделировании динамики снежного покрова и промерзания зоны аэрации под ним. Протестированные шесть моделей этой связи для характерных для Подмосковья условий формирования динамики толщины и средней плотности снежного покрова разделились на три группы: 1) минимальное промерзание дают модель М. Стурма и модель эффективной среды; 2) среднюю и достаточно слабо различающуюся между собой глубину промерзания дают модели А.В. Павлова, Н.И. Осокина с соавторами и Р. Джордана; 3) самое высокое значение глубины промерзания даёт модель А.В. Павлова с температурной поправкой.

Эпигнозное моделирование температурного режима пород зоны аэрации для исследуемой площадки подтверждают результаты предыдущих исследований в Волжском бассейне, согласно которым уменьшилась глубина сезонного промерзания и её чувствительность к наблюдаемому росту температур в зимний период. Так, сравнение максимальной модельной глуби-

Литература

- Гриневский С.О., Поздняков С.П. Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод // Вест. МГУ. Серия 4: Геология. 2017. № 2. С. 42–50. doi: 10.3103/S0145875217030036.
- 2. Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 279 с.
- 3. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 323 с.
- 4. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
- 5. Шмакин А.Б, Турков Д.В., Михайлов Ю.А. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
- 6. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70.
- 7. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. № 3. С. 60–68.
- Sokratov S.A., Sato A., Kamata Y. Water vapor in the pore space of snow // Annals of Glaciology. 2001. V. 32. P. 51–58.
- 9. Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciol-ogy.1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
- Sturm M.D. Perovich K., Holmgren J. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107 (C10). C. 1–17. 8043. doi: 10.1029/2000JC000409.
- Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover technical documentation for SN-THERM.89. U.S. Army Corps of Engineers. Cold Regions Research & Engineering Laboratory. Special Report 91–16. 1991. 49 p.

ны промерзания, полученной нами в результате моделирования, и осреднённой за 70-летний период с 1945 г. и за последние 25 лет показало, что эта глубина уменьшается почти вдвое.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-10187).

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Foundation for Fundamental Studies (grant N° 16-17-10187).

References

- Grinevskiy S.O., Pozdnyakov S.P. A retrospective analysis of the impact of climate change on groundwater resources. *Vestnik Moskovskogo Universiteta*. Herald of the Moscow State University. Geology Series. 2017, 2: 42–50. doi: 10.3103/S0145875217030036. [In Russian].
- Gelfan A.N. Dinamiko-stokhasticheskoe modelirovanie formirovaniya talogo stoka. Dynamic stochastic modeling of the formation of melt flow. Moscow: Nauka, 2007: 279 p. [In Russian].
- Gusev E.M., Nasonova O.N. Modelirovanie teplo i vlagoobmena poverkhnosti sushi s atmosferoy. Modeling of heat and moisture exchange of the land surface with the atmosphere. Moscow: Nauka, 2010: 323 p. [In Russian].
- Pavlov A.V. Teplofizika landshaftov. Thermophysics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].
- Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Model' snezhnogo pokrova s uchetom sloistoy struktury i yeye sezonnoy evolyutsii. Model of snow cover with inclusion of layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. The influence of the stratigraphy of the snow cover on its thermal resistance. *Led i Sneg.* Ice and snow. 2013, 53 (3): 63–70. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. The coefficient of thermal conductivity of snow is its variability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, 3: 60–68. [In Russian].
- 8. *Sokratov S.A., Sato A., Kamata Y.* Water vapor in the pore space of snow. Annals of Glaciology. 2001, 32: 51–58.
- Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
- Sturm M., Perovich D. K., Holmgren J. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. Journ. of Geophys. Research. 2002, 8043, 107 (C10): 1–17. doi: 10.1029/2000JC000409.
- 11. *Jordan R*. A one-dimensional temperature model for a snow cover technical documentation for SNTHERM.89.

- 12. *Pozdniakov S., Tsang C.F.* A self-consistent approach for calculating the effective hydraulic conductivity of a binary, heterogeneous medium // Water Resources Research. 2004. № 5. P. 1–15. https://doi:10.1029/2003WR002617.
- 13. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 136. № 2. С. 44–52.
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R. A robust and energy-conserving model of freezing variablysaturated soil // The Cryosphere. 2011. № 5. P. 469– 484. https://doi.org/10.5194/tc-5-469-2011.
- 15. *Côté J., Konrad J-M.* A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials // Canadian Geotechnical Journ. 2005. V. 42. P. 443–458. https://doi.org/10.1139/104-106.
- Allen R.G., Pereira S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements // FAO Irrigation and Drainage. Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations. 1998. 281 p.
- 17. Гриневский С.О., Маслов А.А., Поздняков С.П. Опыт создания и применения комплекса режимных гидрогеологических наблюдений в условиях Звенигородского учебного полигона МГУ им. М.В. Ломоносова // Инженерные изыскания. 2011. № 5. С. 30–34.
- 18. *Калюжный И.Л, Лавров С.А.* Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 207–220.

U.S. Army Corps of Engineers. Cold Regions Research & Engineering Laboratory. Special Report 91–16. 1991: 49 p.

- 12. *Pozdniakov S., Tsang C.F.* A self-consistent approach for calculating the effective hydraulic conductivity of a binary, heterogeneous medium. Water Resources Research. 2004, 5: 1–15. doi: 10.1029/2003WR002617.
- Gelfan A.N., Moreido V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 2 (126): 44–52. [In Russian].
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R. A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil. The Cryosphere. 2011, 5: 469–484. https://doi.org/10.5194/tc-5-469-2011.
- 15. *Côté J., Konrad J-M*. A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials. Canadian Geotechnical Journ. 2005, 42: 443–458. https:// doi.org/10.1139/104-106.
- 16. Allen R.G., Pereira S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage. Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998. 281 p.
- 17. *Grinevskiy S.O., Maslov A.A., Pozdnyakov S.P.* Experience in the creation and application of a complex of regime hydrogeological observations in the conditions of the Zvenigorod training ground of the Moscow State University. *Inzhenernye izyskaniya.* Engineering Survey. 2011, 5: 30–34. [In Russian].
- Kalyuzhny I.L, Lavrov S.A. Effect of climate changes on the soil freezing depth in the Volga River basin. Led i Sneg. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 207–220. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 550.370+550.379

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-81-92

Оценка объёмной льдистости дисперсных грунтов Центрально-Якутской низменности по данным георадиолокации

© 2019 г. Л.Г. Нерадовский

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия leoner@mpi.ysn.ru

The GPR-based estimation of the volumetric ice content of dispersed ground in the Central Yakut lowland

L.G. Neradovsky

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia leoner@mpi.ysn.ru

Received February 15, 2018 / Revised July 19, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: annual heat flows layer, Central Yakutia lowland, dispersed frozen ground, ground-penetration radar data, volume ice content.

Summary

The previously unknown dependence between the volume ice content of frozen dispersed soils and their radiophysical properties (the speed of propagation and specific attenuation of the amplitude of electromagnetic waves) was studied in the layer of annual heat flows of Central Yakutia. The correlation between these characteristics determined in the laboratory and the method of discrete georadiolocation is established. The peculiarity of the connection is the sharp decline in the sensitivity of the propagation speed and the specific attenuation of electromagnetic waves in frozen dispersed soils with high volume ice content (more than 60%). In general, the specific attenuation of electromagnetic waves is more responsive to the change in the volume of ice content of frozen dispersed soils and, thus, it is more preferable to solve the problem of quantitative evaluation of this characteristic. The proposed method of reusable measurements of signals of georadiolocation with changing position and azimuth of antennas of georadars in the vicinity of the network points of geological and geophysical observations allows to estimate the average values of the propagation speed and specific attenuation of electromagnetic waves with an error of not more than 10%. Due to this, according to the equations of logistic functions it is possible to calculate the average values of volume ice content with an error of 7-11%. With this error, the picture of the probability distribution according to the georadiolocation values of the volume ice content in the averages is completely identical to the laboratory data. On this basis, the found regression equations are recommended to be used for the calculation of the speed of propagation and specific attenuation of electromagnetic waves of background or average values of the volume ice content of frozen dispersed soils of the annual heat transfer layer in any part of the ice complex of the Central Yakut lowland.

Citation: Neradovsky L.G. The GPR-based estimation of the volumetric ice content of dispersed ground in the Central Yakut lowland. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 81–92. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-81-92.

Поступила 15 февраля 2018 г. / После доработки 19 июля 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: георадиолокация, мёрзлые дисперсные грунты, объёмная льдистость, слой годового теплооборота, Центрально-Якутская низменность.

Установлена достаточно тесная корреляционная связь между объёмной льдистостью и радиофизическими свойствами мёрзлых дисперсных грунтов в слое годового теплооборота, позволяющая вычислить средние значения объёмной льдистости с ошибкой 7–11%. Это даёт возможность использовать предлагаемые уравнения регрессии для расчёта фоновых значений объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов по их радиофизическим свойствам в слое годовых теплооборотов.

Введение

Изучение льдистости горных пород, используемых в качестве грунтовых оснований фундаментов инженерных сооружений, — актуальная задача инженерного мерзлотоведения при изучении инженерно-геологических условий строительства инженерных объектов в криолитозоне России. Труднодоступность этой обширной территории с суровыми климатическими условиями создаёт серьёзные препятствия при организации и проведении инженерно-геологических изысканий с бурением, термометрией скважин и лабораторным опробованием мёрзлых грунтов. В таких условиях важны методы геоэлектрики, к которым относится и метод георадиолокации. Однако в силу разных причин петрофизический потенциал метода при сравнении с хорошо известными картографическими возможностями пока изучен недостаточно.

Цель работы — ознакомить специалистов с результатами обобщения экспериментальных данных по Центрально-Якутской низменности, полученных методом дискретной георадиолокации в точках бурения инженерно-геологических скважин с помощью ранее не известной зависимости усреднённых в слое годового теплооборота характеристик радиофизических и физических свойств мёрзлых дисперсных грунтов. К радиофизическим свойствам мёрзлых дисперсных грунтов относятся скорость распространения (далее скорость) и удельное затухание амплитуды (далее затухание) электромагнитных волн. Базовая характеристика физических свойств мёрзлых дисперсных грунтов — объёмная льдистость.

Обобщение экспериментальных данных предусматривало изучение следующих позиций: а) законов вероятностного распределения средних или, как их называют в грунтоведении, нормативных значений скорости и затухания электромагнитных волн, а также объёмной льдистости на исследуемой нами площади Центрально-Якутской низменности; б) формы эмпирической зависимости скорости и затухания электромагнитных волн от объёмной льдистости в их парных корреляционных отношениях; в) вопроса погрешности количественной оценки в слое годовых теплооборотов средних значений объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов в зависимости от средних значений скорости и затухания электромагнитных волн, определённых методом георадиолокации по новой методике многоразовых измерений в окрестностях точек сети геолого-геофизических наблюдений, времени задержки и амплитуды радиоотражений, наблюдаемых в сигналах георадиолокации.

Район исследований

Исследования выполнялись в 1985—1989 гг. Якутским трестом инженерно-строительных изысканий (ЯкутТИСИЗ) под проекты генпланов и детальной планировки сёл и посёлков Центральной Якутии. Эти населённые пункты расположены преимушественно на правом берегу долины р. Лена, на площади Лено-Амгинского и Лено-Алданского междуречий, которые относятся к обширной территории аласной провинции Центрально-Якутской низменности, где широко развит ледовый комплекс. В формулировке П.А. Соловьева комплекс представляет «особый горизонт, насыщенный жилами льда, более или менее единый и плащеобразно залегающий на обширных участках Центрально-Якутской низменности, но неоднородный по возрасту, составу, генезису и мощности» [1]. Согласно геологическим исследованиям, ледовый комплекс Центрально-Якутской низменности сложен мёрзлой толщей кайнозоя преимущественно аллювиального генезиса, которая повсеместно перекрывает коренное основание долины р. Лена из палеозойских и мезозойских пород. Мощность аллювия изменчива и при среднем значении около 20-30 м в углублениях кровли коренных пород может достигать 60-100 и 200-300 м.

По данным ЯкутТИСИЗ, верхняя часть верхнечетвертичных отложений, распространённых на площади населённых пунктов Центральной Якутии, сложена до изученной глубины 10-20 м дисперсными грунтами с закономерной фациальной сменой суглинков, супесей, пылеватых мелко-, средне- и крупнозернистых песков с повсеместным включением растительных остатков и илистых частиц. Ниже залегает маркерный слой гравийно-галечниковых отложений. На этом фоне материнской средой для залежей ископаемых льдов повторно-жильного генезиса служат участки, сложенные толщей глинистых грунтов озёрно-болотного генезиса с доминированием лёссовидных суглинков серого или тёмно-коричневого цвета. Залежи повторно-жильных льдов (ПЖЛ) встречаются и в песках, но гораздо реже. Согласно существующим геохронологическим представлениям, ПЖЛ и вмещающие отложения ледового комплекса образовались в каргинское (МИС-3) и сартанское (МИС-2) время позднего плейстоцена. За длительный период своего существования в условиях экзогенного и эндогенного криогенного метаморфизма изначально строгая полигональная трещинно-жильная структура, наблюдаемая для молодых ПЖЛ на дневной поверхности, была нарушена и покрыта слоем наносов. На Лено-Амгинском междуречье положение верхней границы ПЖЛ чаще всего находится на глубине 1,5–3,0 м с отклонением в меньшую (1,0– 1,2 м) или бо́льшую сторону (4–5 м). Положение нижней границы очень изменчиво, но обычная глубина её залегания составляет 9–12 м.

Общая статистика по источникам, собранным в работе П.А. Соловьева, показывает, что на Лено-Амгинском междуречье мощность ледового комплекса с залежами ПЖЛ распределена по вероятностному закону Гаусса в диапазоне 5-60 м со средним значением $30\pm7,6$ м на уровне доверительной вероятности 95%. Показатель видимого содержания в керне количества ледяных включений *I_i* часто превышал 0,4 дол. ед. В таких случаях грунты классифицируются как льдистые [2], хотя в предыдущих версиях стандартов (ГОСТ 25100-95 и ГОСТ 25100-82) их считали сильно льдистыми грунтами и ледогрунтами, что более соответствует их внешнему облику в образцах керна. Суммарная сегрегационная (текстурная) и структурная (залежи льдов) объёмная льдистость может быть очень высокой на возвышенных участках рельефа с сохранившимися залежами ПЖЛ, достигая 70-90%. В понижениях рельефа, представленных озёрно-аласовыми котловинами, грунты, как правило, сложены слабольдистыми или нельдистыми засолёнными гумусированными супесями, суглинками и илами. Однако и здесь возможно присутствие в разрезе сохранившихся фрагментов древних залежей ПЖЛ.

По данным И.Н. Вотякова, на площади Центральной Якутии влажность мёрзлых грунтов песчано-глинистого состава изменяется от 12-18% у крупнозернистых песков до 30-60% у суглинков и озёрных пылевато-илистых отложений аласов [3]. При этом соблюдается известная закономерность: чем дисперснее грунты, тем более они засолены легкорастворимыми солями. Район исследований относится к области сплошного распространения многолетнемёрзлых пород. Их средняя мощность на южной окраине Центрально-Якутской низменности – Лено-Амгинском междуречье, которое В.М. Калинин и В.С. Якупов называют Нижнеалданской равниной, с вероятностью 95% равна 360±43 м [4]. По данным многочисленных проектно-изыскательских работ температура мёрзлых дисперсных грунтов Центрально-Якутской равнины в нижней части слоя годового теплооборота на глубине 10 м варьирует от -0,7 до -4,1 °C при среднем значении -2,0 °C. По данным Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН) осреднённый температурный режим мёрзлых грунтов на этой глубине в районе г. Якутск и прилегающих к нему правобережных Бестяхской, Тюнгюлюнской, Абалахской, Маганской террас долины р. Лена несколько ниже и составляет $-2,4 \div -3,5$ °C [5].

Материалы и методика исследований

Фактический материал исследований получен при личном участии автора настоящей работы в ходе проведения в 1985-1991 гг. опытно-методических работ методом дискретной георадиолокации при инженерно-геологических изысканиях ЯкутТИСИЗ в Центральной Якутии. Обобщение и статистическая обработка фактического материала выполнены в ИМЗ СО РАН. Из большого числа объектов изысканий использованы лишь те объекты, по которым был сохранён фактический материал, полученный при изысканиях под проекты генеральных планов и детальной планировки населённых пунктов Центральной Якутии. Общая выборочная совокупность фактического материала составила 159 значений скорости затухания и объёмной льдистости, полученных по результатам параметрического георадиолокационного зондирования слоя годового теплооборота в точках колонковых инженерногеологических скважин, пробуренных с отбором из керна грунтовых проб на лабораторный анализ показателей свойств мёрзлых грунтов.

Геологическая характеристика представлена средними лабораторными значениями объёмной льдистости L_{ob} (%), а геофизические характеристики — средними значениями скорости V (м/нс) и затухания G (дБ/м) электромагнитных волн. Совокупность из 159 значений независимой переменной L_{ob} и двух зависимых переменных V и G служила исходным материалом для комплексной статистической обработки с использованием программы «STADIA» [6]. Значения суммарной влажности и объёмной массы мёрзлого грунта, необходимые для вычисления объёмной льдистости L_{ob} , определялись в лабо-

ратории способом высушивания по ГОСТ 5180— 84 [7]. Пробы грунтов отбирали из керна скважин равномерно по глубине. Расстояние между участками отбора проб равно 1 м, как и расстояние между измерением температуры грунтов ртутными «заленивленными» термометрами.

Значения показателя объёмной льдистости *L*_{ob} вычислялись по известной в мерзлотоведении и грунтоведении формуле И.Н. Вотякова [3]:

$$L_{ob} = \frac{\gamma_{c\kappa} W_{tot}}{0,9} 100, \,\%,$$

где γ_{ck} — объёмная масса минерального скелета мёрзлого грунта, г/см³; W_{tot} — суммарная влажность, %; 0,9 — объёмная масса льда, г/см³.

По совокупности значений L_{ab}, вычисленных по формуле (1), находили средние медианные значения L_{ab} для всего слоя годовых теплооборотов, изученного скважинами в основном до глубины 10-15 м. Использование вместо средних арифметических значений медианные объясняется следующим. В небольших выборках исходных данных эта метрика непараметрического, т.е. любого вероятностного распределения не подчиняющегося закону Гаусса, исключительно устойчива к искажению, сдвигу истинного местоположения середины вариационного ряда исследуемых величин. Обычно это происходит в результате случайного появления в выборке исходных данных единичных аномально высоких или низких значений.

Значения V и G определялись для каждой скважины по результатам параметрических измерений аппаратурой «17ГРЛ-1» в сигналах георадиолокации времени задержки и амплитуды радиоотражений от границ слоёв мёрзлых грунтов в пределах исследуемого слоя годовых теплооборотов. Он интересен для исследований тем, что в нём постоянно происходят сложнейшие и пока слабоизученные процессы теплового, механического и химического взаимодействия фундаментов инженерных сооружений с мёрзлым грунтовым основанием. Что касается аппаратуры «17ГРЛ-1», то её передающая и приёмная антенны работали в полосе частот 30-150 МГц. Центральную частоту спектра излучения-приёма электромагнитных волн изготовители аппаратуры не указывают.

В отличие от методики непрерывной одноразовой записи сигналов дискретной георадиолокации в виде радарограмм [8], применялась

более сложная и трудоёмкая методика многоразовых измерений сигналов георадиолокации с изменением положения и азимута приёмнопередающих антенн в окрестности точек поисково-разведочной сети геолого-геофизических наблюдений [9]. Методика последовательно разрабатывалась автором на протяжении многих лет сначала в ЯкутТИСИЗ, а затем в ИМЗ СО РАН с целью более достоверного и всестороннего изучения методом дискретной георадиолокации в природных условиях и на застроенных территориях сложных неоднородных анизотропных геологических сред. В частности, мёрзлых дисперсных грунтов, которым особенно присущи качества анизотропии. Подробное описание методики многоразовых измерений изложено в патенте [9] и методическом руководстве [10].

Первым в нашей стране методику многоразовых измерений сигналов дискретной георадиолокации предложил в 1968 г. Л.А. Суханов и успешно испытал её в Приэльбрусье для определения мощности ледника Джанкуат с очень сложным строением и тепловым состоянием [11]. В этой методике результат действия стохастической природы георадиолокации, выражаемый в непредсказуемой случайной флуктуации значений амплитудно-фазовых характеристик, частично подавлялся путём наложения зарисовок на одну и ту же кальку (прозрачную бумагу) осциллограмм эхо-сигналов, полученных при разнесении одной антенны относительно другой с шагом 0,4 м на расстояние до 8 м [11]. Какая антенна была неподвижной, а какая перемещалась, в работе не уточнено. Стохастическая природа сигналов георадиолокации также нашла своё экспериментальное подтверждение в 1975 г. в работе В.В. Богородского. В ней предлагалось при наземном изучении методом георадиолокации ледниковых покровов в Антарктиде и Арктике использовать методы математической статистики и теории вероятности для подавления амплитудных флуктуаций импульсов, отражённых от границы соприкосновения ледников с ложем коренных пород, [12].

В нашем случае для изучения зависимости объёмной льдистости от скорости и затухания электромагнитных волн в окрестности точек скважин время задержки и амплитуда радиоотражений в сигналах георадиолокации измерялись аппаратурой «17ГРЛ-1» по 36 раз с перемещением излучающей и приёмной антенн по линии окружности радиусом не более 5 м. При таком числе измерений относительная погрешность определения средних значений V и G не превышает 10% для инженерно-геологических условий Центрально-Якутской низменности [10].

Математическая обработка и геологическая интерпретация многоразовых измерений сигналов георадиолокации основываются на последовательном построении и анализе разного уровня обобщения физико-геокриологических моделей (ФГКМ) мёрзлых грунтов. На начальном этапе с помощью ФГКМ высокого уровня обобщения для региона или района работ выявляются геокриологические и геофизические закономерные особенности общего строения мёрзлых грунтов. На последующих этапах с помощью построения ФГКМ конкретного участка работ или серии отдельных скважин на фоне закономерностей выделяются и изучаются детали строения мёрзлых грунтов вместе с локальными особенностями формирования на их структурно-петрофизических границах геофизических полей.

Главное при обработке и интерпретации многоразовых измерений сигналов георадиолокации – идентификация в поле случайных амплитудно-фазовых вариаций радиоотражений когерентных импульсов, которые при любом расположении на поверхности Земли приёмно-передающих антенн георадара образуются на опорных радиоконтрастных границах инженерно-геологического разреза. Протяжённость таких плоских границ, как показывает опыт георадиолокации, должна не менее чем в 10-15 раз превышать длину электромагнитной волны. Опорной границей, применительно к задачам настоящей работы, в толще мёрзлых дисперсных грунтов песчаноглинистого состава, формирующей когерентные радиоотражения, служит нижняя граница слоя годовых теплооборотов. На этой границе происходит смена быстрой изменчивости температуры мёрзлых грунтов в верхней части слоя годовых теплооборотов на практически неизменную температуру мёрзлых грунтов (в пределах погрешности измерения ±0,1 °С) в нижней части этого слоя. Эта граница на Центрально-Якутской низменности залегает на глубине не более 10-15 м с отклонением в меньшую сторону до 5-8 м.

Зная глубину залегания нижней границы слоя годового теплооборота и координаты от-

ражённых от неё когерентных импульсов, обнаруженных по результатам многоразовых измерений сигналов георадиолокации, средние значения V и G вычисляем по формулам

$$V = H/\tau$$
 и $G = (A_0 - A_{sgt})/H$

где V и G — соответственно скорость и затухание электромагнитных волн в слое годового теплооборота, м/нс и дБ/м; H — мощность слоя годового теплооборота, м; т и A_{sgt} — соответственно прямое время задержки и амплитуда когерентных импульсов, отражённых от нижней границы слоя годового теплооборота, нс и дБ; A_0 — амплитуда начального (зондирующего) импульса, излучённого передающей антенной георадара, дБ.

Общая процедура построения $\Phi \Gamma KM$, поиска когерентных импульсов и определение по их координатам (времени задержки и амплитуде) послойных, интервальных или общих по всему инженерно-геологическому разрезу средних значений V и G подробно описана в патенте [9] и методическом руководстве [10].

Обсуждение результатов исследований

Статистика выборочной совокупности фактического материала исследований, состоящая из 159 значений геолого-геофизических характеристик мёрзлых дисперсных грунтов, приведена в табл. 1 и проиллюстрирована гистограммами вероятностных распределений этих характеристик (рис. 1). Очевидно, что собранный фактический материал, хотя и удовлетворяет по числу наблюдений проведению статистического анализа и принятию корректных решений, но, за исключением объёмной льдистости, не подчиняется теоретическому закону нормального распределения (закону Гаусса). Из этого следует, что средним арифметическим можно пользоваться только для объёмной льдистости. В условиях непараметрического вероятностного распределения значений скорости и затухания электромагнитных волн место метрики среднего арифметического значения занимает универсальная по своим статистическим свойствам метрика среднего медианного значения.

С учётом сказанного изученная территория Центрально-Якутской низменности имеет следующие обобщённые или нормативные оценки Таблица 1. Статистика геолого-геофизических характеристик мёрзлых дисперсных грунтов слоя годового теплооборота Центрально-Якутской низменности*

	Объём-	Скорость	Затухание
	ная	электро-	электро-
Статистика характеристик	льди-	магнит-	магнит-
	стость	ных волн	ных волн
	$L_{ob}, \%$	<i>V</i> , м/нс	<i>G</i> , дБ/м
Среднее арифметическое	60,7	0,151	1,16
Медианное среднее	59,0	0,154	1,02
Модальное среднее	60,0	0,147	1,31
Стандартное отклонение	16,4	0,013	0,66
Минимальное значение	29,0	0,120	0,13
Максимальное значение	100,0	0,174	3,30
Коэффициент вариации, %	27,0	8,70	57,4
Уровень доверия 95%	2,6	0,002	0,11

*Число скважин – 159.

геолого-геофизических характеристик мёрзлых дисперсных грунтов в слое годового теплооборота: среднее арифметическое значение объёмной льдистости 60,7±2,6% (уровень доверия 95%) и средние медианные значения скорости и затухания соответственно 0,154 м/нс и 1,02 дБ/м (см. табл. 1). Чаще всего значения скорости распределены в интервале 0,140-0,170 м/нс (в 75% случаев), а значения затухания – в интервале 0,5-1,5 дБ/м (в 65% случаев). Низкие (менее 0,120 м/нс) и высокие (более 0,170 м/нс) значения скорости – редкие события и в совокупности встречаются с вероятностью не более 5% (см. рис. 1, б и в). Затухание отличается максимальной динамикой площадной изменчивости (коэффициент вариации 57,4%) и склонностью к большей вероятности (14%) появления низких значений (менее 0,5 дБ/м), чем высоких (более 2,5 дБ/м), с общей вероятностью 5%.

Высокая пространственная изменчивость затухания по сравнению со скоростью, у которой коэффициент вариации не превышает 10%, косвенно означает бо́льшую информационную ёмкость затухания и свидетельствует о её чувствительности к изменению всего внутреннего облика мёрзлых дисперсных грунтов, слагающих слой годового теплооборота. Природная изменчивость объёмной льдистости, оцениваемая по коэффициенту вариации, не так высока, как у затухания, но существенно выше, чем у скорости, и составляет 27%. В большинстве случаев (77%) значения L_{ob} сосредоточены в интервале 40–80%



Рис. 1. Гистограммы геолого-геофизических характеристик в слое годового теплооборота Центрально-Якутской низменности:

a — объёмная льдистость мёрзлых дисперсных грунтов песчано-глинистого состава; δ , s — скорость и затухание амплитуды электромагнитных волн; кривые красного цвета означают значения теоретической плотности нормального вероятностного распределения, аппроксимирующего эмпирические вероятностные распределения

Fig. 1. Histograms of geological and geophysical characteristics in the layer of annual heat flow of the Central Yakut lowland:

a – volume ice content of frozen dispersed soils of sandy-clay composition; δ , s – speed and attenuation of the amplitude of electromagnetic waves; the red curves indicate the values of the theoretical density of the normal probable distribution approximating the empirical probable distributions

с максимумом встречаемости (28%) в узкой полосе значений 50–60% (см. рис. 1, *a*). Встреча в слое годового теплооборота слабольдистых грунтов ($L_{ob} = 20 \div 30\%$) и грунтов с очень высокой льдистостью ($L_{ob} = 80 \div 90\%$) равновероятна и составляет 3–4%. Залежи ПЖЛ, пронизывающие весь слой годового теплооборота и повышающие его объёмную льдистость до максимально возможных значений 80—100%, вскрываются скважинами с вероятностью 6%. Такие редкие события и особенно встреча значений объёмной льдистости равной 100% происходят в тех случаях, когда скважины при бурении слоя годового теплооборота случайно обнаруживают скопление залежей, а также единственную залежь ПЖЛ или пластовых льдов, вскрывая их на полную мощность от верхней до нижней границы.

Считая L_{ob} итоговым выражением показателя видимых включений льда в керне *I*_i, приходим к выводу, что слой годового теплооборота изученной части Центрально-Якутской низменности преимущественно сложен, согласно классификации ГОСТ 25100-95, сильно льдистыми и очень сильно льдистыми мёрзлыми дисперсными грунтами. Их наиболее часто встречаемые значения $L_{ob} = 40 \div 80\%$ рекомендуется рассматривать как фоновые интервальные значения для всей низменности. Средние значения скорости распространения и удельного затухания электромагнитных волн, полученные с аппаратурой «17ГРЛ-1» в полосе частот 30-150 МГц, допускается использовать при изучении мёрзлых дисперсных грунтов слоя годовых теплооборотов Центрально-Якутской низменности методом георадиолокации в дискретном или непрерывном варианте с любой другой георадарной техникой измерения сигналов георадиолокации. Правда, антенны этой техники конструктивно должны быть настроены на центральную частоту спектра приёма-излучения электромагнитного поля от импульсного источника тока в диапазоне 1 МГц-1ГГц. Допущение расширенного применения средних значений радиофизических свойств мёрзлых дисперсных грунтов в такой широкой частотной области делается на основании теоретического существования так называемого «георадарного плато» для неидеальных диэлектриков, к которым относятся мёрзлые дисперсные грунты. В этом плато значения действительной и мнимой комплексной диэлектрической проницаемости, регулирующие скорость распространения и удельного затухания электромагнитных волн, практически не изменяются на частоте 1 МГц-1 ГГц [13].

На этом фоне неблагоприятных для строительства инженерных объектов инженерно-гео-



Рис. 2. Эмпирическая зависимость средних значений скорости (*a*) и затухания амплитуды (*б*) электромагнитных волн от объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов слоя годового теплооборота Центрально-Якутской низменности

Fig. 2. The empirical dependence of the average meanings of the speed (*a*) and attenuation (δ) of electromagnetic waves upon the volume ice content of the frozen dispersed soils of the annual heat flow layer of the Central Yakut lowland

логических условий след корреляции в поле рассеяния значений V и G имеет явно выраженный нелинейный характер и сильно зависит от изменчивости значений объёмной льдистости по площади Центрально-Якутской низменности. Графики этой зависимости, построенные в программе «Statistica-6» методом взвешенного наименьшего квадрата, показаны на рис. 2. На нём видно, что рост объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов в слое годового теплооборота приводит к росту скорости и спаду затухания электромагнитных волн, распространяющихся в этом слое. На таком фоне проявляются важные локальные особенности, а именно: резкое снижение чувствительности скорости и затухания волн к изменению объёмной льдистости в области сильно льдистых грунтов с суммарным содержанием сегрегационного и структурного (залежей ПЖЛ) льда более 60%.

Множественный коэффициент детерминации R^2 рассматриваемой зависимости в адекватной аппроксимации степенной функцией, оценённый по выборке из 159 наблюдений, в целом выше у затухания, чем у скорости электромагнитных волн, и равен для этих параметров 0,789 и 0,575. Обратная зависимость, формально устанавливающая нереальные причинно-следственные отношения между объёмной льдистостью, скоростью и затуханием волн, но необходимая для решения научно-практических задач с максимально возможной точностью, описывается уравнениями логистической функции:

$$L_{ob} = 35,35 + 9859E^9/(1 + 341E^{12}\exp^{-43,89V}),$$

$$R^2 = 0,571;$$
(1)

$$L_{ob} = 1426 - 1403/(1 + 0.05645 \exp^{-0.7369G}),$$

$$R^2 = 0.833.$$
(2)

Видно, что в этом пространстве вероятностно-статистических отношений характеристик физических и радиофизических свойств мёрзлых дисперсных грунтов, связанных логистической функцией, доминантная роль действия характеристики объёмной льдистости на затухание электромагнитных волн ещё более возросла. Проанализируем, с какой погрешностью вычисляются средние значения L_{ob} по уравнениям (1) и (2). Статистика результатов сравнения вычисленных и лабораторных значений в пределах имеющейся выборочной совокупности, состо-

Таблица	2.	Абсолютная	погрешность	вычис	пения	средних
значений	10	бъёмной льди	стости по данн	ым гео	радиол	юкации*

Статистика погрешности	Погрешность по скорости (чис- литель) и затуханию (знамена- тель) электромагнитных волн, %
Среднее арифметическое	0,00/1,38
Стандартная ошибка	0,84/0,52
Медианное среднее	-1,41/0,97
Модальное среднее	-7,70/-3,79
Стандартное отклонение	10,6/6,55
Минимум (завышение лабораторных данных)	-20,7/-19,8
Максимум (занижение лабораторных данных)	37,7/23,5
Уровень доверия 95%	1,66/1,03

*Число скважин – 159.

ящей из 159 скважин, приведена в табл. 2. Графики линейного представления на изученной части площади Центрально-Якутской низменности изменчивости результатов вычислений объёмной льдистости по скорости (график 2) и затуханию (график 3) электромагнитных волн показаны на рис. 3. Сравнительная динамика объёмной льдистости по данным метода дискретной георадиолокации рассматривается в условном ряду номеров скважин, расположенных в порядке возрастания объёмной льдистости по лабораторным данным (график 1).

Визуальный анализ рис. 3 показывает, что данные георадиолокации близки к лабораторным



Рис. 3. Линейное представление по отношению к лабораторным данным (1) изменчивости по площади Центрально-Якутской низменности средних значений объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов в слое годового теплооборота по скорости (2) и затуханию амплитуды (3) электромагнитных волн **Fig. 3.** Dynamics of average values of volume ice content of frozen dispersed soils in the layer of annual heat flow of the Central Yakut lowland according to laboratory data (1) and on the speed (2) and attenuation (3) of electromagnetic waves.

Таблица 3. Основные статистики вероятностного распределения значений объёмной льдистости по данным георадиолокации и лабораторного анализа*

	Беорации	Лабо-	
Статистика льдистости	теоради	блокации	parop-
	по	ПО	ныи
	скорости	затуханию	анализ
Среднее арифметическое	60,7	59,3	60,7
Стандартная ошибка	1,0	1,2	1,3
Медианное среднее	60,3	59,4	59,0
Модальное среднее	53,7	52,5	60,0
Стандартное отклонение	12,5	14,5	16,4
Минимальное значение	41,0	30,0	29,0
Максимальное значение	95,0	91,0	100,0
Коэффициент вариации, %	20,6	24,5	27,0
Уровень доверия 95%	2,0	2,3	2,6

*Число скважин – 159.

данным в передаче главных особенностей обобщённой пространственной динамики объёмной льдистости, т.е. тренда или фона этой важнейшей характеристики мёрзлых дисперсных грунтов слоя годового теплооборота Центрально-Якутской низменности. Приемлемая точность описания на качественном уровне согласованной относительной изменчивости объёмной льдистости по данным георадиолокации сохраняется с равновероятным отклонением в отдельных точках в ту или другую сторону от лабораторных данных в интервале, примерно равном 50-70% и охватывающем 80 скважин из 159, т.е. половину выборочной совокупности. При меньших значениях объёмной льдистости погрешность систематически завышается, а при больших значениях, наоборот, систематически занижается. Причём мера завышениязанижения существенно больше у скорости, чем у затухания электромагнитных волн.

Большой интерес вызывает сравнение вероятностных распределений значений объёмной льдистости по лабораторным данным и георадиолокации. Статистика этих распределений дана в табл. 3, а графики их теоретических вариограмм — на рис. 4. Очевидно, что и по точности воспроизведения нормального закона вероятностного распределения объёмной льдистости на территории Центрально-Якутской низменности затухание в отличие от скорости электромагнитных волн более предпочтительно использовать при количественной оценке объёмной льдистости методом дискретной георадиоло-



Рис. 4. Теоретическая аппроксимация значений объёмной льдистости законом нормального вероятностного распределения:

1 – лабораторные данные; *2* и *3* – соответственно скорость и затухание электромагнитных волн

Fig. 4. Theoretical approximation of the meanings of the volume ice content by the law of the normal probable distribution:

1 – laboratory data; 2 and 3 – the speed and attenuation of electromagnetic waves

кации. Впрочем, при решении этой задачи лучше использовать оба атрибута радиофизических свойств мёрзлых грунтов, так как они взаимно усиливают полноту достоверности получаемого результата со стороны действительной (формула (1)) и мнимой (формула (2)) части комплексной диэлектрической проницаемости с учётом токов смещения связанных зарядов и проводимости свободных электрических зарядов.

По средним показателям объёмной льдистости данные георадиолокации практически не отличаются от материалов лабораторного анализа (см. табл. 3). Разброс абсолютных единичных ошибок вычислений по формулам (1) и (2) на уровне доверительной вероятности 70% не превышает соответственно $\pm 10,6$ и $\pm 6,55\%$. Такой уровень доверия используют в геологоразведке для оценки достоверности результатов геофизических работ, которым свойственны неоднозначность и некорректность решения обратных задач с построением ФГКМ геологической среды.

Погрешность вычислений объёмной льдистости по скорости и затуханию электромагнитных волн немаленькая, так как лабораторные и георадиолокационные количественные оценки объёмной льдистости содержат разномасштабную точечную (в точке скважины) и объёмную информацию (в окрестности точки скважины) об изучаемом слое годового теплооборота. Даже если допустить, что эти оценки связаны функциональной зависимостью, то она может быть полностью скрытой и ненаблюдаемой при неравномерном распределении суммарной сегрегационно-структурной объёмной льдистости в окрестности скважин. Действительно, если скважина случайным образом окажется пробуренной в промежутке между залежами ПЖЛ, то результат лабораторного анализа в этой точке покажет низкую объёмную льдистость мёрзлых грунтов. Напротив, результат определения высокой скорости и низкого затухания в окрестности скважины, занятой залежами ПЖЛ, укажет на высокую объёмную льдистость мёрзлых грунтов в этом пространстве. Таких вариантов множество, и все они затрудняют изучение истинных петрофизических закономерностей в полевых условиях. Однако другого пути, кроме сравнения точечных лабораторных изыскательских данных с объёмными геофизическими данными, не существует и с этим надо считаться при проведении любых петрофизических экспериментов на поверхности Земли.

В данной ситуации весьма перспективен путь количественной оценки объёмной льдистости не по единичным точкам георадиолокационных зондирований с многоразовыми измерениями сигналов, а по некоторой их совокупности из нескольких точек. Если исследования методом дискретной георадиолокации необходимо выполнять в сетях геолого-геофизических наблюдений, равномерно покрывающих площадь исследований, то совокупность, например, из 15 точек зондирований образует окно осреднения, скользящее с заданным шагом перемещения по профилям и между профилями. В варианте проведения мерзлотной съёмки и инженерно-геологического районирования застраиваемой территории совокупность *n*-точек зондирований будет уже определяться конфигурацией границ и размерами мезо- и макроключевых участков местности [14]. В любом из предлагаемых вариантов осреднения полученные в скользящем окне или на ключевом участке средние значения скорости и затухания электромагнитных волн используются для вычисления средних значений L_{ob} по уравнениям (1) и (2). Эти значения, как показал ранее сделанный сравнительный анализ вероятностных распределений геолого-геофизических характеристик, будут не только близки к лабораторным данным объёмной льдистости, но и, что самое главное, точно воспроизведут обобщённую картину относительной изменчивости этой важнейшей характеристики криогенных систем на территории Центрально-Якутской низменности.

Предложенный путь количественной оценки объёмной льдистости мёрзлых грунтов в настоящее время не может быть реализован в производственных масштабах без применения автоматизированных георадарных систем с быстрым сбором и переработкой огромного объёма многоразовых измерений сигналов георадиолокации в окрестности точек сети геолого-геофизических наблюдений. Такие системы, пока не существующие, уже в полевых условиях должны давать информацию о скорости распространения и удельного затухания электромагнитных волн и возможность построения по ним карт и графиков объёмной льдистости мёрзлых грунтов слоя годового теплооборота.

Заключение

Экспериментальные исследования, выполненные методом дискретной георадиолокации на Центрально-Якутской низменности, позволили установить статистически значимое влияние средней объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов слоя годового теплооборота на средние значения скорости и затухания электромагнитных волн в этом слое. Такое влияние имеет нелинейный характер и адекватно описывается методом взвешенных наименьших квадратов. Особенность зависимости заключается в резком спаде чувствительности скорости и затухания волн при переходе дисперсных грунтов в область их сильно льдистых разностей с объёмной льдистостью более 60%. При этом затухание волн сильнее реагирует на изменение объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов. Такая особенность делает эту радиофизическую характеристику более предпочтительной, чем скорость, при количественной оценке объёмной льдистости.

По средним достоверным значениям скорости и затухания электромагнитных волн, получаемых по новой методике многоразовых измерений сигналов георадиолокации в окрестности точек сети геолого-геофизических наблюдений, по уравнению логистической функции можно вычислить средние значения объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов с абсолютной погрешностью 7-11%. Несмотря на такую немаленькую погрешность, картина вероятностного распределения средних значений объёмной льдистости по данным георадиолокации на площади Центрально-Якутской низменности в главных тенденциях полностью идентична лабораторным данным. Благодаря этому регрессионные уравнения логистической функции рекомендуется использовать в производственных целях для расчёта по скорости и затуханию электромагнитных волн фоновых значений объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов в

Литература

- 1. Соловьёв П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
- ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация. М.: Национальный стандарт РФ, 2010. 56 с.
- 3. Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мёрзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 175 с.
- Калинин В.М., Якупов В.С. Региональные закономерности поведения мощности мёрзлых толщ. Якутск: изд. ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 144 с.
- Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 144 с.
- Кулаичев А.П. Методы и средства комплексного анализа данных. М.: Форум, Инфра-М, 2006. 512 с.
- ГОСТ 5180—84. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. Издание официальное. Государственный комитет СССР по делам строительства. М.: Изд-во стандартов, 1985. 18 с.
- Омельяненко А.В. Георадиолокация мёрзлых рыхлых отложений: Дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1989. 194 с.

любой части ледового комплекса Центрально-Якутской низменности. Главное в этой информации, предоставляемой в виде карт и графиков, — знание не точных абсолютных значений объёмной льдистости, а фоновых и локальных (аномальных) особенностей её относительной изменчивости в природных условиях или на застраиваемых территориях.

Отметим ещё один практический аспект выполненных петрофизических исследований: найденные в пределах слоя годового теплооборота Центрально-Якутской низменности средние значения характеристик радиофизических свойств мёрзлых грунтов допускается использовать при проведении работ методом дискретной или непрерывной георадиолокации с любой георадарной техникой, правда, её антенны конструктивно должны быть настроены на центральную частоту спектра излучения—приёма электромагнитных волн 1 МГц–1 ГГц.

References

- Soloviev P.A. Kriolitozona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya. Permafrost in the Northern Part of the Lena-Amga Watershed. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959: 144 p. [In Russian].
- 2. *GOST 25100-2011. Grunty. Klassifikatsiya*. Soils. Classification. Moscow: RF National Standard, 2010: 56 p. [In Russian].
- Votyakov I.N. Fiziko-mekhanicheskie svoystva myorzlykh i ottaivayushchikh gruntov Yakutii. Physical and mechanical properties of frozen and thawing soils in Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 1975: 175 p. [In Russian].
- Kalinin V.M., Yakupov V.S. Regional'nye zakonomernosti povedeniya moshchnosti myorzlykh tolshch. Regional patterns of permafrost thickness behavior. Yakutsk, Yakutsk Scientific Center, Siberian Branch of the USSR Academy of Science, 1989: 144 p. [In Russian].
- Skryabin P.N., Varlamov S.P., Skachkov Yu.B. Mezhgodovaya izmenchivost' teplovogo rezhima gruntov rayona Yakutska. Interannual variability of the ground thermal regime in the Yakutsk area. Novosibirsk: Siberian Branch of the USSR Academy of Science, 1998: 144 p. [In Russian].
- 6. *Kulaichev A.P. Metody i sredstva kompleksnogo analiza dannykh*. Methods and tools for integrated data analysis. Moscow: FORUM, INFRA-M Publ., 2006: 512 p. [In Russian].
- GOST 5180-84. Grunty. Metody laboratornogo opredeleniya fizicheskikh kharakteristik. Izdanie ofitsial'noe. Gosudarstvennyi komitet SSSR po delam stroitel'stva. GOST 5180-84. Soils. Laboratory methods for determining the physical characteristics. Official publication. USSR State Committee for Construction. Moscow: Standards Publishing House, 1985: 18 p. [In Russian].

- Патент 2490671 RU, МПК G01V 3/12, G01S1 3/88. Способ георадиолокации многолетнемёрзлых пород / Л.Г. Нерадовский; заяв. Л.Г. Нерадовский. № 2011125238/28; заявл. 17.06.2011; опубл. 20.08.2013. Бюл. № 23. 11 с.
- Нерадовский Л.Г. Методическое руководство по изучению многолетнемёрзлых пород методом динамической георадиолокации (Серия «Избранные труды Российской школы по проблемам науки и технологий: ежегодное издание МСНТ / Гл. ред. Н.П. Ершов). М.: Изд-во РАН, 2009. 337 с.
- 11. *Суханов Л.А.* Измерение мощности горных ледников радиолокационным методом // МГИ. 1973. Вып. 22. № 2. С. 58–64.
- 12. *Богородский В.В.* Радиозондирование льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 63 с.
- 13. Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А. Романовский Н.Н., Максимова А.Н., Чижов А.Б. Методика мерзлотной съемки. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

- Omel'yanenko A.V. Georadiolokatsiya myorzlykh rykhlykh otlozheniy. Ground probing radar for study of frozen deposits. PhD. Moscow: MSU, 1989: 194 p. [In Russian].
- Patent 2490671 RU. Patent 2490671 RU, MPK G01V 3/12, G01S1 3/88. Method for ground penetrating radar study of permafrost materials. L.G. Neradovskii; appl. L.G. Neradovskii. 2011125238/28; appl. 17.06.2011; publ. 20.08.2013, Bull. 23: 11 p. [In Russian].
- Neradovskiy L.G. Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniyu mnogoletnemyorzlykh porod metodom dinamicheskoy georadiolokatsii. Guidelines for permafrost investigation by dynamic GPR method. Moscow: Russian Academy of Sciences Press, 2009: 337 p. [In Russian].
- 11. *Suhanov L.A.* Measurements of mountain glacier thickness using the GPR method. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1973, 22 (2): 58–64. [In Russian].
- 12. *Bogorodskiy V.V. Radiozondirovanie l'da*. Radio sounding of ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 63 p. [In Russian].
- Vladov M.L., Sudakova M.S. Georadiolokatsiya. Ot fizicheskikh osnov do perspektivnykh napravleniy. Ground probing radar. From physical principles to promising directions. Moscow: GEOS Publ., 2017: 240 p. [In Russian].
- Kudryavtsev V.A., Garagulya L.S., Kondratieva K.A., Romanovskiy N.N., Maksimova A.N., Chizhov A.B. Metodika merzlotnoy s'emki. Methods of permafrost survey. Moscow: MSU Press, 1979: 358 p. [In Russian].

УДК 551.345:544.02

Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь

© 2019 г. Н.А. Буданцева*, Ю.К. Васильчук

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия *nadin.budanceva@mail.ru

Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town

N.A. Budantseva*, Yu.K. Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia *nadin.budanceva@mail.ru

Received March 4, 2018 / Revised September 16, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: deuterium excess, Eastern Chukotka, Holocene, hydrogen and oxygen isotopes, ice wedges, peatland, radiocarbon age, reconstruction of paleotemperature, winter air temperature.

Summary

The object of research is syncryogenic Holocene strata on the coast of the Onemen Bay, 2 km from the town of Anadyr. In July 2017, the outcrop of the first marine terrace uncovered by strong storms was examined. The stratigraphy of the outcrop was represented mainly by sandy loam (5–7 m thick) covered by peat (1–1.5 m) and underlain by sand. Numer-ous ice wedges were opened in the upper part of this outcrop. Along with that another outcropping of transect of a lakemarsh basin represented by a peat bog of 2-2.5 m thick underlain by sandy loam was also investigated. Ice wedges occur below the polygonal trenches. The present-day narrow ice wedges were found in the upper part of the peat bog. Two representative fragments of both the above outcrops were thoroughly examined. Radiocarbon dating had shown that accumulation of peat on surface of the first marine terrace started in early Holocene (about 8 ka BP). Accumulation of peatland within the lake-marsh basin was also dated to the beginning of the Holocene (about 9 ka BP). In the middle of the Holocene, it was most likely interrupted as a result of thermokarst processes and bogging of the surface. Formation of peatlands in Chukotka during the Holocene is known to be accompanied by active growth of the ice wedges inside them, so the age of the wedges studied by us was estimated as the beginning of the Holocene. The analysis of stable oxygen and hydrogen isotopes in the Holocene and the modern ice wedges had allowed establishing mainly the atmospheric type of moisture feeding of the wedges (due to melted snow) and lack of noticeable isotope fractionation during the ice formation. It has been found that δ^{18} O and δ^{2} H values in the Holocene ice wedges were lower than in the modern wedges and snow by an average 2-3 and 7-12 ‰, respectively. Paleotemperature reconstructions performed on the basis of isotopeoxygen data showed that the air temperature of the coldest winter month in the first half of the Holocene in the Onemen Bay area was lower than the present-day ones by an average 2–3 °C, which is in a good agreement with the trend of rising winter temperatures throughout the Chukotka Peninsula, as well as in other areas of Eastern Siberia and Alaska.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town. Led i Sneg. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 93–102. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-93-102.

Поступила 4 марта 2018 г. / После доработки 16 сентября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: Восточная Чукотка, голоцен, дейтериевый эксцесс, зимняя температура воздуха, изотопы водорода и кислорода, палеотемпературные реконструкции, повторно-жильный лёд, радиоуглеродный возраст, торфяник.

Объект исследований – синкриогенные голоценовые толщи на побережье залива Онемен, в 2 км от г. Анадырь. Изучены повторно-жильные льды, вскрытые в двух фрагментах обнажения первой морской террасы. При радиоуглеродном датировании вмещающего торфа установлено, что жилы начали активно формироваться в раннем голоцене (около 9–8 тыс. лет назад). Согласно палеотемпературным реконструкциям на основе изотопно-кислородных данных, температура воздуха самого холодного зимнего месяца в первой половине голоцена в районе залива Онемен была ниже современной на 2–3 °С.

Введение

Повторно-жильные льды — надёжный архив зимних палеоклиматических условий. Реконструкции зимних температур воздуха на основе данных изотопно-кислородного анализа повторно-жильных льдов проведены практически для всей территории Сибири [1–5]. Тем не менее, для Чукотки, наиболее восточного региона Российской Арктики, информация о зимних температурах воздуха в голоцене пока недостаточна. Значительная часть палеоклиматических реконструкций для Чукотки основана на спорово-пыльцевых данных и относится к летним периодам [6, 7]. Незначительный объём изотопно-кислородных данных получен по голоценовым повторно-жильным льдам центральной и северной Чукотки, а также ближайших островов -Врангеля и Айон [1, 8–11]. Установлено, что значения δ^{18} О в жилах голоценового возраста более низкие, чем в современных жилках, возраст которых не более 100-120 лет. Кроме того, жилы в континентальных районах Чукотки имеют значения $\delta^{18}O$ заметно ниже, чем в прибрежных районах, что указывает на их формирование в условиях более низких зимних температур. Возрастная привязка ледяных жил основана на единичных радиоуглеродных датировках вмещающих отложений, которые, как правило, позволяют лишь приблизительно оценить время формирования жил. Поэтому привязка полученных изотопно-кислородных данных также носит ограниченный характер и не всегда позволяет проследить вариации изотопных характеристик и зимних палеотемператур в течение голоцена. В последнее время наиболее детальные исследования нескольких генераций повторно-жильных льдов проведены Г. Швамборном с соавторами [4, 5] в районе оз. Эльгыгытгын в центральной части Чукотки; они показали региональное повышение зимних температур около 9 тыс. л.н. (раннеголоценовый максимум) и около 4 тыс. л.н.

Задачи настоящей работы — изучить вариации значений δ^{18} О и δ^{2} Н в сингенетических повторно-жильных льдах голоценового и современного возраста на востоке Чукотки, на побережье залива Онемен в районе г. Анадырь, установить возраст изотопных диаграмм на основе детального радиоуглеродного датирования (¹⁴C) вмещающих отложений, выявить особенности соотношения δ^{2} H— δ^{18} O во льду исследованных жил и современного снега. Авторы выполнили реконструкцию зимних температур воздуха в голоцене и сопоставили их с современными температурами в районе исследований и в смежных областях.

Местоположение района исследований

В июле 2017 г. на побережье зал. Онемен, в 2 км от г. Анадырь, авторами были исследованы повторно-жильные льды, вскрытые в двух фрагментах обнажения первой морской террасы, размытого в результате сильных штормов в ноябре 2016 г. В обнажении первой морской террасы высотой около 5–7 м вскрыт торф мощностью около 1,5 м,

подстилаемый супесью мощностью до 2 м. В основании разреза залегает мелкий и средний серовато-жёлтый, горизонтально-слоистый песок. На поверхности торфа отмечены полигоны размером 8 × 12 м. Вертикально-слоистые ледяные жилы залегают преимущественно в супеси, головы жил находятся в перекрывающем торфе. Лёд жил серый и желтовато-серый, вертикально-слоистый. Когда жилы вскрыты фронтально, лёд жил серовато-молочно-белый с большим количеством воздушных включений. Исследовано обнажение разреза озёрно-болотной котловины, сниженной на 5-6 м по отношению к предыдущему элементу первой морской террасы. Обнажение высотой 3-3.5 м вскрывает с поверхности торфяник мощностью 2-2,5 м, сложенный тёмно-коричневым горизонтальнослоистым торфом. Торф подстилается супесью – серой, мёрзлой, с мелкослоистой и мелкосетчатой криотекстурой. Под полигональными канавками вскрываются ледяные жилы, ширина которых во фронтальном разрезе составляет 0,4-1 м. Лёд жил желтовато-серый, пузырчатый. Для детальных исследований выбраны два фрагмента с наиболее полным вскрытием ледяных жил: фрагмент обнажения верхней части первой морской террасы и обнажение вкладки торфяника.

Повторно-жильный лёд в первом фрагменте (ПЖЛ № 1) расположен под межполигональной канавкой на глубине около 2 м от уровня выпуклого полигона, ширина жилы в верхней части около 0,9 м, вскрытая вертикальная мощность – около 1,5 м. ПЖЛ № 2 шириной в верхней части около 1 м залегал в супеси под торфяником. В центральной части в ПЖЛ № 2 внедряются жилки шириной около 5 см, сложенные льдом, торфом и супесью. Кровля супеси заметно изгибается вверх на контактах с жилой, что может указывать на выдавливание супеси по мере роста жилы. Под морозобойной трещиной в торфе залегает современная ледяная жилка, проникающая в подстилающую торф супесь.

Методы полевых и лабораторных исследований

Отбор образцов повторно-жильного льда и торфа. Лёд жил из двух фрагментов отобран для определения вариаций стабильных изотопов кислорода и водорода. ПЖЛ № 1 лучше был вскрыт по вертикали, поэтому из неё отобраны образцы



Рис. 1. Радиоуглеродный возраст (число лет) торфа, перекрывающего ПЖЛ № 1 в обнажении первой морской террасы (*a*) и ПЖЛ № 2 в обнажении торфяника (δ), AMS-радиоуглеродный возраст (число лет) микровключений органики из повторно-жильных льдов в торфянике и схема отбора образцов льда для анализа стабильных изотопов вдоль вертикальных профилей 1–3 из ПЖЛ № 1 и вдоль горизонтального профиля из ПЖЛ № 2; *e* – см. текст **Fig. 1.** Radiocarbon ages (years) of peat enclosing ice wedges in the first marine terrace outcrop (*a*) and in the peat-land (δ), AMS-radiocarbon ages (years) of organic microinclusions in the ice wedges from the peatland and scheme of ice wedge sampling for stable isotope analysis along vertical profiles 1–3 from ice wedge № 1 and along horizontal profile from ice wedge № 2; *e* – see text

вдоль трёх вертикальных профилей (рис. 1, *a*). ПЖЛ № 2 лучше был вскрыт преимущественно в верхней части, поэтому из него выполнен отбор образцов льда вдоль горизонтального профиля на глубине 0,2 м от кровли жилы. Также отобран образец льда из современной жилки (см. рис. 1, δ). Для радиоуглеродного датирования и определения возраста вмещающих отложений отобраны два образцов торфа, перекрывающего ПЖЛ № 1 и девять образцов торфа из торфяника, вмещающего ПЖЛ № 2. Также взяты образцы льда из двух жил в торфянике для определения возраста ледяных жил по микровключениям органики.

Определения изотопного состава и радиоуглеродного возраста. Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на массспектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, SLAP, собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши (δ^{18} O = -15,60 %, δ^{2} H = -110,0 %). Погрешность определений составила ±0,6 ‰ для δ^2 Н и ±0,1 ‰ для δ^{18} О. Радиоуглеродное датирование торфа выполнено в Институте материальной культуры, Санкт-Петербург. В лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (Москва) и Центра изотопных исследований Университета Джорджии (США) были выполнены радиоуглеродные определения возраста микровключений органики изо льда жил с применением ускорительной масс-спектрометрии (AMS).

Применение стабильных изотопов кислорода для палеотемпературных интерпретаций

Впервые уравнение, связывающее изотопно-кислородный состав повторно-жильного льда и зимние температуры воздуха, было получено Ю.К. Васильчуком [12]. До этого при палеотемпературной интерпретации изотопно-кислородного состава ледяных жил [13, 14] использовалось уравнение В. Дансгора [15], которое основано на сопоставлении среднегодовых температур воздуха и среднегодовых значений δ^{18} О и δ^{2} Н в атмосферных осадках. Однако, учитывая, что основной источник питания ледяных жил - вода тающего снега, высказано предположение [12], что более корректно сопоставлять зимние температуры с величинами δ^{18} О в жилах, так как осадки тёплого сезона практически не участвуют в питании повторно-жильных льдов. Эта позиция была изложена В. Дансгору в докладе во время летней школы в Роскильде (Дания) [16]; позже он согласился, что это правильнее, так как морозобойные трещины формируются зимой, заполняются частично снегом, а окончательно — талой снеговой водой из всей накопившейся над морозобойной трещиной годовой толщи снега.

Результаты исследований изотопно-кислородного состава современных ледяных жил в разных районах криолитозоны России, выполненные в течение последних более чем 25 лет, подтвердили наличие хорошей корреляции со среднезимней температурой воздуха. М. Фукуда с соавторами [17] показали, что жилкам с изотопно-кислородным составом -21 ÷ -23 ‰ соответствует среднезимняя температура $-23 \div -24$ °С. По данным В.И. Николаева и Д.В. Михалева [18], жилке со значением $\delta^{18}O = -18,5$ % соответствует среднезимняя температура воздуха -19 °C, жилке со значением $\delta^{18}O = -23.5 \%$ – среднезимняя температура воздуха -23 °С. По данным Х. Майера с соавторами [19], значению δ^{18} О в современных жилках -26 ‰ соответствовала среднезимняя температура воздуха −23 °С, значению δ¹⁸О жилки −20,8 % – среднезимняя температура воздуха -21 °С.

Коэффициент соотношения δ^{18} О в ростках современных ледяных жил (δ^{18} О_{пжл}) со среднезимней температурой воздуха, согласно расчётам Х. Майера, выполненным в 2003 г., составил 1,02 [20]. Ю.К. Васильчук в 1989 г. на основании опробования современных ледяных жил из разных районов криолитозоны России получил коэффициент в современных жильных ростках со среднезимней температурой воздуха $T_{ср.зим}$ равный 1,0. Коэффициент соотношения δ^{18} О в ростках современных ледяных жил со среднеянварской температурой воздуха $T_{ср.янв}$ составил 1,5. Эти зависимости выражаются следующими уравнениями:

$$T_{\rm cp.3MM} = \delta^{18} O_{\rm IIKI}(\pm 2 \,^{\circ}C); \tag{1}$$

 $T_{\rm cp, shB} = 1,5\delta^{18}O_{\rm ITKT}(\pm 3 \,^{\rm o}{\rm C}).$ (2)

Такое схождение объясняется хорошей статистической представительностью подборки данных, полученных по жилам из разных регионов криолитозоны России, и отсутствием значимых побочных факторов – фракционирования, сублимации или заметного участия вод иного генезиса при образовании повторно-жильных льдов.

Сравнение соотношения $\delta^2 H - \delta^{18} O$ во льду исследованных жил и в современном снеге позволяет оценить процессы фракционирования и изменения первичного изотопного состава снега до поТаблица 1. Радиоуглеродные датировки (¹⁴С) торфа в отложениях первой морской террасы на побережье зал. Онемен и микровключений органики в повторножильных льдах, район г. Анадырь

Номер	Лабораторный	Глубина	¹⁴ С-датировка,		
образца	номер образца	отбора, м	лет назад		
Обнаж	сение первой террс	ісы (фрагме	нт № 1)		
YuV-17An/57	Ле-11644	0,8	$8180 {\pm} 100$		
YuV-17An/27	Ле-11631	0,1	Современный		
Обна	ажение торфяника	а (фрагменп	ı № 2)		
YuV-17An/43	Ле-11640	0,1	1200 ± 50		
YuV-17An/42	Ле-11639	0,2	1580±50		
YuV-17An/41	Ле-11638	0,4	2820±100		
YuV-17An/40	Ле-11637	0,6	9630±130		
YuV-17An/38	Ле-11636	1,3	9400±230		
YuV-17An/37	Ле-11635	1,7	9700±150		
YuV-17An/34	Ле-11634	1,8	8900±120		
YuV-17An/46	Ле-11643	1,7	4140±80		
YuV-17An/45	Ле-11642	1,1	2390±30		
ПЖЛ (фрагмент № 2)					
YuV-17An/58	IGAN _{AMS} -6441	1,7	6150 ± 30		
YuV-17An/66	IGAN _{AMS} -6443	2,1	9290±30		

падания его в морозобойную трещину или в процессе замерзания в ней на основе сопоставления с глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ), предложенной Х. Крейгом для атмосферных осадков и имеющей наклон линии соотношения $\delta^2 H - \delta^{18} O$ равный восьми. Как правило, наклон этой линии ниже восьми указывает на изотопное фракционирование, которому подвергался снег, или участие вод не атмосферного происхождения (паводковых, озёрно-болотных) в формировании жильного льда, что создаёт ограничения в использовании значений $\delta^{18}O$ для палеотемпературных реконструкций.

Результаты

Радиоуглеродный возраст вмещающего торфа и микровключений органики в жильном льду. Торф, перекрывающий жилу в обнажении морской террасы, в нижней части датирован возрастом 8180 лет. Поверхностный торф имеет современный возраст (см. рис. 1, *a*). По торфу, вмещающему жилу № 2, получена серия датировок от 8900 до 1200 лет (табл. 1). В нижней части торфяника отмечены возрастные инверсии — над датировкой 8900 лет получены датировки 9700 и 9400 лет (см. рис. 1, δ); скорее всего, здесь происходило переотложение торфа. По торфяной жиле, расположенной рядом с ледяной жилой, получена дати-



ровка 4140 лет, для торфа из грунтово-торфяной жилы, внедряющейся в ледяную жилу, получена датировка 2390 лет (см. рис. 1, *б*). Микровключения органики изо льда ПЖЛ № 2 и из небольшого фрагмента ПЖЛ, вскрытого под торфяником в 30 м от ПЖЛ № 2 (см. рис. 1, *в*), датированы в 6150 и 9290 лет соответственно. Эти датировки подтвердили наше предположение о сингенетическом формировании повторно-жильных льдов.

Наличие торфяной и торфяно-грунтовой жил указывает на субаквальное протаивание ледяных жил в результате формирования озера на поверхности торфяника. В дальнейшем озеро, по-видимому, стало заболачиваться, в нём возобновилась аккумуляция торфа, а потом, после осушения поверхности, началось промерзание и формирование ледяных жил. На основании полученных радиоуглеродных датировок из вмещающего торфяника и изо льда жил время образования исследованных ледяных жил определяется первой половиной голоцена. Их возраст, вероятно, старше 8000 лет, при этом ПЖЛ № 2 кратковременно возобновлял свой рост во второй половине голоцена.

Изотопный состав повторно-жильных льдов. Соотношение $\delta^2 H - \delta^{18} O$ во льду исследованных жил и в современном снеге позволяет оценить процессы фракционирования и изменения первичного изотопного состава снега до его попадания в морозобойную трещину или в процессе замерзания в ней на основе сопоставления с ГЛМВ, предложенной Х. Крейгом для атмосферных осадков. Наклон линии соотношения $\delta^2 H - \delta^{18} O$ во льду голоценовых ледяных жил составляет 7,8, во льду современной жилки и в снеге, отобранном на склоне горы Михаила на побережье зал. Онемен, – 7,4, что близко к наклону ГЛМВ (рис. 2). Рис. 2. Соотношение δ²H-δ¹⁸О во льду ПЖЛ № 1 и № 2 (*1*) в обнажении первой морской террасы и торфяника, во льду современной жилки и снеге (*2*) на побережье залива Оне-135 т мен в районе г. Анадырь; *3* – глобальная линия метеорных вод

Fig. 2. δ²H−δ¹⁸O relation in the ice wedges № 1 and № 2 (1) in the first marine terrace and peat-land outcrops, in the modern ice wedge and snow (2) on the Onemen Bay coast near Anadyr' town; 3 – global meteoric water line

Эти данные показывают, что современный снег, а также снег, формировавший ледяные жилы в голоцене, почти не подвергались изотопному фракционированию и поэтому значения δ^{18} О можно применять для палеотемпературных реконструкций.

Во льду ПЖЛ № 1 вариации значений δ^{18} O составили 1,5 ‰ – от –17,9 до –19,4 ‰, вариации значений δ^2 H не превысили 15 ‰ – от –134,2 до –147,1 ‰ (табл. 2). Распределение значений δ^{18} O вдоль трёх вертикальных профилей показывает чёткую тенденцию утяжеления изотопного состава снизу вверх (рис. 3, *a*), особенно вдоль профиля 2 в центральной части жилы (на 1,5 ‰). Во льду ПЖЛ № 2 в торфянике получен более узкий диапазон вариаций изотопных значений: 1,4 ‰ для δ^{18} O – от –17,3 до –18,7 ‰ и около 8 ‰ для δ^{2} H – от –129 до –136,8 ‰; наиболее высокие значения отмечены в центральной части жилы (см. рис. 3, *б*). Лёд современной жилки из торфяника имел значение δ^{18} O равное –15,8 ‰ и δ^{2} H равное –122 ‰.

Значения дейтериевого эксцесса d_{exc} во льду голоценовых жил варьируют от 6,1 до 14,1 ‰, в современной жилке и в снеге значения d_{exc} в целом ниже и изменяются от 1,5 до 7,8 ‰ (см. табл. 2). Возможно, современный снежный покров формируется при большем участии локальных влагонесущих воздушных масс, в то время как в образовании ледяных жил в голоцене участвовал снег как из локальных, так и из отдалённых источников влаги.

Для наших исследований мы использовали также данные, полученные Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук в 1987 г. Тогда в районе г. Анадырь в торфянике в отложениях первой морской террасы была изучена ледяная жила. Вертикальная мощность жилы — около 3 м, основная её часть залегает в торфе, нижняя часть жилы находится в подстила-

Номер	Число		$\delta^{18}O,\%$		δ ² H, ‰		d _{exc} , %0			
ключевого участка	образцов	min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max
		П	ЖЛ голоцен	ювого возр	pacma					
YuV-17An ПЖЛ № 1	20	-19,37	-18,48	-17,93	-147,1	-139,4	-134,2	6,1	8,5	12,5
YuV-17An ПЖЛ № 2	7	-18,67	-18,03	-17,34	-136,8	-133,2	-129,0	7,8	11,1	14,1
339-YuV, 347-YuV	8	-17,3	-16,9	-16,6	—	—	—	—	-	_
		Со	временные	ледяные ж	силки					
YuV-17An	1	-	-15,8	_	-	-122,0	-	—	4,4	—
339-YuV, 347-YuV	2	-16,4	-16,1	-15,8	-	_	_	—	-	_
Современный снег*										
V-K-S-98	6	-18,17	-17,36	-16,49	-142,2	-133,7	-130,2	1,5	5,2	7,8

Таблица 2. Значения δ^{18} O, δ^{2} H и d_{exc} во льду голоценовых и современных жил в обнажениях первой морской террасы, а также современном снеге, побережье зал. Онемен, район г. Анадырь

*Изотопные определения М. Гея, Ганноверская изотопная лаборатория геологической службы Нижней Саксонии, Нидерланды. Прочерки – отсутствие данных.



Рис. 3. Распределение значений δ^{18} О во льду ПЖЛ № 1 вдоль вертикальных профилей 1-3 (*a*) и во льду ПЖЛ № 2 вдоль горизонтального профиля (δ)

Fig. 3. δ^{18} O profiles in the ice wedge $\mathbb{N}_{\mathbb{P}}$ 1 along vertical profiles 1-3 (*a*) and in the ice wedge $\mathbb{N}_{\mathbb{P}}$ 2 along horizontal profile (δ)

ющем торф песке. В верхней части разреза в перекрывающей торф супеси залегают современные узкие ледяные жилки (рис. 4). В основании торфяника по торфу получены радиоуглеродные датировки 9080 и 9130 лет, что указывает на начало аккумуляция торфа и роста жилы в раннем голоцене. Вариации значений δ^{18} О во льду жилы составили от -16,6 до -17,3 %, во льду современной жилки -15,8 и -16,4 % (см. рис. 4, табл. 2).

Реконструкция зимних температур воздуха в первой половине голоцена и их сопоставление с современными температурами на востоке Чукотки

Вариации значений δ^{18} О во льду исследованных голоценовых жил не превышали 3 ‰ в диапазоне –16,6 до –19,4 ‰. Более низкие значения получены во льду ПЖЛ № 1 в отложениях первой морской террасы (от –17,9 до –19,4 ‰), более высокие – в ПЖЛ № 2 из торфяников (от –16,6 до –18,7 ‰). Применяя зависимости (1) и (2),

можно сделать вывод, что в районе г. Анадырь в первой половине голоцена среднезимняя температура воздуха варьировала в диапазоне от -19 до -17 °C, средняя температура воздуха наиболее холодного зимнего месяца (января или февраля) изменялась от -29 до -25 °C. При этом можно предположить незначительный положительный тренд зимних температур от начала к середине голоцена. Небольшой диапазон вариаций температур показывает стабильность зимних климатических условий в данный период. Современные жилки в исследованных нами торфяниках характеризуются значениями δ^{18} О около -16 ‰, что, при пересчёте по уравнению (2), даёт значение среднеянварской температуры около -24 °C. Это указывает на явное улучшение зимних климатических условий в течение последних 100 лет.

Вместе с тем отметим, что, несмотря на более низкие температуры зимнего периода в начале голоцена, летние условия были заметно более тёплыми и влажными по сравнению с современными. Это способствовало активизации термокарстовых процессов, формированию озёр и



Рис. 4. Строение разреза с повторно-жильным льдом в обнажении торфяника, исследованного в районе г. Анадырь в 1987 г.

Радиоуглеродный возраст торфа (число лет) и схема отбора образцов льда для анализа стабильных изотопов (a), распределение значений δ^{18} О во льду жилы (δ)

Fig. 4. Stratigraphy of peatland outcrop with ice wedges studied in 1987 near Anadyr' town. Radiocarbon ages (years) of peat enclosing ice wedge and scheme of ice wedge sampling for stable isotope analysis (*a*), δ^{18} O profile in the ice wedge (δ)

болот в ядрах полигонов повторно-жильных льдов и широкому распространению торфяников, которые ввиду теплофизических свойств торфа зимой были участками наиболее интенсивного формирования повторно-жильных льдов. На территории Северо-Восточной Сибири торфяники формировались в основном на поймах, первых надпойменных террасах [22]. На севере Колымской низменности, в зоне кустарниковой травянистой тундры, в обнажении аласного комплекса торфяники мощностью 4 м перекрываются и подстилаются озёрными суглинками и содержат мощные повторно-жильные льды, рассекающие всю толщу торфа и уходящие в подстилающие отложения. Согласно радиоуглеродным датировкам (интервал 9,5-8 тыс. лет назад) остатков высокоствольных берёз, крупных кустов ольховника и ивы, обнаруженным в голоценовых осадках Колымской низменности, островов Новосибирского архипелага и Северной Чукотки, в начале голоцена лесная растительность произрастала гораздо севернее их современного ареала [22]. На востоке Чукотке торфяники часто залегают в виде линз и

горизонтов мощностью 0,5—3 м, перекрывающих отложения низких аллювиальных и морских террас, пойм и лайд или находятся в последних в виде линз. Начало их формирования также датируется ранним голоценом. Так, в районе пос. Лорино, в долине р. Лорэн по торфянику получена датировка 8525 лет, в береговом обрыве в долине р. Утаап основание торфяника датировано в 8820 лет [23].

В настоящее время отмечается существенная изменчивость зимних температур воздуха в районе исследований. По данным метеостанции Анадырь, в период 1965–2015 гг. средняя температура января варьировала от -10 до -29 °C, составляя в среднем за данный период -22 °C; по данным метеостанции Уэлен, вариации среднеянварской температуры составили от -9,8 до -26,8 °C [24]. Таким образом, тренд повышения среднеянварской температуры воздуха от первой половины голоцена до настоящего времени (последнего столетия) в районе исследований составил в среднем 2-4 °C.

Наши изотопно-кислородные данные по голоценовым ледяным жилам в районе г. Анадырь хорошо согласуются с ранее полученными данными по другим районам Чукотки. Наиболее низкие значения δ^{18} О характерны для голоценовых ледяных жил, исследованных в отложениях террасы на оз. Эльгыгытгын (от -22,4 до -23,5 ‰), на островах Айон и Врангеля (около -22 ‰), а также в долинах рек Амгуэма и Майн (около -20 ‰). В прибрежных районах значения δ^{18} О в голоценовых лениях повторно-жильных льдах в среднем на 4-6 ‰ выше: в районе оз. Коолень, пос. Лаврентия и Лорино они варьируют от -14 до -16,5 ‰ (табл. 3).

Применяя зависимость (2), мы реконструировали среднезимние и среднеянварские температуры воздуха на Чукотском полуострове для первой половины голоцена (см. табл. 3). Показано, что в континентальных районах среднезимняя температура воздуха составляла $-20 \div -24$ °C, в то время как в восточных прибрежных районах она варьировала от -17 °С в районе зал. Онемен (г. Анадырь, пос. Лорино и оз. Коолень) до -14 °C в районе пос. Лаврентия. Близкое соотношение отмечено и в современных ледяных жилах: наиболее низкие значения δ^{18} О (-20,4 %) зафиксированы в жилках континентальных районов (оз. Эльгыгытгын), а также на островах Айон и Врангеля (-20 %), в то время как в районе пос. Лорино и оз. Коолень получены значения δ¹⁸О −13 и −14,7 ‰. Отметим, что значения δ^{18} О в современных ледяных жилках хоро-

D		Голоцен		XX — начало XXI в.			
Район исследовании	δ^{18} O, ‰	<i>T</i> _{ср.зим} , °С	$T_{\rm ср.янв}$, °С	δ^{18} O, ‰	<i>T</i> _{ср.зим} , °С	$T_{\rm ср.янв}$, °С	
О. Айон [1]	-21,6	-22	-31	-20	-20	-29	
О. Врангеля [21]	-21,5	-22	-33	-20	-17	-25	
Р. Амгуэма [8, 9]	-20,0	-20	-30	-19	-19	-29	
Оз. Эльгыгытгын (нижний ярус) [4, 5]	-23,5	-24	-35	-20,4	-18	-27	
Оз. Эльгыгытгын (верхний ярус) [4, 5]	-22,4	-22	-30	-20.4	-18	-27	
Оз. Коолень [1]	-16,5	-17	-24	-14,7	-15	-22,5	
Пос. Лаврентия [25]	-14	-14	-21	_	_	—	
Пос. Лорино [25]	-16,5	-17	-24	-13	-13	-19,5	
Г. Анадырь	-17	-17	-26	-16	-15	-21	

Таблица 3. Значения δ^{18} О в голоценовых и современных жилах Чукотки, реконструированные для периода 10–5 тыс. лет назад, и современные среднезимние $T_{\rm ср.зим}$ и среднеянварские $T_{\rm ср.янв}$ температуры воздуха*

*Прочерки – отсутствие данных.

шо коррелируют с зимними температурами воздуха, фиксируемыми по метеостанциям в данном регионе (Анадырь, Уэлен, Эгвекинот, Амгуэма). Анализ метеоданных по этим станциям за период 1965-2015 гг. показал, что прибрежные районы Восточной Чукотки характеризуются более высокими среднеянварскими температурами воздуха и более широким диапазоном их вариаций по сравнению с континентальными и северными районами п-ова Чукотка, где преобладают более суровые и стабильные температуры воздуха зимой. Сопоставление изолиний современных и голоценовых среднеянварских температур воздуха показывает явное смещение современных изотерм более высоких температур в глубь полуострова по сравнению с голоценовыми и устойчивое повышение значений температур на всех станциях в среднем на 2-4 °С.

Тренд повышения значений изотопно-кислородного состава во льду голоценовых и современных ледяных жил, установленный нами для района г. Анадырь и сопоставимый в целом со всей территорией Чукотки, отмечен и во многих районах восточного сектора Российской Арктики, а также Аляски и Северного Юкона. Так, изотопно-кислородная запись с высоким разрешением по сингенетической голоценовой ледяной жиле в дельте р. Лена отражает стабильный положительный тренд значений δ^{18} О за последние 7 тыс. лет от -26,5 до -24 ‰, что указывает на тренд повышения зимних температур воздуха, особенно заметный во второй половине голоцена.

Наиболее выраженный положительный сдвиг значений δ^{18} O (до $-22 \%_0$) отмечен для периода 1965—2015 гг. [2]. По голоценовым ледяным жилам в районах Барроу и Прудо Бэй на севере Аляски средние значения δ^{18} O составили $-21,3 \%_0$ и -23,4%, повторно-жильные льды средне- и позднеголоценового возраста в районе Олд Кроу, Северный Юкон, характеризуются значениями δ^{18} О от -24 до -27% [26]. Молодые ледяные жилы на севере Аляски имеют заметно более высокие значения δ^{18} О: -17,4% и -16,6% (Барроу и Прудо Бэй соответственно). Такой заметный сдвиг в сторону более высоких значений изотопного состава большинство исследователей объясняет устойчивым повышением зимних температур воздуха на протяжении всего голоцена и особенно в течение последнего столетия (антропоцена).

Выводы

Формирование сингенетических повторножильных льдов в пределах торфяников на побережье зал. Онемен на востоке Чукотки происходило в начале голоцена – около 9–6 тыс. лет назад. Вариации δ^{18} О в голоценовых жилах не превышали 3 ‰ и составили от –16,6 до –19,4 ‰; значения δ^{2} Н варьировали от –129 до –147,1 ‰, d_{exc} – от 6,1 до 14,1 ‰. В современных ледяных жилках в районе г. Анадырь значения δ^{18} О составили –15,8 ÷ –16,6 ‰, δ^{2} Н – –122 ‰, d_{exc} – 4,4 ‰. В первую половину голоцена средняя температура самого холодного зимнего месяца (января или февраля) была ниже современной в среднем на 2–3 °С и варьировала от –25 до –29 °С.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00793 и № 18-05-60272 Арктика — интерпретация результатов) и РНФ (проект № 14-27-00083-П — изотопные определения) с использованием масс-спектрометрического

оборудования, приобретённого на средства Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова. Авторы благодарны А.К. Васильчук за участие в полевых исследованиях.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grants

Литература

- 1. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. Т. 1. М.: изд. отдела теоретических проблем РАН–МГУ, 1992. 420 с.
- Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. № 8. P. 122–125.
- P. 122–125.
 3. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. № 3. P. 199–209.
- Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytgyn Crater, Arctic Siberia // Boreas. 2008. V. 37. № 1. P. 55–65.
 Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeis-
- Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. V. 66. P. 259–272.
- Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки / Под. ред. П.И. Каплина. М.: Наука, 1980. 295 с.
- Lozhkin A.V., Anderson P.M. Forest or no forest: implications of the vegetation record for climatic stability in Western Beringia during Oxygen Isotope Stage 3 // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2160–2181.
- Котов А.Н. Особенности криолитогенеза в зоне абляции позднеплейстоценовых ледников // История фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 249–259.
- 9. *Котов А.Н.* Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. 1998. Т. 2. № 1. С. 11–18.
- 10. Котов А.Н. Отражение климатических ритмов в морфологии рельефа и строении криолитогенных отложений долины р. Танюрер (Чукотка) // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: Чукотский филиал Северо-Восточного комплексного науч.-исслед. ин-та ДВО РАН, 1998. С. 133–153.
- 11. Королев С.В. Находка в долине р. Амгуэмы позднеплейстоценового глетчерного льда (Северная Чукотка) // ДАН. 1993. Т. 329. № 2. С. 195–198.

№ 17-05-00793 and № 18-05-60272 Arctic – results interpretation) and Russian Scientific Foundation (grant № 14-27-00083-P – stable isotope analysis) with use of mass-spectrometer obtained within the Development program of Lomonosov Moscow State University. The authors are grateful A.C. Vasilchuk for her participation in field research.

References

- Vasil'chuk Yu.K. Izotopno-kislorodny sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy). Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions). In 2 volums. V. 1. Moscow, Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, Moscow (in Russian). 1992: 420 p. [In Russian].
- 2. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene. Nature Geoscience. 2015, 8: 122–125.
- Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. Permafrost and Periglacial Processes. 2018, 29 (3): 199–209.
- 4. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytgyn Crater, Arctic Siberia. Boreas. 2008, 37 (1): 55–65.
- Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia. Quaternary Research. 2006, 66: 259–272.
- Noveyshie otlozheniya i paleogeografiya pleystotsena Chukotki. The newest sediments and paleogeography of Pleistocene in Chukotka. Ed. P.A. Kaplin. Moscow: Nauka, 1980: 295 p. [In Russian].
- Lozhkin A.V., Anderson P.M. Forest or no forest: implications of the vegetation record for climatic stability in Western Beringia during Oxygen Isotope Stage 3. Quaternary Science Reviews. 2011, 30: 2160–2181.
 Kotov A.N. The fatures of cryolithogenesis in the ab-
- Kotov A.N. The fatures of cryolithogenesis in the ablation zone of Late Pleistocene glaciers. *Istoriya fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike*. The history of base research of Earth cryosphere in the Arctic and Sub-Arctic. Novosibirsk: Nauka, 1997: 249–259. [In Russian].
- Kotov A.N. Alas and ice-wedge ice complex of the deposits of north-western Chukotka (Eastern-Siberian sea coast). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1998, 2 (1): 11–18. [In Russian].
- 10. Kotov A.N. Reflection of climatic rhythms in the relief morphology and in structure of permafrost valley deposits of the Tanyurer River (Chukotka). Izmenenie prirodnoy sredy Beringii v chetvertichny period. Environmental Changes in Beringia During the Quaternary. Magadan: Chukotka branch of North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,1998: 133–153 [In Russian].
- 11. *Korolyov S.Yu.* The find of late Pleistocene glacial ice in the valley of the Amguema river (Northern Chukotka).

- Васильчук Ю.К. Корреляция изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов со среднезимними и среднеянварскими температурами воздуха // Изотопы в гидросфере. Тезисы докладов 3-го Всес. симпозиума. М.: Ин-т водных проблем АН СССР, 1989. С. 82–83.
- водных проблем АН СССР, 1989. С. 82-83. 13. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data // Moscow University geology Bulletin. Published Allerton Press Inc., New York. 1984. V. 39. № 3. P. 67-80.
- 14. Vasil'chuk Yu.K., Yesikov A.D., Oprunenko Yu.F., Petrova Ye.A., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitskiy L.D. New data of stable oxygen isotopes composition in syngenetic Late Pleistocene ice wedge of the lower Kolyma River // Transactions of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections. Published by Scripta Technica, Inc. A Wiley Company. New York. 1985. V. 281. № 2. P. 91–94.
- 15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Oxygen-isotope composition dynamics of Northern Eurasia cryosphere during last 40 kyr // Summer school on isotope effects as tools in basic and environmental research. Roskilde. Denmark. June 24–28. 1995. Abstracts. Publications of University of Roskilde, 1995. P. 41–42.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // Reports of Institute of Low Temperature Science. Sapporo: Hokkaido University, 1997. P. 17–28.
- Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // Quaternary Research. 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
- Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirmieister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island. North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. V. 13. P. 91–105.
- 20. *Meyer H*. Late Quaternary climate history of Northern Siberia evidence from ground ice (Die spätquartär Klimageschichte Nordsibiriens – Ergebnisse aus Untersuchungen an Grundeis) // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2003. № 461. 112 p.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
- 22. Важенина Л.Н., Ложкин А.В. Нижнеголоценовые торфяники северо-востока Сибири // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 5. С. 74-84.
- 23. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток, 1986. 138 с.
- 24. Электронный ресурс: http://meteo.ru/data/156-temperature.
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Maslakov A.A., Chizhova Ju.N. Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges of Eastern Chukotka // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 480. Pt. 2. P. 759–763.
- 26. Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. № 297. P. 20-42.

Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 1993, 329 (2): 195–198. [In Russian].

- Vasil'chuk Yu.K. Correlation of oxygen isotope composition of ice wedges and mean winter and mean January air temperature. Isotopy v gidrosfere. Tezisy dokladov 3-go Vsesoyuznogo simpoziuma. Isotopes in hydrosphere. Proc. of 3rd all-union symposium. Moscow: Institute of Water Problems, USSR Academy of Sciences. 1989: 82–83. [In Russian].
 Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Debated problems of paleocry-
- Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data. Moscow University geology Bulletin. Published Allerton Press Inc., New York. 1984, 39 (3): 67–80.
- 14. Vasil'chuk Yu.K., Yesikov A.D., Oprunenko Yu.F., Petrova Ye.A., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitskiy L.D. New data of stable oxygen isotopes composition in syngenetic Late Pleistocene ice wedge of the lower Kolyma River. Transactions of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections. Published by Scripta Technica, Inc. A Wiley Company. New York. 1985, 281 (2): P. 91–94.
- 15. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964, 16 (4): 436–468.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Oxygen–isotope composition dynamics of Northern Eurasia cryosphere during last 40 Kyr. Summer school on isotope effects as tools in basic and environmental research. Roskilde, Denmark, June, 24–28. 1995. Abstracts. Publications of University of Roskilde, 1995: 41–42.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas. Reports of Institute of Low Temperature Science. Sapporo: Hokkaido University, 1997: 17–28.
- Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An Oxygen-Isotope Paleothermometer from Ice in Siberian Permafrost. Quaternary Research. 1995, 43 (1): 14–21.
- Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Schirmieister L., Hubberten H.W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island. North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. Permafrost and Periglacial Processes. 2002, 13: 91–105.
- Meyer H. Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice (Die spätquartär Klimageschichte Nordsibiriens – Ergebnisse aus Untersuchungen an Grundeis). Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2003, 461: 112 p.
- Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii. Principles of Isotope Geocryology and Glaciology. A comprehensive textbook. Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
- 22. Vazhenina L.N., Lozhkin A.V. Early Holocene peatlands of north-East of Siberia. Izvestiya RAN. Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series. 2013, 5: 74–84 [In Russian].
- 23. Ivanov V.F. Chetvertichnye otlozheniya poberezhiya Vostochnoy Chukotki. Quaternary sediments of Eastern Chukotka coast. Vladivostok, 1986: 138 p. [In Russian].
- 24. http://meteo.ru/data/156-temperature.
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Maslakov A.A., Chizhova Ju.N. Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges of Eastern Chukotka. Doklady Earth Sciences. 2018, 480 (2): 759–763.
- Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. Geomorphology. 2017, 297: 20–42.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-103-111

Влияние свежевыпавшего снега на нарастание и таяние морского льда

© 2019 г. Д.Д. Завьялов*, Т.А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия *zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Influence of new snow on growth and melting of sea ice

D.D. Zavyalov*, T.A. Solomakha

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia *zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Received February 5, 2018 / Revised June 6, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: Azov Sea, ice thickness, sea ice models, snow parameterization, thermodynamics.

Summary

Numerical experiments were carried out using the thermodynamic model with the aim to optimize choice of parameterization of the density of fresh snow, its albedo, and thermal conductivity coefficient in order to reproduce the seasonal evolution of ice thickness in the North-Eastern part of the Sea of Azov. The simulation results were compared with each other as well as with the observations obtained at the costal station of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences in the Taganrog Bay. It is shown that small differences in the schemes of parameterization of physical and thermal properties of snow and ice cover may result in significant scatter in the simulation results. To assess the quality of the forecasting of the seasonal course of the ice thickness, the standard deviation of the calculated ice thickness from the average value for the period of measuring ice thickness, the standard deviation, the correlation coefficient, and the verification of the forecast were determined. Based on the analysis of these parameters, the optimal configuration of the snow layer parameters is proposed, which allows adequate reproducing of the seasonal thermal dynamics of the sea ice thickness. For the conditions of winter 2010/2011 the most close values of calculated ice thickness to results of the measurements in the North-Eastern part of the Taganrog Bay were obtained by determining the dependence of the density of fresh snow on the temperature in the near-surface layer of the atmosphere by the algorithm CLASS, albedo of the snow surface - by the scheme EHAM5, and the coefficient of thermal conductivity of snow - by the formulas of N.I. Osokin or M. Janson.

Citation: Zavyalov D.D., Solomakha T.A. Influence of new snow on growth and melting of sea ice. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 103–111. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-103-111.

Поступила 5 февраля 2018 г. / После доработки 6 июня 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: Азовское море, модели морского льда, параметризация снега, термодинамика, толщина льда.

На основе термодинамической модели выполнены численные эксперименты с целью оптимального выбора параметризации плотности свежевыпавшего снега, его альбедо и коэффициента теплопроводности для воспроизведения сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря. Результаты моделирования сравнивались между собой и с данными наблюдений, полученными зимой 2010/11 г. на береговой базе Южного научного центра РАН в Таганрогском заливе.

Введение

Формирование ледовых условий в море определяется процессами теплового и динамического взаимодействия между атмосферой, гидросферой и ледяным покровом. Термическая динамика морского ледяного покрова определяется не только метеорологическими условиями и гидрологическим режимом акватории, но в значительной мере зависит и от свойств снега на его поверхности. К одной из задач, связанных с математическим моделированием морского льда в рамках региональных моделей, относится определение физических, теплофизических и оптических характеристик снежного покрова. К важнейшим из них можно отнести плотность, теплопроводность

и отражательную способность снега. Главные факторы, от которых зависит влияние снежного покрова на динамику толшины морского льда. - высокое альбедо и теплоизолирующая роль снега. В моделях взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности плотность свежего снега предполагается либо постоянной, либо представляет собой функцию приземной температуры и скорости ветра [1-3]. Вопросы теплопроводности снежного покрова, в том числе слоя снега на поверхности льда озёр и морей, рассматривались в работах [3-6]. Параметризации отражательной способности снега посвящены работы [7-10], где альбедо снега рассматривается как функция его температуры или зависит от толщины снежного слоя и альбедо бесснежной поверхности.

В настоящей работе рассматривается термодинамическая модель, описывающая изменение толщины морского льда в условиях снегонакопления. Схема описания динамики слоя снега включает в себя параметризацию процесса образования нового слоя снега с учётом следующих характеристик: фазового характера осадков: изменения плотности свежевыпавшего снега в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра; изменения теплопроводности и альбедо снега; превращения снега в лёд, когда линия раздела снег-лёд оказывается ниже уровня воды. Проведены численные эксперименты по воспроизведению сезонной эволюции толщины ледяного покрова с использованием различных схем параметризации характеристик снега, аккумулируюшегося на поверхности морского льда. Результаты численных экспериментов сравнивались между собой и с данными наблюдений, полученными на береговой научно-экспедиционной базе Южного научного центра РАН в Кагальнике [11].

Термодинамическая модель снежно-ледяного покрова

Термический режим снежно-ледяного покрова описывается локально-одномерной термодинамической моделью [12, 13], базирующейся на уравнениях теплопроводности

$$(\rho c)_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial I_{i,s}(z,t)}{\partial z} \mathbf{H}$$
$$z \in [0, h_i + h_s]$$
(1)

с граничными условиями:

~ ~

на верхней границе снежно-ледяного покрова

$$-k_{i,s}\frac{\partial I_{i,s}}{\partial z} = F_t(T_{sfc}), \ z = 0;$$
⁽²⁾

на линии раздела снег-лёд

$$k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \ T_s = T_i, \ z = h_s;$$
(3)

и нижней поверхности льда

$$-k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), \ T_i = T_f, \ z = h_i + h_s.$$
(4)

На движущихся поверхностях фазовых переходов выполняется условие термодинамического равновесия:

$$-\rho_{i,s}(L_f)_{i,s}\frac{\partial h_{i,s}}{\partial t} = F_t(T_{mi,s}) + k_{i,s}\frac{\partial T_{i,s}}{\partial z}, z = 0;$$
(5)

$$-\rho_i(L_f)_i \frac{\partial h_i}{\partial t} = F_b(T_f, T_w) - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \ z = h_i + h_s.$$
(6)

Если снежно-ледяной покров отсутствует, то происходит прогрев или охлаждение перемешанного квазиоднородного слоя воды:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} \rho_w c_w h_w = F_b - F_t - \nu \rho_s (L_f)_s, \quad z \in [0, h_w]. \tag{7}$$

Здесь и далее: t — время; z — вертикальная координата, ось z направлена вниз от верхней поверхности снежно-ледяного покрова (z = 0); ρ , S, h, T, c, k, L_f – плотность, солёность, толщина, температура, теплоёмкость, теплопроводность и теплота плавления соответственно; І – проникающая в поверхностный слой солнечная радиация; T_{sfc} , $T_{mi,s}$, T_f – температура на верхней поверхности снежно-ледяного покрова, температура плавления льда (снега), температура замерзания морской воды соответственно; v – скорость выпадения твёрдых осадков; F_t – суммарный поток тепла на верхней границе, включающий в себя коротко- и длинноволновые радиационные балансы снежно-ледяной поверхности и вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; F_b – поток тепла от воды. Индексы *i*, *s*, *w*, *a* относятся к характеристикам льда, снега, воды и атмосферы соответственно. Начальные температура и солёность воды считаются заданными.

Отметим, что уравнение (1) для снега решается в предположении, что солнечная радиация не проникает глубоко в снег и полностью поглощается в самом верхнем слое. При наличии снега уравнение теплопроводности во льду записывается без учёта проникающей радиации. Используемые в модели параметризации физических, теплофизических и оптических характеристик морской воды и льда, формулы для вычисления тепловых потоков на верхней и нижней поверхности снежно-ледяного покрова приведены в работе [14].

Блок снежного покрова в термодинамической модели морского льда рассчитывает плотность и толщину слоя снега в период его формирования и таяния, используя в качестве входных параметров данные о приземной температуре воздуха, скорости ветра и величине осадков. Слой снега образуется в результате его аккумуляции на поверхности ледяного покрова в процессе отложения твёрдых осадков. Поскольку число наблюдений в прибрежных пунктах Азовского моря недостаточно для определения характера зимних осадков, условие деления суммарного количества осадков на жидкие и твёрдые (по значению температуры воздуха вблизи подстилающей поверхности) в известной степени настроечное. После определения формы осадков в случае выпадения снега вычисляется его плотность в зависимости от температуры воздуха. В связи с относительно небольшим количеством твёрдых осадков и крайней неустойчивостью снежного покрова в исследуемом регионе процессом упругой деформации выпавшего снега можно пренебречь. Ветровое уплотнение становится существенным при скорости приземного ветра V_а выше 7 м/с и параметризуется соотношением $\rho_s = \max(\rho_s, 20V_a)$ [15]. С использованием значения водного эквивалента твёрдых осадков Pr, вычисляется толщина свежевыпавшего снега $h_s = Pr_s \rho_{wf} / \rho_s$, где ρ_{wf} — плотность пресной воды равная 10^3 кг/м³.

Если $h_s \ge 0,4h_i$, то линия раздела снег–лёд может оказаться ниже уровня воды [16]. В таком случае предполагается, что снег, оказавшийся ниже уровня воды, мгновенно превращается в лёд. Толщина затопленной части снега вычисляется из условия плавания тел: $\Delta h = \delta h - \min(\delta h, h_i)$, где $\delta h = (\rho_s h_s + \rho_i h_i)/\rho_w$. В соответствии с изменением толщины снега уменьшается его масса и увеличивается масса льда. Температура снежно-ледяной поверхности T_{sfc} рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса (2). Если $T_{sfc} > T_{mi,s}$, то полагаем, что $T_{sfc} = T_{mi,s}$, а избыток тепла расходуется на таяние снега/льда. Скорость изменения толщины снега и образования талой воды определяется уравнением (5).

Таблица 1. Эмпирические зависимости плотности р_s свежевыпавшего снега

Номер варианта расчёта плотности снега n _p	Плотность снега ρ_s , кг/м ³	Источник
1	$\begin{cases} \rho_{s} = \rho_{s,\min}; \ t_{a} \le t_{\min}; \\ \rho_{s} = \rho_{s,\min} + (\rho_{s,\max} - \rho_{s,\min}) \frac{t_{a} - t_{\min}}{t_{0} - t_{\min}}; \\ t_{\min} < t_{a} < t_{\max}; \\ \rho_{s} = \rho_{s,\max}; \ t_{a} \ge t_{\max} \\ \rho_{s,\min} = 50 \text{ Kr/M}^{3}; \ \rho_{s,\max} = 150 \text{ Kr/M}^{3}; \\ t_{0} = 0 \text{ °C}; \ t_{\min} = -15 \text{ °C} \end{cases}$	COSMO [2]
2	$\begin{cases} \rho_s = 67,92 + 51,25 \exp(t_a/2,59); t_a \le 0 \text{ °C}; \\ \rho_s = \min(200;119,2 + 20t_a); t_a > 0 \text{ °C} \end{cases}$	CLASS [1]

Результаты численного моделирования

На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты с целью оптимального выбора параметризации плотности ρ, альбедо α, и коэффициента теплопроводности k_s свежевыпавшего снега для воспроизведения сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря. В качестве внешнего форсинга использовались метеорологические данные прогностических полей (SKIRON [17]) приземной температуры, атмосферного давления, влажности, общей облачности, скорости ветра и суммарного количества осадков. Результаты моделирования сопоставлялись между собой и с данными натурных измерений толщины морского льда. Выбор оптимальной конфигурации параметров слоя снега, позволяющий адекватно воспроизвести сезонную термическую динамику толщины морского льда, - результат проведения модельных экспериментов, в которых плотность, теплопроводность и альбедо снега вычислялись с использованием различных эмпирических зависимостей. Варианты параметризации плотности n_0 , теплопроводности n_k и альбедо n_{α} представлены в табл. 1-3 соответственно. Всего по модели было проведено $n_{\rho} \times n_k \times n_{\alpha}$ расчётов. Номер варианта расчёта обозначен $N_{n_0n_kn_{\alpha}}$, где индексы n_{0}, n_{k} и n_{α} соответствуют номеру параметризации в представленных таблицах.

Для оценки качества прогноза сезонного хода толщины льда анализировались:

Номер варианта расчёта коэф- фициента теплопроводности <i>n_k</i>	Коэффициент теплопроводности снега k_s , Вт/(м·К)	Автор, источник
1	$k_s = 0.021 + 0.792 \cdot 10^{-3} \rho_s + 2.5 \cdot 10^{-12} \rho_s^{4}$	Янсон [18]
2	$k_s = 0.792 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0.833 \cdot 10^{-12} \rho_s^4$	Коптев [19]
3	$k_s = 0.06 + 51.8/((t_s - 27.8)^2 + 211.2)$	Штурм [6]
4	$k_s = (0,035 + 0,353 \cdot 10^{-3}\rho_s - 0,206 \cdot 10^{-6}\rho_s^2 + 2,62 \cdot 10^{-9}\rho_s^3)(1 + 1,18e^{0,15t_s})$	Павлов [20]
5	$k_s = 0.021 + 1.01 \cdot 10^{-3} \rho_s$	Проскуряков [4]
6	$k_s = \min(1,5;0,2+1,3h_s \cdot 10^{-3}\rho_s)$	Семмлер [3]
7	$k_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	Осокин [5]

Таблица 2. Эмпирические зависимости коэффициента теплопроводности k_s chera

Таблица 3. Эмпирические зависимости альбедо α_s снега

Номер вариан- та расчёта аль- бедо снега <i>n</i> _α	Альбедо снега α_s	Источник
1	$\alpha_{s} = \begin{cases} 0,8; \ t_{s} < -1^{\circ}\mathrm{C}; \\ 0,8-0,1(t_{s}+1); \ t_{s} \ge -1^{\circ}\mathrm{C} \end{cases}$	CCSM2 [7]
2	$\alpha_s = \alpha_i + \frac{\left(0, 6 - \alpha_i\right) Pr_s}{\left(Pr_s + 0, 01\right)}$	Гидромет- центр Рос- сии [10]
3	$\alpha_{s} = \begin{cases} 0,75; \ t_{s} < t_{1}; \\ 0,25t_{s} \\ t_{1} \\ 0,5; \ t_{s} > t_{2} \end{cases}$ $t_{1} = -10 \text{ °C}; \ t_{2} = 0 \text{ °C}$	EHAM4 [8]
4	$\alpha_{s} = \begin{cases} 0,75; \ t_{s} < t_{1}; \\ 0,25t_{s} \\ t_{1} \\ 0,5; \ t_{s} > t_{2} \end{cases}$ $t_{1} = -5 ^{\circ}C; \ t_{2} = 0 ^{\circ}C$	EHAM5 [9]

а) среднеквадратичное отклонение расчётной толщины льда h_i от средней за период измеренной толщины льда $\overline{h}_{\mu_{3M}}$ —

$$\sigma^* = \sqrt{\sum_{l} \frac{\left(h_l - \overline{h}_{\text{H3M}}\right)^2}{l}};$$

б) значения среднеквадратичного отклонения h_i от $h_{_{\rm H3M}}$ –

$$\sigma = \sqrt{\sum_{l} \frac{\left(h_{l} - h_{\text{M3M}}\right)^{2}}{l}};$$

в) коэффициент корреляции –

$$K = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma}{\sigma^*}\right)^2};$$

г) оправдываемость прогноза –

$$P = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^{l} p_i \cdot 100\%, \qquad (8)$$

где *l* — число шагов, в которых соответствующая расчётному временному шагу измеренная толщина льда была отлична от нуля.

Если прогноз толщины льда не выходил за пределы некоторой допустимой ошибки ε , он считался оправдавшимся и величина оправдываемости p_i приравнивалась к единице, в противном случае — к нулю. Далее по формуле (8) получена оправдываемость P расчёта толщины льда в целом по сезону. Допустимая ошибка при оценке прогноза толщины льда составляла 30% фактической величины [21].

На рис. 1 приведены значения среднеквадратичных отклонений σ (см. рис. 1, *a*, *в*) и оправдываемости P (см. рис. 1, *б*, *г*), полученные при расчётах сезонной эволюции толщины льда. Рис. 1, а, б соответствует серии расчётов, в которых р, определялась по алгоритму COSMO ($n_0 = 1$), а рис. 1, *в*, *г* – по алгоритму CLASS ($n_0 = 2$). Цифры по оси абсцисс отвечают номеру n_k варианта параметризации k_s , а по оси ординат – номеру *n*_α варианта параметризации а. Наиболее успешные варианты расчётов отмечены на рисунке чёрным цветом. Видно, что для серии численных экспериментов $N_{1n_{l}n_{\alpha}}$ (см. рис. 1, *а*, б) величина среднеквадратичного отклонения находится в пределах от 3.1 до 7 см, оправдываемость – от 20,4 до 63,3%, а коэффициенты корреляции – от 0,3 до 0,9. Наиболее успешными выбраны варианты расчётов этой серии $(N_{121}, N_{141}, N_{154})$ и N_{174}), для которых $\sigma < 4$ см, P > 60 и K > 0,7.

Анализ результатов экспериментов серии $N_{2n_kn_\alpha}$ (см. рис. 1, *в*, *е*) показал, что при расчёте ρ_s по алгоритму CLASS и выборе параметризации альбедо снега EHAM5 пять из семи (N_{214} , N_{224} , N_{234} , N_{244} , N_{274}) рассмотренных вариантов опре-


Рис. 1. Среднеквадратичные отклонения о, см (символы *1*, рис. *a*, *в*), и оправдываемость *P*, % (символы *2*, рис. *б*, *г*), полученные при расчётах сезонной эволюции толщины льда h_i в северовосточной части Таганрогского залива в период с января по апрель 2011 г.

Рис. *а*, *б* соответствуют серии расчётов *h_i* в случае определения плотности снега по алгоритму COSMO, рис. *в*, *г* – по алгоритму CLASS. По осям абсцисс отложены номера параметризации теплопроводности, по осям ординат – альбедо снега (см. табл. 2, 3). Наиболее удачные варианты расчётов отмечены на рисунке чёрным цветом

Fig. 1. The root-mean-square deviations σ (symbols *1*, Fig. *a*, *b*) and the probability *P*, % (symbols 2, Fig. *c*, *d*) obtained in calculating of seasonal evolution of the ice thickness h_i in the northeastern part of Taganrog Bay in the period from January to April 2011.

The Fig. *a*, *b* correspond to the calculation series h_i in the case of determination of snow density by COSMO algorithm, the Fig. *c*, *d* – by the CLASS algorithm. The abscissas are the numbers of the parameterization of heat conduction, the ordinates are the snow albedo (see table 2, 3). The most successful variants of calculations are marked in the figure with black color

деления k_s дают удовлетворительную (P > 80%) степень оправдываемости в предсказании h_i ; коэффициенты корреляции составляют порядка 0,94, а среднеквадратичные отклонения о не превышают 3 см.

На рис. 2 приведены данные натурных измерений толщины льда в Кагальнике зимой 2010/11 г. [11], обозначенные серыми кружками, а также соответствующие рассматриваемому периоду результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда (сплошные линии) и снега (пунктирные линии). Толщина снежного покрова рассчитывалась исходя из прогноза величины осадков, условий их фазового перехода в твёрдую фракцию, а также изменений физических свойств выпавшего снега, обусловленных атмосферным форсингом. В процессе расчётов принималось, что при температуре воздуха ниже -1,5 °C все осадки находятся в твёрдой фазе, при температуре воздуха выше 3 °С – только в жидкой, а в интервале температур воздуха $-0.5 \le T_a \le +0.5$ °С содержание снега в осадках менялось по линейному закону соответственно от 90 до 10% общего количества.

На рис. 2, *а* приведены расчётные величины толщины льда и снежного покрова для серии экспериментов $N_{1n_kn_\alpha}$, а на рис. 2, δ – для серии $N_{2n_kn_\alpha}$. Чёрные линии на рис. 2 отвечают варианту расчёта h_i без учёта осадков, а цветные



Рис. 2. Результаты численных экспериментов по моделированию сезонной эволюции толщины льда *h_i* в северо-восточной части Таганрогского залива в период с января по апрель 2011 г.

Серыми кружками обозначены данные натурных измерений толщины льда в Кагальнике зимой 2010/11 г. Чёрные линии отвечают варианту расчёта h_i без учёта осадков. Сплошные цветные линии иллюстрируют расчётные значения толщины льда, а штриховые — толщины снега. Номер варианта расчёта обозначен $N_{n_{\rho}n_{k}n_{\alpha}}$, где индексы n_{ρ} , n_{k} и n_{α} соответствуют номеру параметризации плотности, теплопроводности и альбедо снега (см. табл. 1–3). Линии *1–4* на рис. *а* отвечают варианта расчётов N_{154} , N_{174} , N_{141} , N_{121} , а на рис. $\delta - N_{274}$, N_{234}

Fig. 2. The results of numerical experiments on modeling of seasonal evolution of ice thickness h_i in the northeastern part of Taganrog Bay in the period from January to April 2011.

The grey circles are natural measurements of ice thickness in Kagalnik in the winter of 2010/11. The black lines correspond to h_i calculation without precipitation. Solid color lines illustrate the calculation values of the ice thickness, and the dashed lines show the snow height. The number of the calculation variant is indicated by $N_{n_p n_k n_{\alpha}}$, where indexes n_p , n_k , n_{α} are correspond to the number of density parameterization, heat conduction and snow albedo (see table 1–3). Lines 1–4 in Fig. *a* are the variants of calculations of N_{154} , N_{174} , N_{141} , N_{121} , and in Fig. $\delta - N_{274}$, N_{234}

линии соответствуют наиболее удачным из двух серий экспериментов вариантам n_k и n_{α} . Видно, что прогноз, сделанный без учёта снега, даёт бо́льшие по сравнению с измеренными значения толщины льда. Расчётная максимальная амплитуда сезонного хода толщины льда отличалась от наблюдённой на 10–12 см, а продолжительность ледового сезона [11, 22] была завышена на трое суток. Результаты серии экспериментов $N_{1n_kn_{\alpha}}$ имеют заметный разброс в расчётных величинах h_i , полученных при различных вариантах n_k и n_{α} . При этом значения P и о в данной серии не соответствуют критериям удовлетворительного прогноза.

Некоторые из наиболее удачных вариантов расчётов $h_i(N_{274}, N_{234})$, для которых величина оправдываемости выше 80%, проведены при выборе схемы параметризации альбедо снега ЕНАМ5 (линии 1, 2 на рис. 2, б). Что касается выбора параметризации k_s , то при $n_0 = 2$ и $n_\alpha = 4$ результаты расчётов для всех рассмотренных n_k (кроме $n_k = 5 \div 6$) близки между собой, однако наиболее удачное воспроизведение изменения толщины льда получено при определении k, по формуле Н.И. Осокина [5], представляющей собой результат аппроксимации 20 известных эмпирических зависимостей, и формуле М. Янсона. Видно, что максимальная расчётная толщина льда несколько ниже измеренной, что, по-видимому, связано с заметным прогностическим снегонакоплением в последней декаде февраля. Ошибка в расчётах толщины льда может быть связана с неточностями моделируемой толщины и плотности снега. Однако отметим, что удовлетворительно воспроизведены продолжительность ледового сезона, составляющая около 70 суток [11], и время полного очищения ото льда, приходящееся как по результатам расчётов, так и по данным наблюдений [22], на 22-23 марта 2011 г.

Литература

- 1. Bartlett P.A, MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands // Canadian Meteorological and Oceanographic Society, Atmosphere– Ocean. 2006. V. 43. № 3. P. 207–222.
- Электронный ресурс: http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/ cosmoPhysParamtr.pdf. Doms G., Föerstner J., Heise E., Herzog H.-J, Mironov D., Raschen-

Заключение

Исследования показали, что небольшие различия в схемах параметризации физических и теплофизических свойств снежно-ледяного покрова могут приводить к широкому разбросу в результатах моделирования, а взаимодействие между морским снежно-ледяным покровом и атмосферой носит выраженный региональный характер. В результате высокой временной и пространственной изменчивости ледяного покрова Азовского моря при изучении процессов теплопереноса в системе снег-лёд необходим тщательный выбор параметризации физических и теплофизических свойств слоя снега. Сравнение результатов моделирования при различных вариантах определения плотности, теплопроводности и альбедо снега позволило найти схемы их параметризации, позволяющие адекватно воспроизвести сезонную термическую динамику толщины морского льда. В частности, для северо-восточной части Таганрогского залива в условиях зимы 2010/11 г. наиболее близкие к измеренным значения толщины льда получены при определении зависимости плотности свежевыпавшего снега от температуры в приповерхностном слое атмосферы по алгоритму CLASS, альбедо снежной поверхности – по схеме ЕНАМ5 и коэффициента теплопроводности снега – по формулам Н.И. Осокина или М. Янсона.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0003.

Acknowledgments. The present study is carried out within the framework of the State Order N° 0827-2018-0003.

References

- 1. Bartlett P.A, MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands. Canadian Meteorological and Oceanographic Society, Atmosphere–Ocean. 2006, 43 (3): 207–222.
- Doms G., Föerstner J., Heise E., Herzog H.-J, Mironov D., Raschendorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part 2: Physical parameterization. 2011: 154 p. http://www.cosmo-model.

dorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part 2: Physical parameterization. 2011. 154 p.

- Semmler T., Cheng B., Yang Y., Rontu L. Snow and ice on Bear Lake (Alaska) – sensitivity experiments with two lake ice models // Tellus A. 2012, 64. P. 1–14. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.17339.
- 4. *Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 83 с.
- 5. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60-68.
- 6. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
- 7. Электронный pecypc: http://www.ccsm.ucar. edu/models/ice-csim4. *Brieglieb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L.* Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model. 2002. National Center for Atmospheric Research.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümeni L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate // Max-Planck Institute for Meteorology Report. № 218. Hamburg, Germany, 1996. 90 p.
- Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblueh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A. The atmospheric general circulation model ECHAM-5: model description // Max-Planck Institute for Meteorology Report. № 349. Hamburg, Germany, 2003. 140 p.
- 10. Рубинштейн К.Г., Громов С.С., Золоева М.В. Динамическая классификация снежного покрова // Вычислительные технологии. 2006. Т. 11. № S7. С. 31–37.
- 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. 604–607. doi: 10.7868/ S0869565214230200.
- Maykut G.A., Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1971. 76. Is. 6 (6). P. 1550–1575. doi: 10.1029/JC076i006p01550.
- Semtner A.J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // Journ. of Physical Oceanography. 1976. V. 6. № 3. P. 379–389.

org/content/model/documentation/core/ cosmoPhys-Paramtr.pdf.

- Semmler T., Cheng B., Yang Y., Rontu L. Snow and ice on Bear Lake (Alaska) – sensitivity experiments with two lake ice models. Tellus A. 2012, 64: 1–14. doi: 10.3402/tellusa. v64i0.17339.
- 4. *Nazintsev Yu.L., Panov V.V. Fazovyi sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da.* Phase composition and thermophysical characteristics of sea ice. St.-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, 21 (3): 60–68. [In Russian].
- Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
- Brieglieb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L. Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model. National Center for Atmospheric Research. 2002. http://www.ccsm.ucar.edu/ models/ice-csim4.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck Institute for Meteorology Report. Hamburg, Germany. 1996, 218: 90 p.
- Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblueh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A. The atmospheric general circulation model ECHAM-5: model description. Max-Planck Institute for Meteorology Report. Hamburg, Germany. 2003, 349: 140 p.
- Rubinshtejn K.G., Gromov S.S., Zoloeva M.V. Dynamic classification of snow cover. Vychislitel'nye tekhnologii. Computing Technologies. 2006, 11 (S7): 31–37. [In Russian].
- Matishov G.G., Chikin A.L., Dashkevich L.V., Kulygin V.V., Chikina L.G. The ice regime of the Sea of Azov and climate in the early 21st century. Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 2014, 457 (5): 604–607. [In Russian]. doi: 10.7868/S0869565214230200.
- Maykut G.A., Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. Journ. of Geophys. Research. 1971, 76, 6 (6): 1550–1575. doi: 10.1029/ JC076i006p01550.
- 13. *Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. Journ. of Physical Oceanography. 1976, 6 (3): 379–389.
- Bukatov A.E., Zavyalov D.D., Solomakha T.A. Thermal evolution of the sea ice in the Taman Bay and the Dinskoy Gulf. Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. Physical Oceanography. 2017, 5: 21–34. [In Russian].
- 15. *Lecomte O., Fichefet T., Vancoppenolle M., Nicolaus M.* A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models. Annals of Glaciology. 2011, 52 (57): 337–346.

- 14. Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Термическая эволюция морского льда в Таманском и Динском заливах // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5. С. 21–34.
- 15. Lecomte O., Fichefet T., Vancoppenolle M., Nicolaus M. A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models // Annals of Glaciology. 2011. № 52 (57). P. 337–346.
- Чижов А.Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 126 с.
- Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellaridis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview. Proc. of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 October 1997, Athens, Greece, P. 109–122.
- 18. *Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.
- 19. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.
- 20. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2008. 229 с.
- Наставление по службе прогнозов. Раздел 3.
 Ч. III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 189 с.
- 22. Электронный ресурс: http://193.7.160.230/web/ esimo/azov/ice. Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане.

- 16. *Chizhov A.N. Formirovanie ledyanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshchiny.* Formation of the ice cover and the spatial distribution of its thickness. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 126 p. [In Russian].
- Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellaridis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview, Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 October 1997, Athens, Greece: 109–122.
- Kuz'min P.P. Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova. Physical properties of the snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
- 19. Balobaev V.T. Geotermiya merzloy zony litosfery severa Azii. Geothermy of the frozen zone of the lithosphere in the North of Asia. Novosibirsk: Nauka, 1991: 194 p. [In Russian].
- 20. *Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony*. Monitoring of the permafrost zone. Novosibirsk: Academia Publishing House «GEO», 2008: 229 p. [In Russian].
- Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov. Manual on the forecast service. Section 3. Part III. Marine Hydrological Prognosis Service. Moscow: TRIADA LTD, 2011: 189 p. [In Russian].
- 22. Edinaya gosudarstvennaya sistema informatsii ob obstanovke v mirovom okeane. The unified State System of Information about the Situation in the World Ocean. http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice._[In Russian].

УДК 551.467.3

Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря

© 2019 г. С.Б. Крашенинникова^{1*}, М.А. Крашенинникова²

¹Институт морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия; ²Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия *svetlanabk@mail.ru

Causes and features of long-term variability of the ice extent in the Barents Sea

S.B. Krasheninnikova^{1*}, M.A. Krasheninnikova²

¹The A.O. Kovalevsky Institute of Marine Biological Research, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; ²Institute of Natural-technical Systems, Sevastopol, Russia

*svetlanabk@mail.ru

Received May 25, 2018 / Revised October 15, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: AMO, Barents Sea, NAO, salinity, sea ice cover, temperature.

Summary

Based on the spectral analysis of a number of estimates of the ice extent of the Barents Sea, obtained from instrumental observational data for 1900-2014, and for the selected CMIP5 project models (MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR and GFDL-CM3) for 1900-2005, a typical period of ~60-year inter-annual variability associated with the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) in conditions of a general significant decrease in the ice extent of the Barents Sea, which, according to observations and model calculations, was 20 and 15%, respectively, which confirms global warming. The maximum contribution to the total dispersion of temperature, ice cover of the Barents Sea, AMO, introduces variability with periods of more than 20 years and trends that are 47, 20, 51% and 33, 57, 30%, respectively. On the basis of the cross correlation analysis, significant links have been established between the ice extent of the Barents Sea, AMO, and North Atlantic Oscillation (NAO) for the period 1900-2014. A significant negative connection (R = -0.8) of ice cover and Atlantic multi-decadal oscillations was revealed at periods of more than 20 years with a shift of 1–2 years; NAO and ice cover (R = -0.6) with a shift of 1–2 years for periods of 10–20 years; AMO and NAO ($R = -0.4 \div -0.5$) with a 3-year shift with AMO leading at 3–4, 6–8 and more than 20 years. The periods of the ice cover growth are specified: 1950–1980 and the reduction of the ice cover: the 1920-1950 and the 1980-2010 in the Barents Sea. Intensification of the transfer of warm waters from the North Atlantic to the Arctic basin, under the atmospheric influence caused by the NAO, accompanied by the growth of AMO leads to an increase in temperature, salinity and a decrease of ice cover in the Barents Sea. During periods of ice cover growth, opposite tendencies appear. The decrease in the ice cover area of the entire Northern Hemisphere by $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ since the mid-1980s. to the beginning of the 2010, identified in the present work on NOAA satellite data, confirms the results obtained on the change in ice extent in the Barents Sea.

Citation: Krasheninnikova S.B., Krasheninnikova M.A. Causes and features of the long-term variability of the ice extent of the Barents Sea. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 112–122. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-112-122.

Поступила 25 мая 2018 г. / После доработки 15 октября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: АМО, Баренцево море, ледовитость, САК, солёность, температура.

На основе анализа данных инструментальных наблюдений за 1900–2014 гг. и модельных расчётов проекта CMIP5 установлена долговременная изменчивость ледовитости Баренцева моря с характерным периодом около 60 лет, соответствующим Атлантической мультидекадной осцилляции. На основе сдвигового взаимного корреляционного анализа выявлена связь изменений температуры и ледовитости Баренцева моря с изменчивостью интенсивности атмосферной и океанической циркуляции в Северной Атлантике.

Введение

Баренцево море занимает ключевое положение в Российской Арктике [1–3]. Здесь сосредоточены большие запасы нефти и газа. Кроме того, Баренцево море – один из богатейших промысловых районов Мирового океана. Его биопродуктивность зависит от процессов, происходящих в системе атмосфера—гидросфера—криосфера. Характерная особенность ледового режима Баренцева моря — существенная межгодовая и сезонная изменчивость его ледовитости [1, 4–7], которая определяется несколькими процессами: адвективным переносом тепла в океане, особенно тёплыми

струями системы Гольфстрим—Североатлантическое течение [8–10]; поверхностной циркуляцией вод и дрейфом льдов Арктического бассейна [6]; крупномасштабным атмосферным воздействием Северной Атлантики, т.е. Североатлантическим колебанием (САК) и Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО) [10–14].

В работе [15] анализировались среднемноголетние оценки прихода и расхода тепла в южной части Баренцева моря. Показано, что приход тепла за счёт адвекции течениями, солнечной радиации, теплообмена с атмосферой составляет 56, 42 и 2% соответственно. Из-за поступления в Баренцево море тёплых атлантических вод оно не замерзает в течение всего года. Ледовитость существенно влияет на все звенья морских экосистем: от планктона до высших консументов [16]. Вместе с тем ледовые условия иногда ограничивают акваторию для промышленного лова рыбы. В связи с этим особый интерес вызывает исследование особенностей формирования и развития аномалий ледовых характеристик различного временного масштаба и факторов, способствующих возникновению этих особенностей.

Современные массивы данных инструментальных наблюдений (авиационных и спутниковых, наблюдений с дрейфующих льдов и судов разного ледового класса), накопленных за многие годы, позволяют наиболее точно оценить низкочастотную изменчивость ледяного покрова Баренцева моря [1, 3–5, 17]. В последние десятилетия для анализа и прогноза изменчивости ледово-термических характеристик морей мировыми климатическими центрами разработаны численные глобальные модели [18-22], учитывающие многие факторы, определяющие тепловой режим планеты [23]. Недавно завершившийся международный проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) по сравнению последних версий национальных совместных моделей системы океан-атмосфера даёт количественную основу для отчёта международной группы экспертов по изменению климата (ІРСС) [18].

В последней фазе проекта пространственновременное разрешение моделей было повышено, увеличено также число используемых глобальных циркуляционных моделей, изменены сценарии для расчёта климата будущего [24]. В работах [14, 25, 26] показано, что модели СМІР5 лучше воспроизводят климатические характеристики Арктического бассейна по сравнению с моделями предыдущего поколения. Всё это показывает необходимость дополнительного сравнения результатов новых модельных расчётов с данными уже проведённых инструментальных наблюдений в исследуемых районах.

Цель настоящей работы — установить особенности и причины долговременной изменчивости ледовых характеристик Баренцева моря на основе использования длительных рядов данных инструментальных наблюдений и модельных расчётов, полученных в рамках проекта CMIP5.

Исходные данные

Ледовитость определяется как отношение площади моря, покрытой льдом, к площади моря, свободной ото льда [5]. Для оценок возможных изменений ледовитости в Арктике анализировались результаты расчётов с ансамблем глобальных климатических моделей в рамках международного проекта СМІР5 при сценариях естественных и антропогенных воздействий RCP. В частности, использовался сценарий RCP4.5 для XXI в. В работе сравнивались результаты расчётов ледовитости (%) Баренцева моря по семи моделям (GFDL-CM3, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-MR, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-LR и HadGEM2-AO) проекта CMIP5 [18] (исторический массив) за 1900-2005 гг. с данными контактных наблюдений за 1900-2014 гг., подробно описанными в работах [1, 4, 5]. Для установления максимального совпадения между характеристиками ледовитости по данным контактных наблюдений и модельных расчётов оценивались коэффициенты корреляций.

В настоящей работе анализировались термохалинные характеристики на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. Этот разрез находится в области распространения тёплых вод системы Нордкапского течения и опреснённых вод Мурманского прибрежного течения. Глубина здесь варьирует в пределах 150–350 м и в среднем составляет 250 м. Данные этого разреза служат исходным материалом для общей и промысловой океанологии. В работе [2] показано, что имеющийся ряд данных о температуре распределён неравномерно по времени: периоды, когда наблюдения проводились крайне редко или вообще не проводились, чередуются с периодами регулярных наблюдений. В результате весь 113-летний ряд наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» можно разбить на несколько периодов: 1900–1906 гг. (7 лет); 1921–1941 гг. (21 год); 1945–2014 гг. (69 лет). Для анализа использовались регулярные по времени среднемесячные данные о температуре воды в слое 0–200 м, предоставленные в свободном доступе за 1951–2014 гг. Полярным научно-исследовательским институтом, г. Мурманск [27].

Для оценки межгодовой изменчивости ледяного покрова Северного полушария использовались ежесуточные данные спутниковых наблюдений NOAA за 1978–2013 гг. [28], по которым сначала находили среднемесячные, а затем среднегодовые величины. В качестве характеристики Североатлантического колебания использовался его индекс САК за период 1900–2014 гг. [29], а Атлантической мультидекадной осцилляции – индекс AMO за 1900–2017 гг. [30]. Для получения достоверных оценок низкочастотной изменчивости этих характеристик оценена значимость выявленных тенденций.

С целью оценки вкладов различных колебаний в суммарную изменчивость авторами проводился стандартный статистический анализ. С помощью преобразования Фурье ряды ледовитости, температуры и солёности Баренцева моря, а также АМО раскладывались в спектр. Далее определяли периоды типичной изменчивости указанных характеристик. Затем низкочастотными, полосно-пропускающими и высокочастотными фильтрами были выделены соответствующие колебания с периодами более 20 лет, 10-20, 6-8, 3-4 года и оценён вклад каждого компонента в суммарную дисперсию. Для анализа связей между ледовитостью и температурой Баренцева моря, индексами САК и АМО, также после предварительной их фильтрации, выполнен взаимный кросскорреляционный сдвиговый анализ соответствующих исходных рядов.

Результаты и их обсуждение

На рис. 1 сравнивается межгодовая изменчивость ледовитости Баренцева моря, полученная по данным инструментальных наблюдений за 1900–2014 гг. и расчётов по модели GFDL-CM3 за 1900–2005 гг., а также индекса AMO за

1900-2014 гг. и их линейных и полиномиальных трендов пятого порядка. Полученные характеристики по данным инструментальных наблюдений и модельных расчётов GFDL-CM3 имеют недостаточно хорошее совпадение (см. рис. 1, а). Коэффициент корреляции между ними R = 0.4. По моделям MPI-ESM-LR и MPI-ESM-MR $R = 0.3 \div 0.4$. Остальные модели дают более низкие значения коэффициентов корреляции. Анализ полиномиальных трендов пятого порядка также демонстрирует расхождение в характеристиках. Например, согласно модельным расчётам, максимум ледовитости приходится приблизительно на 1970-е годы, в то время как инструментальные данные показывают максимальное значение в начале 1980-х годов. Модельные оценки отображают увеличение ледовитости в начале 2000-х годов, а реальные данные – уменьшение ледовитости до 2012 г. с последующим увеличением до 2014 г. При этом периоды 58 лет и 53 года и амплитуды 10 и 8% колебаний ледовитости Баренцева моря, выделенные с помощью гармонического анализа по данным инструментальных и модельных наблюдений соответственно, достаточно хорошо согласуются между собой.

Полученные среднемноголетние оценки ледовитости Баренцева моря за одинаковый период 1900-2005 г. по данным инструментальных наблюдений и модельных расчётов имеют один порядок и равны 37±11% и 29±10% соответственно. Выделенные долговременные тенденции уменьшения ледовитости, значимые на 95%-м доверительном уровне, полученные по данным инструментальных наблюдений, согласуются с приведёнными модельными расчётами. Таким образом, выбранные модели СМІР5 (GFDL-CM3, MPI-ESM-LR и MPI-ESM-MR) могут использоваться для анализа внутривековой тенденции ледовитости Баренцева моря, хотя они не очень хорошо воспроизводят колебания межгодовых и междекадных масштабов из-за ограниченности длины ряда и отсутствия корректировки сдвига фаз в моделях.

В настоящей работе на основе спектрального анализа рядов данных о ледовитости и температуре на разрезе «Кольский меридиан» Баренцева моря установлено, что в изменчивости этих характеристик присутствуют квазипериодические составляющие: более 20 лет, 10–11 лет, 6–8 лет,



Рис. 1. *а* – Межгодовая изменчивость ледовитости Баренцева моря: *1* – по данным инструментальных наблюдений за 1900–2014 гг.; *2* – по модели GFDL-CM3 за 1900–2005 гг.; *3*, *4* – линейные тренды; *5*, *6* – полиномиальные тренды пятого порядка; *6* – *7* – индекс AMO за 1900–2014 гг.; *8* – линейный тренд; *9* – полиномиальный тренд пятого порядка

Fig. 1. *a* – Interannual variability of ice cover anomalies in the Barents Sea: 1 – instrumental observations for 1900–2014; 2 – on the model GFDL-CM3 for 1900–2005; 3, 4 – linear trends; 5, 6 – polynomial trends of the 5th order; δ – 7 – the AMO index for 1900–2014; 8 – linear trend; 9 – polynomial trend of the 5th order

Vapavrapuoruva	Периоды, годы					Суммарный
ларактеристика	3-4	6-8	10-20	более 20) тренд 33 57 45 70 30	вклад
Температура Баренцева моря в слое 0-200 м	9	6	4	47	33	91
Ледовитость Баренцева моря по наблюдениям	3	5	14	20	57	99
Ледовитость Баренцева моря по модели GFDL-CM3	5	2	15	32	45	99
CAK	2	4	6	17	70	99
АМО	10	3	5	51	30	99

Таблица 1. Оценка вклада различных компонент в суммарную дисперсию, %

3—4 года. Аналогичные периоды изменчивости выделяются и по другим гидрометеорологическим характеристикам в Северной Атлантике, в частности по индексам САК и АМО (табл. 1). Однако на основании периодограмм-анализа показано, что наибольший вклад изменчивости в суммарную дисперсию температуры на разрезе «Кольский меридиан», ледовитость Баренцева моря, АМО, САК вносят долгопериодные компоненты с периодами более 20 лет и линейные тренды, которые составляют 47, 20, 51, 17% и 33, 57, 30, 70% соответственно. В работе [6] обсуждаемый вклад ледовитости оценивается в 56%.

В западных морях (Гренландское, Баренцево и Карское) действительно преобладают низкие частоты (более 20 лет), в то время как в восточных морях (море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) — высокие частоты (2–3 года и 8–12 лет) [6]. Анализ индекса САК за более короткий период (1950–2004 гг.), чем 1900–2014 гг. (см. табл. 1), показал, что в изменчивости САК доминируют высокочастот-

Изменчивость	характеристик	Периоды, годы		Исходный		
лидирует	отстаёт	3-4	6-8	10-20	более 20	ряд
Ледовитость Баренцева моря	AMO	0,4(1) - 0,4(1) -0,9(2)				-0,4
AMO	Ледовитость Баренцева моря	—	—	0,4(1)	-0,8(1)	-0,4
Ледовитость Баренцева моря	CAK	—	0,4(3)	-0,6(1)	—	—
CAK	Ледовитость Баренцева моря	_	-0,4(1)	-0,6(1-2)	_	—
Ледовитость Баренцева моря	Температура Баренцева моря	0,6(2)	-0,5(1)	-0,6(1)	-0,7(1-2)	-0,6
Температура Баренцева моря	Ледовитость Баренцева моря	0,6(2)	0,6(3)	0,6(3)	-0,7(1)	-0,6
AMO	CAK	0,4(3)	-0,4(3)	—	-0,5(3)	—
CAK	AMO	-	_	-0,4(1)	-	—

Таблица 2. Коэффициенты корреляции *R* между отдельными параметрами при сдвиговом кросскорреляционном анализе, значимые на 95%-м доверительном уровне*

*Цифрами обозначены значения *R*; в скобках указана величина временно́го сдвига (годы); для исходных рядов (без фильтрации) представлена прямая взаимная корреляция без сдвига. Прочерк – нет данных.

ные компоненты — 6—8 лет и 3—4 года, их вклад в суммарную изменчивость равен 48 и 28% соответственно; эти оценки согласуются с результатами работ [12, 31]. Доминирование низкочастотного масштаба в изменчивости ряда САК за длительный период (115 лет) в настоящей работе (см. табл. 1) подтверждает, что мультидекадная мода САК соответствует АМО.

На основе анализа многолетних рядов данных контактных наблюдений 1900-2014 гг. и модельных расчётов проекта СМІР5 за период 1900-2005 гг. (см. рис. 1, а) установлено, что в изменчивости ледовитости Баренцева моря доминирует период приблизительно 60 лет, связанный с АМО. Наличие такого цикла как основного климатообразующего колебания в Арктической зоне в XX в. [32] подтверждается также вейвлет-спектром аномалий среднегодовой температуры воздуха, из которых был удалён линейный тренд в работе [6]. Однако к этой уточнённой оценке нужно относиться с осторожностью, так как для статистически значимого определения «внутривековой» изменчивости данные наблюдений должны охватывать хотя бы два периода изменчивости. Поэтому непрерывный мониторинг ледовитости Баренцева моря остаётся одной из важных задач.

Авторы провели кросскорреляционный анализ связей между соответствующими характеристиками (ледовитостью, температурой Баренцева моря, САК и АМО) на выделенных масштабах изменчивости, как прямых, так и с временными сдвигами (1–3 года), значимыми на 95%-м доверительном уровне, результаты которого приведены в табл. 2. Максимальные корреляции обнаружены при сдвиге два года между ледовитостью и AMO (R = -0.9) на периодах более 20 лет. Между ледовитостью и температурой Баренцева моря также установлена отрицательная связь (R = -0.7), которая проявляется со сдвигом 1-2 года при лидировании температуры на периодах 10-20 лет и более 20 лет. Между САК и ледовитостью отмечена отрицательная корреляционная связь (R = -0.6) со сдвигом 1-2 года при лидировании САК, отрицательная (R = -0,4) со сдвигом один год на периоде 10-20 лет и положительная (R = 0,4) со сдвигом три года на периоде 6-8 лет при лидировании ледовитости. Имеются значимые связи (R = 0,8) между САК и ледовитостью при лидировании ледовитости на периодах более 20 лет при больших временных сдвигах (семь лет), однако в настоящей работе они не анализировались. Взаимный корреляционный анализ АМО и САК показал, что эти характеристики имеют отрицательную связь ($R = -0, 4 \div -0, 5$) на периодах 3-4, 6-8 и более 20 лет со сдвигом три года при лидировании АМО. Последний результат согласуется с результатами работы [33], в которой показано, что для положительной (отрицательной) фазы АМО характерно сочетание отрицательных (положительных) значений индекса САК.

При увеличении AMO в 1920—50-е и в 1980— 2010-е годы (см. рис. 1, δ) ледовитость Баренцева моря с запаздыванием приблизительно около двух лет уменьшается (см. рис. 1, a), что связано с интенсификацией атмосферной циркуляции, которая сопровождается усилением западных и юго-западных ветров над Северной Атлантикой и Норвежским морем и увеличением притока тёплых Североатлантических вод в Арктический бассейн. При уменьшении АМО в 1950—80-е годы ледовитость Баренцева моря увеличивалась, что сопровождалось ослаблением атмосферной и океанической циркуляции Североатлантического региона. Аналогичные периоды сокращения и разрастания льда до 1999 г. выделены по всему Арктическому бассейну [17] и до 2005 г. для Гренландского, Баренцева и Карского морей при рассмотрении характеристик колебаний суммарной площади, занятой льдом в этих морях [6].

Как отмечено в работе [3], на основе сравнительного анализа данных мониторинга морских льдов с помощью попутных измерений с борта ледоколов и других судов в 1977, 1987, 2000 гг. площадь многолетних льдов сократилась в 2-3 раза, а толщина льда во всём Арктическом бассейне уменьшилась на 23%. Полученные в настоящей работе результаты совпадают с результатами модельных расчётов [20] за 1950-2005 гг. и фоновым прогнозом по ледовитости морей Северного Ледовитого океана на 2006-2090 гг. В работе [23] показано, что ледовитость в северных морях с 2010 г. увеличивается и это будет продолжаться вплоть до 2030 г., причём это характерно как для восточных, так и для западных морей Северного Ледовитого океана. Отмечается также, что для западных морей (к которым относится и Баренцево море) эти изменения выражены особенно резко. Анализ результатов численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы в работе [21] позволил установить, что потепление в первой половине XX в. в зимний период должно было сопровождаться значительной отрицательной аномалией площади распространения арктических морских льдов. Полученные результаты показывают существенную роль естественных долгопериодных колебаний климата в современных изменениях площади морских льдов. Это связано с изменением атмосферной циркуляции и температуры воздуха, толщины ледяного покрова, положительными и отрицательными связями с альбедо поверхности, а главное - с поступлением тёплых вод в Арктику из Северной Атлантики [34].

На площадь ледяного покрова в Баренцевом море влияет и Североатлантическое колебание — главная мода зимней межгодовой из-

менчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы во внетропических широтах Северного полушария [14, 35]. САК также определяет перенос атлантических вод в Северный Ледовитый океан [36]. На рис. 2 показана межгодовая изменчивость температуры, солёности Баренцева моря и индекса САК. Увеличение индекса САК в 1960-90-е годы, характеризующееся усилением зональной циркуляции атмосферы, сопровождается интенсификацией и смещением на север, но с некоторым запаздыванием, начиная с конца 1970-х до середины 2010-х годов, Северного субполярного фронта в Северной Атлантике [11, 12]. Это приводит к увеличению притока тёплых вод из Северной Атлантики в Арктику и, как следствие, к увеличению температуры, солёности и уменьшению ледовитости Баренцева моря (см. рис. 1, а и рис. 2). Данные о температуре воды в Баренцевом море в слое 50-200 м, в котором проходит поток атлантической воды через разрез по «Кольскому меридиану», относятся к репрезентативным показателям интенсивности океанического притока тепла из Атлантики в Баренцево море [2]. Графики температуры и полиномиальные тренды пятого порядка в слоях 0-200 и 50-200 м практически совпадают (см. рис. 2, а). Распространяясь по акватории Баренцева моря, тёплая и солёная вода ограничивает разрастание морского ледяного покрова.

Анализ значимого на 95%-м доверительном уровне линейного тренда по данным инструментальных наблюдений показал, что ледовитость Баренцева моря уменьшилась за 1900-2014 гг. на 20%. Отрицательную долговременную тенденцию ледовитости за 1900-2005 гг. подтверждают результаты, полученные в настоящей работе с помощью выбранных современных глобальных климатических моделей в рамках проекта СМІР5, материалов исследований [14, 21, 25, 29, 37] и данных инструментальных наблюдений [1, 6, 17, 23, 38]. Механизм усиления потепления в Баренцевом море и во всём Атлантическом секторе Арктики описан в работах [34, 39], авторы которых подчёркивают важность влияния увеличения переноса океанического тепла из Северной Атлантики вместе с возможными крупномасштабными изменениями атмосферной циркуляции. Наиболее значительные линейные тренды ледовитости отмечаются в западных морях (Гренландское, Баренцево, Карское),



вость температуры: 1 – в слое 0-200 м; 2 - в слое 50-200 м; 3, 4 – полиномиальные тренды пятого порядка; б – межгодовая изменчивость солёности: 5 – в слое 0-200 м на разрезе «Кольский меридиан»; 6 - полиномиальный тренд пятого порядка; в – 7 – индекс САК; 8 – полиномиальный тренд пятого порядка **Fig.** 2. a – interannual variability of temperature: 1 - in the 0-200 mlayer; 2 - in the 50-200 m layer; 3, 4 -polynomial trends of the 5th order; δ – interannual variability of salinity: 5 - in the 0-200 m layer on« the Kola meridian»; 6 - polynomial trend of the 5th order; e -7 - NAO index; 8 - polynomialtrend of the 5th order

2013



Годы

Fig. 3. Interannual variability of anomalies of the area occupied by the ice cover:

I – interannual anomalies of the area occupied by the ice cover of the Northern Hemisphere according to the satellite observations NOAA for 1978–2013; 2 – polynomial trends of the 5th order

где вклад таких изменений в дисперсию межгодовой изменчивости ледовитости составил более 30%; в восточных морях он равен всего 8% [6]. В работе [39] вклад в изменчивость ледовитости атлантического сектора Арктики линейного тренда оценивается в 48%.

Оценки площади ледяного покрова всего Северного полушария, полученные в настоящей работе по спутниковым данным NOAA за 1978-2013 гг., также показывают её уменьшение в среднем на 1,5 × 10⁶ км² с 1980-х до начала 2010-х годов (рис. 3). По данным расчётов моделей проекта СМІР5 в работе [14] показано, что площадь ледяного покрова всей Арктики уменьшилась на 2×10^6 км² за период 1970—2000 гг. Однако с 2012 г. наблюдается незначительный рост ледяного покрова Северного полушария (см. рис. 3), что согласуется с результатами работы [17]. Сравнительный анализ полиномиальных трендов (см. рис. 1 *a*, *б*) показывает, что отмеченное увеличение ледовитости с 2012 г. проявляется и в Баренцевом море, и это сопровождается спадом АМО с 2010 г.

Заключение

На основе анализа большого массива данных (1900-2014 гг.) инструментальных наблюдений за ледовитостью Баренцева моря и результатов расчёта по выбранным трём моделям проекта CMIP5 (GFDL-CM3, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR) за 1900-2005 гг. проанализирована её межгодовая и междекадная изменчивости и линейные тренды. С помощью спектрального анализа рядов данных о температуре на разрезе «Кольский меридиан», ледовитости Баренцева моря и Атлантической мультидекадной осцилляции установлено, что в изменчивости этих характеристик присутствуют квазипериодические составляющие: более 20 лет, 10-11 лет, 6-8 лет, 3-4 года. Полученные оценки соответствующих вкладов в изменчивость ледовитости по данным контактных наблюдений и модели GFDL-CM3 достаточно хорошо совпадают, при этом максимальный вклад в изменчивость вносят периоды более 20 лет (20 и 32%) и тренды (57 и 45%).

Наибольшие вклады изменчивости в суммарную дисперсию температуры на разрезе «Кольский меридиан» и Атлантической мультидекадной осцилляции вносят долгопериодные составляющие с периодами более 20 лет после предварительного удаления тренда, равные 47 и 51% соответственно. На долю этих трендов при-

Литература

- 1. Жичкин А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вест. Кольского науч. центра РАН. 2015. № 1 (20). С. 55–64.
- 2. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом

ходится 33 и 30% суммарной дисперсии. Уменьшение ледовитости Баренцева моря за период 1900–2014 гг. составило по данным наблюдений и модельных расчётов 20 и 15% соответственно, что подтверждает глобальное потепление.

Сокращение площади льда с середины 1920— 50-х годов и в 1980—2010-е годы связано с увеличением АМО и интенсификацией переноса тёплых вод из Северной Атлантики в Арктический бассейн под влиянием атмосферного воздействия, обусловленного САК. Между САК и ледовитостью отмечена отрицательная корреляционная связь (R = -0,6) со сдвигом 1—2 года на периодах 10—20 лет.

Периоды нарастания ледяного покрова в 1950—80-е годы сопровождаются противоположными тенденциями. При этом реакция ледовитости на изменения температуры поверхности Северной Атлантики происходит приблизительно с двухлетним запаздыванием (R = -0,7). Установленное по спутниковым данным NOAA уменьшение площади ледяного покрова всего Северного полушария на $1,5 \times 10^6$ км² с 1980-х до начала 2010-х годов подтверждает полученные результаты по изменению ледовитости Баренцевого моря.

Благодарности. Исследования выполнены по теме государственного задания Института морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (АААА-А18-118021490093-4).

Acknowledgments. The research was carried out on the theme of the state task of the Institute of Marine Biological Research. A.O. Kovalevsky RAS «Functional, metabolic and toxicological aspects of the existence of hydrobionts and their populations in biotopes with different physic-chemical regimes» (AAAA-A18-118021490093-4).

References

- Zhichkin A.P Dynamics of inter-annual and seasonal anomalies of ice-cover extent in the Barents and Kara Seas. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*. Bull. of the Kola Science Center of the RAS. 2015, 1 (20): 55–64. [In Russian].
- 2. Karsakov A.L. Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skiy meridian» v Barentsevom more za period 1900–

море за период 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.

- 3. Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков Ю.В., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.
- Воробьев В.Н., Косенко А.В., Смирнов Н.П. Многолетняя динамика ледового покрова морей западного сектора Арктики и ее связь с циркуляцией атмосферы и океана в Североатлантическом регионе // Изв. РГО. 2010. Т. 142. Вып. 6. С. 52–59.
- Матишов Г.Г., Дженюк С.Л. Арктика. Морская хозяйственная деятельность в российской Арктике в условиях современных климатических изменений // Экология и экономика. 2012. № 1 (5). С. 26–37.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике: Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
- 7. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: изд. ААНИИ, 2004. 320 с.
- Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390.
- Bersh M., Yashayaev I., Koltermann K.P. Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic // Ocean Dynamics. 2007. V. 57. P. 223–235.
- Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents seas: 1980–1996 // Deep Sea Research. 2001. Pt. I. 48. P. 383–404.
- 11. Дворянинов Г.С., Кубряков А.А., Сизов А.А., Станичный С.В., Шапиро Н.Б. Североатлантическое колебание – доминирующий фактор изменчивости циркуляционных океанических систем Северной Атлантики // ДАН. 2016. Т. 466. № 3. С. 345–349.
- 12. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.
- Сарафанов А.А., Соков А.В., Фалина А.С. Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в Субполярной Северной Атлантике на 60° с.ш. в 1997–2006 гг. // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 209–221.
- 14. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Р.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменение площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей СМІР5 и СМІР 3 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107.

2008 gg. Oceanographic studies on the Kola meridian section in the Barents Sea for the period 1900–2008. Murmansk: PINRO, 2009: 139 p. [In Russian].

- 3. *Frolov S.V., Fedyakov V.E., Tret'yakov Yu.V., Kleyn A.E., Alekseev G.V.* New data on change in ice thickness in the Arctic Ocean. *Doklady Akademii nauk.* Proc. of the Academy of Sciences. 2009, 425 (1): 104–108. [In Russian].
- Vorob'ev V.N., Kosenko A.V., Smirnov N.P. Multiyear dynamics of ice cover of the sea in the western sector of the Arctic and its relation to the circulation of the atmosphere and ocean in the North Atlantic region. *Izvestiya*. *RGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2010, 142 (6): 52–59. [In Russian].
- 5. *Matishov G.G., Dzhenyuk S.L.* Marin economic activity in the Russian Arctic in the context of modern climate change. *Ekologiya i ekonomika*. Ecology and Economics. 2012, 1 (5): 26–37. [In Russian].
- 6. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Nauchnye issledovaniya v Arktike: T. 2. Klimaticheskie izmeneniya ledyanogo pokrova Evrazijskogo shel'fa. Scientific research in the Arctic. Climatic changes in the ice cover of the Eurasian shelf. T. 2. St.-Petersburg, Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
- Mironov E.U. Ledovyye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryakh i ikh dolgosrochnyi prognoz. Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-term forecast. St.-Petersburg: AARI, 2004: 320 p. [In Russian].
- Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. The influence of the Atlantic on the warming and reduction of the Arctic sea ice cover. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381–390. [In Russian].
- 9. Bersh M., Yashayaev I., Koltermann K. P. Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic. Ocean Dynamics. 2007, 57: 223–235.
- Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents seas: 1980–1996. Deep-Sea Research. 2001, Pt. I. 48: 383–404.
- Dvoryaninov G.S., Kubryakov A.A., Sizov A.A., Stanichnyiy S.V., Shapiro N.B. The North Atlantic Oscillation is the dominant factor in the variability of the circulating ocean systems of the North Atlantic. *Doklady Akademii nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2016, 466 (3): 345–349. [In Russian].
- 12. Nesterov E.S. Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean. North Atlantic Oscillation: Atmosphere and Ocean. Moscow: Triada LTD, 2013: 144 p. [In Russian].
- 13. *Sarafanov A.A.*, *Sokov A.V.*, *Falina A.C.* Warming and salinity of the Labrador water mass and deep waters in the Subpolar North Atlantic by 60° N in 1997–2006. *Okeanologiya*. Oceanology. 2009, 49 (2): 209–221. [In Russian].
- 14. Semenov V.A., Martin T., Berens R.K., Latif M., Astafeva E.S. The change in the area of Arctic sea ice in ensembles of climate models CMIP5 and CMIP3. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. [In Russian].
- 15. Averkiev A.S., Gustoev D.V., Karpova I.P., Seryakov E.I. Issledovanie i dolgosrochnoe prognozirovanie teplovykh protsessov na

- 15. Аверкиев А.С., Густоев Д.В., Карпова И.П., Серяков Е.И. Исследование и долгосрочное прогнозирование тепловых процессов на разрезе «Кольский меридиан» // 100 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». Мурманск: изд. ПИНРО, 2005. С. 15–31.
- 16. Денисов В.В. Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря). Апатиты: изд. КНЦРАН, 2002. 502 с
- Алексеев Г.В., Большиянов Д.Ю., Радионов В.Ф., Фролов С.В. 95 лет исследований климата и криосферы в Арктике в ААНИИ // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 127–140.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2012. V. 93. № 4. P. 485–498.
- 20. Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупомасштабного состояния вод и морского льда Северного ледовитого океана в 1948–2002 гг. Ч. 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 383–398.
- 21. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
- 22. Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В., Выручалкина Т.Ю. Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического сценария // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2 (26). С. 35–52.
- 23. Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Фролов И.Е. Оледенение в Арктике. Причины и следствия глобальных изменений // Вест. РАН. 2010. Т. 80. № 3. С. 225–234.
- 24. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J-F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P. P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300 // Climatic Change. 2011. V. 109. № 1–2. P. 213–241.
- Павлова Т.В., Катцов В.М. Площадь ледяного покрова Мирового океана в расчетах с помощью моделей СМІР5 // Тр. ГГО. 2013. Т. 568. С. 7–35.
- 26. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. L16502. P. 399–409.

razreze «Kol'skiy meridian». 100 let okeanograficheskikh nablyudeniy na razreze «Kolskiy meridian». Research and long-term forecasting of thermal processes on the «Kola meridian» section. 100 years of oceanographic observations on the «Kola meridian». Murmansk: PINRO, 2005: 15–31. [In Russian].

- 16. Denisov V.V. Ekologo-geograficheskie osnovy ustoychivogo prirodopolzovaniya v shelfovykh moryakh (ekologicheskaya geografiya morya). Ecological-geographical bases of sustainable nature management in the offshore seas (ecological geography of the sea). Apatity: KNT RAS, 2002: 502 p. [In Russian].
- Alekseev G.V., Bolshiyanov D.Yu., Radionov V.F., Frolov S.V. 95 let issledovaniy klimata i kriosfery v Arktike v AANII. 95 Years of Climate and Cryosphere Studies in the Arctic in AARI. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 127–140. [In Russian].
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Amer. Meteorol. Society. 2012, 93 (4): 485–498.
- 19. *Deser C.*, *Phillips A.*, *Bourdette V.*, *Teng H.* Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. Climate Dynamics. 2012, 38 (3–4): 527–546.
- 20. Yakovlev N.G. Reproduction of the large-scale state of waters and sea ice of the Arctic Ocean in 1948–2002. Pt. 1: The numerical model and the mean state. *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of the Atmosphere and Ocean. 2009, 45 (3): 383–398. [In Russian].
- 21. *Mohov I.I., Semenov V.A., Hon V.Ch., Pogarskiy F.A.* Changes in the distribution of sea ice in the Arctic and related climatic effects: diagnostics and modeling. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, № 2 (122): 53–62. [In Russian].
- 22. Panin G.N., DianskiyN.A., Solomonova I.V., Gusev A.V., Vyruchalkina T.Yu. Assessment of climate change in the Arctic in the 21st century on the basis of a combined forecast scenario. Arktika: ekologiya i ekonomika. Arktika: ecology and economics. 2017, 2 (26): 35–52. [In Russian].
- 23. Kotlyakov V.M., Glazovskiy A.F., Frolov I.E. Oledenenie v Arktike. Prichiny i sledstviya globalnykh izmeneniy. Glaciation in the Arctic. The causes and consequences of global change. Vestnik Rossiyskoy Akademii nauk. Herald of the Academy of Sciences. 2010, 80 (3): 225–234. [In Russian].
- Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J-F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. Climatic Change. 2011, 109 (1-2): 213-241.
- Pavlova T.V., Kattsov V.M. Area of the ice cover of the World Ocean in calculations using CMIP5 models. *Trudy Glavnoy geofizicheskoy observatorii im. A.I. Voeyko*va. Proc. of the Voeikov Main Geophysical Observatory. 2013, 568: 7–35. [In Russian].
- 26. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arc-

- 27. Электронный pecypc: http://www.pinro.ru.
- Электронный pecypc: http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html.
- 29. *Hurrell J.W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
- Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. The Atlantic multidecadal oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophys. Research Letters. 2001. V. 28. P. 2077–2080.
- 31. *Сизов А.А.* О крупномасштабной изменчивости циркуляции и теплового состояния атмосферы и океана в Северной Атлантике // Морской гидрофизич. журнал. 1991. № 5. С. 22–26.
- 32. Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.Y. Arctic air temperature amplification and the Atlantic multidecadal oscillation // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L14801.
- 33. Семенов В.А., Черенкова Е.А. Оценка влияния Атлантической мультидекадной осцилляции на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в Атлантическом секторе в летний сезон // ДАН. 2018. Т. 478. № 6. С. 697–701.
- 34. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. V. 51. P. 415–449.
- 35. Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature // Journ. of Climate. 2010. V. 23. P. 5668–5677.
- 36. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrel J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslovski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // Journ. of Climate. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
- Comiso J.C., Nishio F. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. C02S07. doi: 10.1029/2007JC004257.
- Pistone K., Eisenmann I., Ramanathan V. Observational determination of Albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice // Proc. National Acad. of Sciences. 2014. V. 11. № 9. P. 3322–3326.
- 39. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притоков теплых атлантических вод на аномалии климата в арктическом секторе Арктики // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82.

tic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. Geophys. Research Letters. 2012, 39: L16502. doi:10.1029/2012GL052676.

- 27. http://www.pinro.ru. [In Russian].
- 28. http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html. [In Russian].
- 29. *Hurrell J.W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. Science. 1995, 269: 676–679.
- 30. *Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic multidecadal oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U.S. Geophys. Research Letters. 2001, 28: 2077–2080.
- 31. *Sizov A.A.* On the large-scale variability of the circulation and thermal state of the atmosphere and ocean in the North Atlantic. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal.* Journ. of Physical. Oceanography. 1991, 5: 22–26. [In Russian].
- 32. Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.Y. Arctic air temperature amplification and the Atlantic multidecadal oscillation. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L14801.
- Semenov V.A., Cherenkova E.A. Estimation of the influence of Atlantic multi-decadal oscillations on large-scale atmospheric circulation in the Atlantic sector in the summer season. Doklady Akademii nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 2018, 478 (6): 697–701. [In Russian].
- 34. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. Reviews of Geophysics. 2013, 51: 415–449.
- 35. Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. Journ. of Climate. 2010, 23: 5668–5677.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrel J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslovski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. Journ. of Climate. 2000, 13: 2671–2696.
- 37. *Comiso J.C.*, *Nishio F.* Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. Journ. of Geophys. Research. 2008, 113: C02S07: doi: 10.1029/2007JC004257.
- Pistone K., Eisenmann I., Ramanathan V. Observational determination of Albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. Proc. Natl. Acad. Sci. 2014, 11 (9): 3322–3326.
- Zolotokrylin A.N., Mihaylov A.Yu., Titkova T.B. Influence of warm Atlantic water tributaries on climate anomalies in the Arctic sector of the Arctic. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 73–82. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 551.321

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-123-134

Зонды для исследования ледяных и подлёдных сред планет

© 2019 г. А.В. Зеленчук, В.А. Крыленков

Научно-техническая фирма «СВИТ», Москва, Россия, zelenchuka@rambler.ru

Probes for the study of icy and subglacial environment of planets

A.V. Zelenchuk, V.A. Krylenkov

LLC «Scientific-Technical Company LVPT», Moscow, Russia

zelenchuka@rambler.ru

Received January 10, 2018 / Revised June 12, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: cryobot, Europa – satellite (moon) of the Jupiter planet, hydraulic force, probe, single-wire Tesla system, thermic hydraulic drill (THD).

Summary

The article proposes a technology for increasing the thermic ice drilling rate under the influence of hydraulic force generated by the probe (or cryobot), which increases the coefficient of conversion of thermal energy into the energy of ice melting and allows increasing the power of thermal head of the probe. A single-wire Tesla system is proposed to use for the probe power supply, which makes it possible to reduce the volume of the cable and losses of transmitted energy. The method of the probe self-lifting to the ice surface without using the hydraulic force (traction), i.e. without a load on the cable, is proposed. To study thick (up to 5 km) ice sheets and subglacial water environments on the Earth, as well as the ice cover (up to 30 km thick) and the subglacial ocean of the Europe (the Jupiter's satellite), conceptual principal designs of the probe (or cryobot) have been developed on the basis of thermic-hydraulic drilling (THD). Implementation of the THD-cryobot designs will allow organizing systemic studies of glaciers and subglacial water environments on the Earth and other planets, not disturbing their ice isolation with multiple savings of financial and technical means, energy and time.

Citation: Zelenchuk A.V., Krylenkov V.A. Probes for the study of icy and subglacial environment of planets. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019. 59 (1): 123–134. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-123-134.

Поступила 10 января 2018 г. / После доработки 12 июня 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: гидравлическая сила, Европа — спутник Юпитера, зонд, криобот, однопроводная система Тесла, термогидравлический бур-зонд (ПГБ-зонд).

Для исследования ледяных массивных щитов (до 5 км) и подледниковых водных сред на Земле, а также ледяного покрова толщиной до 30 км и подлёдного океана Европы (спутника Юпитера) разработан концептуальный проект термогидравлического бура-зонда (ТГБ-зонда и ТГБ-криобота) и представлены ключевые конструкторские решения. Реализация идеи такого зонда (криобота) позволит организовать системные исследования ледников и подледниковых водных сред на Земле и других планетах без нарушения ледяной изоляции при многократной экономии финансовых и технических средств, энергии и времени.

Введение

Изучение ледяных щитов и подледниковой водной среды Арктики и Антарктики, а также жизнедеятельности микроорганизмов в криогенной среде позволяет получать уникальную информацию об эволюции Земли и жизни на ней [1–4]. Такие исследования необходимы для прогнозирования изменений климата и обеспечения людей знаниями о негативных последствиях быстрого изменения природной среды нашего обитания на Земле [5, 6]. Изучение подледниковой водной среды (в том числе, подледникового озера Восток в Антарктиде) позволяет учёным обсуждать возможность существования жизни в холодных мирах Солнечной системы (рис. 1), учитывая тот факт, что поверхностные структуры семи из девяти открытых человеком планет, их спутников, а также комет представляют собой криогенные среды. Как полагают специалисты, подобные ус-



Рис. 1. Примерная схема разреза толстых льдов и подледниковых сред на Земле и на спутнике Юпитера Европе (рисунок NASA)

Fig. 1. The block diagram heavy ice and subglacial environments on Earth and Europa, Jupiter's moon (drawing of NASA)

ловия существуют в подледниковых океанах спутников Юпитера (Ганимед, Каллисто и Европа) и Сатурна (Диона и Энцелад), на полюсах Марса, где концентрация воды в приповерхностном слое на полюсах достигает 90% [7–10]. Жизнеспособные клетки и продукты их жизнедеятельности, обнаруживаемые в криосфере Земли, представляют собой возможный аналог внеземных экосистем. Если жизнь существовала на ранних стадиях развития планет Солнечной системы, то вполне вероятно, что её следы будут сохранены в криогенных зонах и ледяных покровах этих небесных тел.

Создание и использование зондов, не нарушающих естественную ледяную изоляцию холодных экосистем при исследовании мощных (более l км) ледниковых щитов, ледников и подледниковой среды, необходимо для системного, регулярного исследования криосферы Земли и других небесных тел. Основные проблемы всех технологий, используемых для проникновения через лёд и изучения ледяной и подлёдной среды, — это нарушение природной ледяной изоляции, низкая скорость бурения (из-за низкого коэффициента преобразования тепловой энергии в энергию плавления льда), большой расход энергии, а также загрязнения (химические и тепловые), присущие существующим технологиям бурения. По мнению авторов, пришло время для широкого обсуждения идей и технологий, которые ещё либо реализованы не полностью, либо существуют в виде концептуальных проектов. Их интенсивное развитие может привести к появлению автономных и мобильных буровых зондов для изучения ледниковых щитов и криогенных сред на Земле и других небесных телах. Для развития технологий проникновения в толстые ледниковые покровы необходимо организовать апробацию новых идей и конструкций буровых зондов (зондов-буров) с использованием инфраструктуры арктических и антарктических исследовательских станций (см. рис. 1).

Проблемы исследования мощных ледниковых щитов и подледниковых сред

Получение знаний о геологических, геохимических, гидрологических и микробиологических аспектах криогенной среды (криосферы) имеет большой научный интерес, но требует доступа в ледяной массив и в подледниковую природную среду, развёртывания там научных приборов и извлечения образцов, сохраняя при этом их целостность и не нарушая исследуемой ледниковой и подледниковой среды. Для защиты этих уникальных ледяных и подледниковых экосистем необходимо предотвращать: а) нарушения режимов термобарического равновесия и фазового перехода на всей поверхности раздела лёд-вода в подледниковых водных средах; б) их загрязнение буровым оборудованием, которое может стать причиной попадания (интродуцирования) загрязняющих микроорганизмов и антропогенных химических веществ в лёд и подледниковую среду в количествах, превышающих фоновые значения. Научным сообществом и финансирующими учреждениями были составлены рекомендации, подобные разработанным для обеспечения защиты планет при выполнении космических миссий, среди которых - необходимость стерилизации зондов перед их проникновением в толщу льда, а также приборов и пробоотборников, предназначенных для спуска в буровые скважины [11–15].

Требования экологически чистого доступа к подледниковым средам сопряжены со значительными инженерными и материально-техническими проблемами. Например, скважины во льду глубиной более 500 м, пробуренные в Антарктиде колонковыми бурами, необходимо заполнять незамерзающей буровой жидкостью для предотвращения деформации стенок скважины под действием горного давления льда. Буровая токсичная жидкость влияет на чистоту проб, извлекаемых с глубин, а при проникновении в подледниковое озеро может попасть в воду или частично вытесниться озёрной водой в скважину, что зависит от перепада давления на поверхности (границе) раздела лёд-вода. Тем не менее, за 20 лет из глубокой скважины на станции Восток с помощью колонковых буров было получено много кернов льда, изучение которых позволило получить уникальную информацию об изменениях палеоклимата на Земле за сотни тысяч лет.

Проплавление толщи льда горячей водой (Clean Hot Water Drills, CHWD) имеет большую скорость (до 150 м/ч), но эта технология неэффективна из-за больших потерь тепла и необходимости использовать тяжёлое оборудование. Кроме того, такая открытая скважина доступна для изучения подлёдной среды различными приборами не более нескольких десятков часов, пока она не замёрзнет. Поэтому во время бурения необходимо соблюдать весьма сложный режим последовательных и одновременных операций с целью обеспечения процесса бурения и сохранения уже обустроенной скважины [16]. В целях предотвращения замораживания водной среды в скважине, а также замерзания исследовательских приборов, которые могут быстро обледенеть при контакте с водой, в полости ствола скважины необходимо поддерживать температуру около 5 °C (за счёт нагревания и циркуляции водной среды в скважине), что также усложняет применение CHWD-технологии.

Таким образом, применение в труднодоступных полярных регионах Земли крупногабаритных и тяжёлых буровых установок с колонковыми бурами и комплексов гидродинамического бурения горячей водой (сотни тонн оборудования, а энергетические затраты превышают 5 МВт) в целях системных исследований льдов и подледниковых сред весьма нерационально, энергозатратно, чрезвычайно дорого и несёт большие риски загрязнения и нарушения хрупких экосистем криосферы.

В настоящее время безусловно актуален поиск новых идей при конструировании мобильных и автономных зондов для герметичного проникновения в ледяные массивы и подледниковые среды. Их создание позволило бы организовать систематические и вместе с тем сравнительно малозатратные исследования криосферных сред в труднодоступных полярных регионах Земли, ледяных массивов и водных сред других планет Солнечной системы при минимальном риске их загрязнения и нарушения. Поэтому авторы статьи уделили особое внимание анализу свойств некоторых конструкций мобильных, автономных и сравнительно малогабаритных зондов, описания которых в виде концептуальных проектов появились в различных публикациях последних лет.

Проекты зондов для герметичного проникновения в подледниковые среды

Командой Р.Г. Талалая (2014 г.) для герметичного проникновения в массивные льды (ледниковые щиты) и подледниковые озёра на Земле был предложен зонд-термобур RECAS (Recoverable autonomous sonde — извлекаемый автономный зонд), использующий принцип термического бурения льда, оснащённый двумя термоголовками на торцах его корпуса, внутри которого размещены приборный отсек и катушка с несущим кабелем, соединённым с электро-



Рис. 2. Концептуальные проекты зондов RECAS (*a*) и VALKYRIE (б) для исследования ледниковых щитов и подледниковых сред на Земле и других планетах.

Этапы миссии криобота VALKYRIE на Европе – спутнике Юпитера (в): 1 – бурение-спуск через лёд; 2 – поворот в воде и перемещение в радиусе 1 км подо льдом; 3 – съёмки рельефа дна боковым эхолотом; 4 – поворот в воде и подъём сквозь лёд; 5 – выход на ледяную поверхность небесного тела

Fig. 2. Conceptual designs of RECAS (a) and VALKYRIE (δ) probes for the study of ice sheets and subglacial environments on the Earth and other planets.

The stages (position) of the VALKYRIE cryobot mission on Europe – the satellite of Jupiter (a): 1 – launch through the ice; 2 – turn in water and sailing over 1 km under the ice; 3 – surveys of seabed relief by side echo-sounder; 4 – turn in water and lift through ice; 5 – exit to the ice surface

генератором и пультом управления на ледяной поверхности (рис. 2, *a*) [17]. Когда нижняя термоголовка плавит лёд, RECAS движется вниз под действием собственной силы тяжести, а несущий кабель разматывается с катушки, размещённой внутри корпуса зонда, и выходит через небольшое центральное отверстие в верхней термоголовке. Талая вода в скважине выше зонда быстро замерзает, охватывая неподвижный относительно массива льда кабель и обеспечивая тем самым ледяную изоляцию зонда и подледниковой среды от поверхности. Такой зонд движется сквозь лёд внутри герметичного ледяного «кокона», заполненного талой водой из ледяного забоя.

Для обеспечения подъёма зонда на поверхность верхняя термоголовка плавит лёд. а кабель с усилием, создаваемым электромеханическим приводом, наматывают на катушку внутри зонда. Таким образом, сила давления зонда в верхний ледяной забой при подъёме определяется силой натяжения кабеля, а талая вода в скважине ниже зонда быстро замерзает. По оценкам команды Талалая, RECAS весом 5000 H, диаметром 150 мм и длиной 4 м, оснащённый электрогенератором мощностью 9-10 кВт, способен развить скорость бурения во льду до 1,7 м/ч, что обеспечит цикл исследований в массиве льда на глубинах до 5 км длительностью не более 8-9 месяцев при небольшом штате обслуживающего персонала (4-5 человек) и затратах топлива порядка 12 т, что в 10-20 раз дешевле, чем применение электромеханического бурения или проплавления льда струёй горячей воды. При этом **RECAS** обеспечит целостность естественной ледяной изоляции подледниковой среды при отборе проб талой воды во льду и подледниковой водной среды озера. Однако сроки миссии RECAS не укладываются в тёплый период сезонных работ в Арктике и Антарктике (2-3 месяца), а большая механическая нагрузка на несущий кабель может привести к его обрыву при подъёме этого зонда.

Примерно такой же принцип конструирования зонда был предложен командой W.C. Stone (2014 г.) из США при концептуальном проектировании криобота VALKYRIE для исследований толстого (до 30 км) ледникового покрова и подлёдного океана Европы, луны Юпитера [18]. В этом криоботе термоголовка оснащена соплами, испускающими в ледяной забой струи горячей воды, т.е. применяется комбинация термобурения проплавлением льда и гидродинамического бурения горячей водой. Предполагается также, что криобот будет потреблять энергию через лазер мощностью до 250 кВт от источника с ядерным топливом, расположенным на ледяной поверхности спутника Юпитера. Для подвода энергии лазера к криоботу специалисты из США предполагают использовать оптическое волокно толщиной в несколько микронов. Причём такой энергоинформационный кабель будет намотан на катушку, размещённую внутри корпуса криобота, и будет разматываться по мере спуска криобота в ледяной массив. Талая вода, образовавшаяся при термическом бурении, быстро замёрзнет выше корпуса криобота, вмораживая, таким образом, в скважину, энергоин-

формационный кабель, соединяющий криобот с источником энергии на поверхности. При испытаниях на Аляске в 2015 г. макет такого криобота (длина 1,6 м, диаметр 0,45 м и мощность 5 кВт) пробурил лёд на глубину 30 м при скорости бурения примерно 1 м/ч [19]. В ледяном массиве на луне Европа, где гравитация (тяготение) на порядок меньше, чем на Земле, криобот будет бурить лёд горячей водой, прижимаясь к забою с силой в 10 раз меньшей, чем на Земле. Бурение-проплавление льда под действием такой небольшой силы и малой скорости бурения скважины (около 1 м/ч) может привести к большим потерям тепла (до 90%) через боковые поверхности скважины. Отметим, что для бурения льда толщиной в 30 км может потребоваться более четырёх лет. Достигнув подлёдного океана и проплыв в нём около 1 км, криобот VALKYRIE должен изменить своё положение в пространстве водной среды и плавучесть (как подводная лодка), чтобы под действием выталкивающей (подъёмной) силы Архимеда подниматься к ледяной поверхности, как показано на рис. 2, в.

Основным недостатком термобуров типа RECAS и криобота VALKYRIE, проплавляющих толщу льда с силой тяжести (определяемой гравитационным полем Земли или другого небесного тела), т.е. под воздействием гравитационной тяги, является малая скорость бурения из-за большого термического сопротивления водяной прослойки в забое между льдом и термоголовкой, которое пропорционально толщине этой прослойки (см. рис. 2, а, внизу). Простое повышение мощности термоголовки для увеличения скорости бурения льда может привести к парообразованию и увеличению толщины прослойки талой воды, что снизит теплоотдачу в ледяной забой, а термоголовка может перегореть. Поэтому для безопасного увеличения мощности термоголовки и скорости бурения необходимо повысить теплоотдачу термоголовки в лёд через прослойку талой воды, например, уменьшив её толщину путём воздействия дополнительной силой на зонд в направлении его движения.

В тяжёлых зондах RECAS и VALKYRIE при их движении вниз такой силой служит их собственный вес (определяемый притяжением Земли как сила тяжести, равная примерно 5000 Н для каждого из этих зондов), что обеспечивает удельную нагрузку на забой, выше которой скорость движения зондов во льду не изменяется, т. е. стабилизируется («выходит на «плато») и остаётся максимальной при неизменной мощности термоголовок. Например, для RECAS на малых глубинах в массиве льда эти условия выполняются, поскольку начальный вес – сила тяжести зонда – достаточно большая (примерно 5000 Н). Однако по мере погружения зонда в ледяной массив значительная масса кабеля вмёрзнет в лёд, и на глубинах 3-4 км вес зонда и удельная нагрузка становятся в разы меньше, а скорость движения зонда будет стремиться к нулю при неизменной мощности его термоголовки. При движении к поверхности ледяного массива роль подъёмной силы, вдавливающей верхнюю термоголовку RECAS в ледяной забой, выполняет сила натяжения кабеля, который наматывается при помощи механического привода на катушку внутри зонда. При этом для обеспечения необходимой удельной нагрузки термоголовки на ледяной забой при движении зонда вверх грузоподъёмность кабеля должна быть, как минимум, вдвое больше веса самого RECAS с кабелем (т.е. более 10 000 H), что приводит к значительному увеличению веса, габаритов, энергозатрат и времени миссии подобных зондов на больших глубинах в ледяном массиве.

Эти принципиальные недостатки конструкций термобуров-зондов, основанных на бурении проплавлением ледяного массива под действием гравитационной силы (тяги), исправить невозможно, если не изменить принципиально природу силы, воздействующей на термобуры-зонды в направлении их движения. Именно поэтому концептуальные проекты RECAS и VALKYRIE не имеют перспектив применения для исследования ледниковых щитов даже на Земле.

Принципы термогидравлического скоростного бурения льдов

В качестве альтернативы авторы настоящей статьи предлагают создать на порядок более лёгкие, чем RECAS и криобот VALKYRIE, зонды, но которые способны (в этом принципиальное отличие) самостоятельно генерировать некую силу по направлению движения зонда, обеспечивая необходимые удельные нагрузки на забой льда вне зависимости от гравитации на Земле и других небесных телах [4]. С целью безопасного увеличения мощности термоголовки (и скорости движения) термобура предлагается снизить термическое сопротивление прослойки талой воды в забое льда,



Рис. 3. Зависимость скорости бурения-проплавления льда от мощности и осевой нагрузки макета-прототипа при температуре льда –12 °C.

Параметры макета: диаметр – 27 мм, длина – 350 мм, мощность – до 1 кВт, вес – 8 Н (вес в воде – 5,6 Н)

Fig. 3. Dependence of the drilling-penetration rate of ice on the power and axial load of the prototype at ice temperature of -12 °C.

Parameters of the prototype (model): diameter -27 mm, length -350 mm, power - up to 1 kW, weight (gravity force) -8 N (weight in water (gravity force) -5.6 N)

уменьшая её толщину путём воздействия дополнительной силой на термобур. Это легко сделать на поверхности в зоне досягаемости и доступности зонда-термобура. На рис. 3 показана зависимость скорости бурения от мощности термоголовки и осевой нагрузки макета ТГБ-зонда при температуре льда -12 °С. При малом весе зонда для достижения максимальной скорости бурения (достижения «плато») необходимо (как видно на рис. 3) увеличить мощность термоголовки и давление зонда на дно ствола скважины в 5–13 раз.

По нашим оценкам, уровни удельной нагрузки и «плато самой высокой скорости бурения» будут пропорциональны мощности тепловой головки зонда. Теоретически это позволит лёгкому зонду двигаться в ледяном массиве на любых глубинах и в любых направлениях с максимальной скоростью (вплоть до 150 м/ч, как при плавлении льда под давлением струи горячей воды) и с минимальной нагрузкой на энергоинформационный несущий кабель в ледяных массивах планет, имеющих разную гравитацию. Для авторов основная задача заключалась в том, как на больших глубинах, недосягаемых для прямого воздействия на термобур с поверхности льда, научиться генерировать некую силу по направлению движения зонда? Авторы предложили воздействовать на зонд гидравлической силой, создаваемой самим термобуром за счёт перепада давления воды на торцах цилиндрического корпуса зонда.

Принципиальная конструкция ТГБ-зонда для исследования льдов

Предлагаемый авторами концептуальный проект термобура-зонда основан на генерировании гидравлической силы, которая создаётся самим зондом за счёт перепада давления воды на обоих торцах его корпуса. Термический гидравлический буровой зонд (ТГБ-зонд) для исследования мощных массивов льдов и подледниковых водных сред представлен на рис. 4, а, б. На верхнем и нижнем торцах трубчатого корпуса ТГБ-зонда установлены термоголовки в виде воронок с каналами, предназначенными для перекачки талой воды сквозь зонд. Внутри корпуса находятся реверсивный гидравлический насос и привод катушки с намотанным на неё несущим кабелем, который, разматываясь, выходит через отверстие в верхней термоголовке за пределы зонда. Над нижней термоголовкой размещён приборный отсек зонда с приводами для взятия проб воды и донного грунта. Для передачи энергии и информации предусмотрен контактный или бесконтактный токосъём с энергоинформационного несущего кабеля. В углублениях по периметру внешнего корпуса ТГБ-зонда установлены пары разнонаправленных уплотнителей в виде «юбок».

Когда ТГБ-зонд движется вниз, включён нагрев нижней термоголовки, а из ледяного забоя талая вода откачивается гидравлическим насосом сквозь зонд в верхнюю (над корпусом зонда) часть скважины. В зоне ледяного забоя создаётся разрежение, под действием которого возникает обратный ток талой воды через зазор между стенкой скважины и внешним корпусом зонда. Под действием обратного тока воды раскрывается «юбка» уплотнителя, края которой плотно прижимаются к стенкам скважины и перекрывают обратный ток воды. «Юбка» соседнего уплотнителя, наоборот, складывается и прижимается к стенке зонда (см. рис. 4, *а*). В результате возникают перепад давления ΔP в поперечном сечении зонда *S* и сила *F*, которая давит на ТГБ-зонд, уменьшая прослойку воды в ледяном забое, что увеличивает теплоотдачу термоголовки и скорость движения зонда.

Предлагаемый принцип движения зонда во льду (внутри скважины-«кокона», см. рис. 4, a, δ) похож на движение капсулы в трубе пневмопочты, обеспечиваемое за счёт перепада давления на концах капсулы. Отличие состоит в том, что сила F возникает за счёт понижения давления на ΔP перед зондом при откачивании насосом талой воды из ледяного забоя. Значение силы F можно вычислить в соответствии с законом Паскаля, умножив величину перепада давления ΔP , создаваемого насосом, на площадь поперечного сечения зонда S. Например, при величине ΔP в 10 и 20 атмосфер и диаметре зонда 10 см гидравлическая сила *F* будет равна соответственно около 8000 и 16 000 Н, превысив собственный вес (силу тяжести) зонда в 20-100 раз. Наибольшей величины воздействия на ТГБ-зонд гидравлическая сила F достигнет в глубинах ледяного массива, где давление талой воды в скважине P превысит перепад давления ΔP , создаваемый гидравлическим насосом.

Двигаясь в ледяном массиве вниз внутри «кокона» с талой водой, зонд прижимается по направлению движения к ледяному забою под действием «гидравлической силы». На границе лёд-вода озера (или подлёдного океана луны Европа) зонд выходит из режима движения в «коконе» (когда нарушается «цилиндричность» скважины и «юбки» перестают выполнять роль уплотнителей) и выталкивается в водную среду реактивной (водомётной) силой (тягой) гидравлического насоса. Далее в воде озера зонд перемещается вниз не только под действием силы тяжести, создаваемой собственным весом, но и за счёт тяги, создаваемой струёй гидравлического насоса-водомёта (своего рода водомётный движитель). Если вес зонда в воде близок к выталкивающей (подъёмной) силе Архимеда, то управлять перемещениями такого зонда в воде можно направленной струёй гидравлического (водомётного) насоса с минимальными механическими нагрузками на несущий трос-кабель.

При подъёме на поверхность, на границе вода—лёд зонд будет вдавливаться в лёд за счёт реактивной тяги, создаваемой струёй, направленной в сторону водной среды, и одновременно «подтягиваться» на несущем тросе, наматываемом на катушку, размещённую внутри корпуса



Рис. 4. Концептуальный проект термогидравлического бура-зонда (ТГБ-зонда) для исследования мощных ледниковых щитов и подледниковых водных сред без нарушения их ледяной изоляции:

a - TГБ-зонд при спуске в толщу льда под давлением гидравлической силы F; δ – бурение TГБ-зондом льда вверх под воздействием подъёмной силы F; e – TГБ-криобот в воде подлёдного океана спутника Юпитера Европы; e – предполагаемая общая схема движения TГБ-криобота и отбора проб при его движении через лёд и в водной среде океана Европы или в подледниковом озере на Земле; 1, 2 – см. рис. 2

Fig. 4. The conceptual design of a thermohydraulic drilling probe (THD cryobot) for the study of heavy ice sheets and subglacial water environments for the exploration of Jupiter's moon Europa without disturbing their icy insulation: a – author's THD-cryobot at ice drilling downward under the pressure of force F; δ – lift of the THD-cryobot upward in ice under the action of the buoyancy force F; e – THD-cryobot in water of the Europa's ocean after jettisoning of the lower thermal head; e – operating stage (position) of the THD-cryobot;1, 2 – see Fig. 2

ТГБ-зонда. Это будет продолжаться до тех пор, пока во льду не сформируется ствол скважины, в котором «юбка» опять начнёт выполнять роль уплотнителя и режим «реактивной» тяги перейдёт в режим «гидравлической» тяги. Далее, до ледяной поверхности ТГБ-зонд будет двигаться внутри кокона с талой водой, используя, в основном, гидравлическую силу, и только непосредственно перед подъёмом на поверхность будет использовать реактивную тягу и «подтягивание» на тросе. Именно поэтому диаметр последних десятков метров троса необходимо увеличить до 2–3 мм, что повысит грузоподъёмность троса до 4000–10 000 H и уменьшит вероятность обрыва троса-кабеля.

Именно гидравлическая тяга, позволяющая ТГБ-зонду самостоятельно подниматься на ледяную поверхность, снижает прочностные требования к несущему кабелю, что позволяет применить компактную однопроводную энергосберегающую систему Тесла для безопасного электропитания и телеуправления ТГБ-зонда [20–23]. Применение гидравлической силы (тяги) – принципиальное отличие от зондов типа RECAS и VALKYRIE. Эта сила позволит ТГБ-зонду двигаться во льду на любых глубинах и в любых направлениях с максимальной скоростью и с минимальной нагрузкой на несущий кабель на небесных телах, имеющих разную гравитацию.

Разработка этого концептуального проекта окажет влияние на другие технические проблемы, которые ждут своего решения. Следует перечислить некоторые из них: а) уменьшение поперечного сечения зондов для снижения энергозатрат на проплавление ледяного массива; б) подача электроэнергии на зонд с минимальными потерями; в) подъём зонда на поверхность без риска разрушения (обрыва) кабеля; г) стабилизация и контроль движения зонда в ледяном массиве и в подледниковой среде; д) устройства отбора проб льда, воды и грунта при очень высоких давлениях окружающей среды.

Отметим, что ТГБ-зонды не предназначены для исследования подвижных льдов и ледников с большими трещинами, полостями и рыхлой структурой. Они могут использоваться для долговременных исследований малоподвижных мощных льдов (ледниковых щитов) и подледниковых сред на глубинах до 5 км на Земле или до 40 км на спутниках Юпитера и Сатурна. В целях снижения затрат энергии и времени на плавление льда зонды должны иметь минимально возможную площадь сечения S. В качестве энергоинформационного кабеля длиной 5 км в конструкции ТГБ-зонда на гидравлической тяге мы предложили использовать однопроводную систему Тесла, которая позволяет уменьшить потери энергии, вес и габариты катушки с кабелем в несколько раз и не допускает короткого замыкания при перекручивании кабеля. Например, однопроводный несущий кабель-трос диаметром 1 мм и длиной 5 км поместится на катушке длиной 100 см

при её диаметре 8 см и будет весить 250 H, имея грузоподъёмность 1000 H, что вполне достаточно для малых механических нагрузок.

Для передаваемой мощности 20 кВт эффективная плотность тока в подобном проводнике достигает 600 А/мм², а удельная электрическая мощность – 4 МВт/мм², что более чем достаточно. Снимать энергию и информацию с проводника можно контактно или бесконтактно специальным роликовым блоком внутри зонда. Компьютер позволит автоматически поддерживать режим резонанса напряжений однопроводного кабеля-троса, т.е. настраивать собственную частоту резонанса линии при изменении длины кабеля, температуры окружающей среды и других факторов, обеспечивая минимальные потери энергии [20–23].

Основные материалы, применяемые в конструкции зонда (титан, силикон) должны сохранять свою работоспособность при температуре от -70 до +200 °C и давлениях до 50 МПа после их стерилизации автоклавированием, озонированием и гамма-облучением. Уплотняющие «юбки» могут быть выполнены из силикона или в виде тонких закрылок из титана. Планируются следующие параметры ТГБ-зонда для проникновения в лёд до глубин около 5 км: диаметр – до 10 см, длина – до 4 м; вес (сила тяжести) – до 300 Н без кабеля; средний диаметр однопроводного энергоинформационного троса – 1 мм; общая мощность зонда – 10 кВт; средняя скорость движения — 10 м/ч при мощности термоголовки 5 кВт и температуре льда до -60 °C.

Скорость движения ТГБ-зонда в ледяном массиве можно повышать, увеличивая мощность гидравлического насоса и термоголовки. Например, при общей мощности зонда 20 кВт скорость его движения можно повысить до 30 м/ч (при мощности термоголовки 13-15 кВт). Отметим, что однопроводная система Тесла в виде троса диаметром 1 мм потенциально позволит передать более 3000 кВт электрической мощности на десятки километров с эффективностью 96-97%, причём для обеспечения работоспособности ТГБ-зонда достаточно всего 10-20 кВт. Эксплуатация ТГБ-зонда на ледниковых щитах Земли толщиной до 5 км потребует в 5-6 раз меньше топлива (по сравнению с RECAS при одинаковой мощности в 10 кВт) и обеспечит сходный объём исследований в 5-6 раз быстрее (длительность – до 50 суток). Это позволит организовать системные исследования криосферы за короткий тёплый полярный сезон на базе всего одного вездехода с небольшим коллективом обслуживания, экономя при этом материальные, финансовые и трудовые затраты.

В настоящее время соотношение научная отдача/стоимость проекта выше у установок бурения льда с отбором кернов, а разработка проекта ТГБ-зонда пока требует серьёзных финансовых и материально-технических вложений. Однако далее применять в труднодоступных полярных регионах Земли громоздкие буровые установки с колонковыми бурами и комплексы с горячей водой для системных исследований льдов и подледниковых сред не только опасно для изолированных и хрупких полярных и подледниковых экосистем, но и нерационально – чрезвычайно дорого и долго. Используя автономные и мобильные ТГБ-зонды, можно в десятки раз дешевле, быстрее и точнее определить наиболее перспективные места для дальнейших детальных исследований льдов или поиска подо льдом месторождений полезных ископаемых в труднодоступных полярных регионах Земли и в других небесных телах Солнечной системы.

Возможности ТГБ-криобота для исследования ледникового щита и подлёдного океана Европы — спутника Юпитера по сравнению с криоботом VALKYRIE

Спуск (см. рис. 4, *a*, *г*) и подъём (см. рис. 4, *б*, *г*) ТГБ-криобота в толще льда Европы (спутника Юпитера) подобен движению и миссии ТГБ-зонда в толще льда и в подледниковой водной среде на Земле [4]. Отстрелив в водной среде нижнюю термоголовку (она больше не нужна), зонд выполнит батиметрическую съёмку рельефа дна океана торцевым эхолотом (см. рис. 4, г). Диапазон батиметрических исследований дна и поверхности раздела лёд-вода можно значительно увеличить, опустив ТГБ-криобот в океан на глубину до 10 км, и, управляя струями, испускаемыми реверсивным гидравлическим насосом, можно отклонять зонд на несколько километров от вертикали спуска (как показано на рис. 4, г). Следовательно, ТГБ-криобот может двигаться как во льду, так и в воде и, соответственно, способен выполнять свою миссию в этих двух средах - то есть, быть криогидроботом. Криобот VALKYRIE американские специалисты предусматривают использовать

в ледяном массиве (см. рис. 2, *в*), а для исследования подлёдной водной среды (океана Европы) выпустить из криобота специальный гидробот, что, по нашему мнению, усложнит и удорожит этот концептуальный проект. Отметим, что подобную схему миссии ТГБ-криобота можно применять и для исследований подледникового озера Восток в Центральной Антарктиде [4, 23].

При подъёме ТГБ-криобота на поверхность ледникового щита Земли или на ледяной покров Европы не обязательно наматывать кабель на катушку внутри корпуса зонда, а можно вывести этот несущий кабель с помощью специального привода за пределы корпуса, пропуская его сквозь зонд свободным концом. После извлечения ТГБ-криобота с пробами на поверхность на вмороженный в лёд кабель можно «нанизать» другой криобот для дальнейших детальных исследований льда и подлёдного океана, но уже без громоздкой катушки с кабелем. Снимая энергию и информацию контактно или бесконтактно специальным роликовым блоком, такой «облегчённый» зонд можно неоднократно перемещать по вмороженному в лёд кабелю вниз и вверх, используя его как направляющий рельс, причём без нарушения ледяной изоляции, что позволит существенно снизить финансовые и временные затраты на проникновение в толщу льда и увеличить объёмы исследований.

Предлагаемый нами ТГБ-криобот (по сравнению с проектируемым «Stone Aerospace» и финансируемым NASA (США) криоботом VALKYRIE) позволит выполнить следующее:

1) примерно в 10 раз снизить мощность источника питания, который необходимо доставить на ледяную поверхность луны Европа;

2) уменьшить диаметр зонда в 2-3 раза и увеличить скорость его движения до 50 м/ч (практически на порядок);

3) в несколько раз уменьшить диаметр катушки с кабелем, применив однопроводную систему Тесла, поскольку в ней минимальны ограничения по радиусу изгиба однопроводного кабеля и пределу передаваемой мощности, а также исключены короткие замыкания, причём потери энергии в режиме резонанса напряжений ничтожно малы;

4) значительно ускорить возврат криобота с пробами на ледяную поверхность с помощью гидравлической силы подъёма, которая может на два порядка (до 100 раз) превысить подъёмную (гравитационную) силу Архимеда;

5) сократить цикл (спуск + подъём) исследований ледникового щита и подледниковой среды на Земле до 1–2 месяцев при средней скорости движения криобота 10 м/ч;

6) сократить цикл (спуск + подъём) исследований ледникового покрова и подлёдного океана Европы с восьми лет до четырёх месяцев при средней скорости движения криобота 30 м/ч;

7) уменьшить в несколько раз объём и вес криобота, затраты на его доставку к спутнику

Литература

- Priscu J.C., Christner B.C. Earth's Icy Bioshpere / Ed. A.T. Bull // Microbial diversity and bioprospecting. Washington D.C.: ASM Press, 2004. P. 130–145.
- 2. Priscu J.C., Christner B.C., Foreman C.M., Royston-Bishop G. Biological material in ice cores // Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier, 2007. P. 1156–1167.
- Boetius A., Anesio A.M., Deming J.W., Mikucki J.A., Rapp J.Z. Microbial ecology of the cryosphere: sea ice and glacial habitats // Nature Reviews Microbiology. AOP, published online 7 September 2015 / doi: 10.1038/nrmicro3522.
- 4. Зеленчук А.В., Крыленков В.А. Криобот для исследования ледяных щитов планет // Природа. 2018. № 3. С. 12–23.
- 5. *Evans S.E., Wallenstein M.D.* Climate change alters ecological strategies of soil bacteria // Ecology Letters. 2014. V. 17. № 2. P. 155–164.
- Nikrad M.P., Kerkhof L.J., Häggblom M.M. The subzero microbiome: microbial activity in frozen and thawing soils // FEMS Microbiology Ecology. 2016. 92. fiw081 DOI: 2016.
- Gilichinsky D.A. Permafrost model of extraterrestrial habitat // Astrobiology. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. P. 125–142.
- Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S. Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector Mars Odyssey // Science. 2002. T. 297. № 5578. C. 78-81.
- 9. Feldman W.C., Prettyman T.H., Maurice S., Plaut J.J., Bish D.L., Vaniman D.T., Mellon M.T., Metzger A.E., Squyres S.W., Karunatillake S., Boynton W.V., Elphic R.C., Funsten H.O., Lawrence D.J., Tokar R.L. Global distribution of near surface hydrogen on Mars // Journ. of Geophys. Research: Planets. 2004. T. 109. № E9.
- 10. *Dobiński W*. The cryosphere and glacial permafrost as its integral component // Central European Journ. of Geosciences. 2012. V. 4. № 4. P. 623–640.

Юпитера при многократном снижении рисков его исследовательской миссии и стоимости всех сопутствующих работ.

Для дальнейшей реализации проектов ТГБзондов необходимы заказчики и профессиональные разработчики новых технологий исследования ледниковых щитов Земли и других небесных тел. Получение уникальных знаний о пределах распространения жизни и эволюции планет Солнечной системы вполне заслуживают подобных усилий.

References

- Priscu J.C., Christner B.C. Earth's Icy Bioshpere. Ed. A.T. Bull. Microbial Diversity and Bioprospecting. Washington D.C. ASM Press., 2004: 130–145.
- Priscu J.C. Christner B.C., Foreman C.M., Royston-Bishop G. Biological material in ice cores. Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier, 2007: 1156–1167.
- 3. Boetius A., Anesio A.M., Deming J.W., Mikucki J.A., Rapp J.Z. Microbial ecology of the cryosphere: sea ice and glacial habitats. Nature Reviews Microbiology. 2015. AOP, published online 7 September. doi: 10.1038/nrmicro3522.
- Zelenchuk A.V., Krylenkov V.A. Cryobot for the study of ice shields of planets. *Priroda*. Nature. 2018, 3: 12–23. [In Russian].
- Evans S.E., Wallenstein M.D. Climate change alters ecological strategies of soil bacteria. Ecology Letters. 2014, 17 (2): 155–164.
- Nikrad M.P., Kerkhof L.J., Häggblom M.M. The subzero microbiome: microbial activity in frozen and thawing soils. FEMS Microbiology Ecology. 2016. 92. fiw081 DOI: 2016.
- 7. *Gilichinsky D.A.* Permafrost model of extraterrestrial habitat. Astrobiology. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002: 125–142.
- Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S. Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector Mars Odyssey. Science. 2002, 297 (5578): 78–81.
- Feldman W.C., Prettyman T.H., Maurice S., Plaut J.J., Bish D.L., Vaniman D.T., Mellon M.T., Metzger A.E., Squyres S.W., Karunatillake S., Boynton W.V., Elphic R.C., Funsten H.O., Lawrence D.J., Tokar R.L. Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. Journ. of Geophys. Research: Planets. 2004, 109 (E9).
- 10. *Dobiński W*. The cryosphere and glacial permafrost as its integral component. Central European Journ. of Geosciences. 2012, 4 (4): 623–640.
- 11. Doran P.T., Fritsen C.H., Murray A.E., Kenig F., McKay C.P., Kyne J.D. Entry approach into pristine

- Doran P.T., Fritsen C.H., Murray A.E., Kenig F., McKay C.P., Kyne J.D. Entry approach into pristine ice-sealed lakes – Lake Vida, East Antarctica, a model ecosystem // Limnology and Oceanography: Methods. 2008. V. 6. № 10. P. 542–547.
- Priscu J.C., Achberger A.M., Cahoon J.E., Christner B.C., Edwards R.L., Jones W.L., Michaud A.B., Siegfried M., Skidmore M.L., Spigel R.H., Switzer G.W., Tulaczyk S., Vick-Majors T.J. A microbiologically clean strategy for access to the Whillans Ice Stream subglacial environment // Antarctic Science. 2013. V. 25. № 5. P. 637–647.
- 13. Dachwald B., Mikucki J., Tulaczyk S., Digel I., Espe C., Feldmann M., Francke G., Kowalski J., Xu C. IceMole: a maneuverable probe for clean in situ analysis and sampling of subsurface ice and subglacial aquatic ecosystems // Annals of Glaciology. 2014. T. 55. № 65. C. 14–22.
- Doran P.T., Vincent W.F. Environmental protection and stewardship of subglacial aquatic environments // Antarctic subglacial aquatic environments, 2011. P. 149–157.
- 15. Siegert M.J., Priscu J.C., Alekhina I.A., Wadham J.L., Lyons W.B. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans // Philosophical Transactions of the Royal Society. Ser. A. 2016. V. 374. № 2059. P. 20140466.
- 16. *Rack F.R.* Enabling clean access into Subglacial Lake Whillans: development and use of the WISSARD hot water drill system // Philosophical Transactions of the Royal Society. Ser. A. 2016. V. 374. № 2059. P. 20140305.
- 17. Talalay P.G., Zagorodnov V.S., Markov A.N., Sysoev M.A., Hong J. Recoverable autonomous sonde (RECAS) for environmental exploration of Antarctic subglacial lakes: general concept // Annals of Glaciology. 2014. № 55 (65). P. 23–30.
- 18. *Stone W.C., Hogan B., Siegel V., Lelievre S., Flesher C.* Progress towards an optically powered cryobot // Annals of Glaciology. 2014. № 55 (65). P. 1–13.
- 19. Электронный pecypc: http://zoom.cnews.ru/rnd/article/ item/lazernyj_robot_gotovitsya_burit_ldy_drugih_planet.
- 20. Bank M., Haridim M., Tsingouz V., Ibragimov Z. Highly effective handset antenna // Intern. Journ. of Communications. 2012. V. 6. № 2. P. 80–87.
- 21. Стребков Д.С., Некрасов А.И. Резонансные методы передачи и применения электрической энергии. М.: изд. Всерос. науч.-исслед. ин-та электрификации сельского хозяйства Россельхозакадемии (ВИЭСХ), 2013. 582 с.
- 22. *Strebkov D.S.* Prospectives of using technologies of Nicola Tesla in up-to-date power engineering // Light & Engineering. 2014. V. 22. № 2.
- 23. Зеленчук А.В., Зеленчук В.А., Крыленков В.А. Термогидробур для изучения льдов, ледников и подледниковых озер // Сб. трудов II Междунар. науч.-практич. конф. «Природная среда Антарктики: современное состояние изученности». Беларусь, Нарочь, 2016. С. 137–142.

ice-sealed lakes – Lake Vida, East Antarctica, a model ecosystem. Limnology and Oceanography: Methods. 2008, 6 (10): 542–547.

- 12. Priscu J.C., Achberger A.M., Cahoon J.E., Christner B.C., Edwards R.L., Jones W.L., Michaud A.B., Siegfried M., Skidmore M.L., Spigel R.H., Switzer G.W., Tulaczyk S., Vick-Majors T.J. A microbiologically clean strategy for access to the Whillans Ice Stream subglacial environment. Antarctic Science. 2013, 25 (5): 637–647.
- 13. Dachwald B., Mikucki J., Tulaczyk S., Digel I., Espe C., Feldmann M., Francke G., Kowalski J., Xu C. IceMole: a maneuverable probe for clean in situ analysis and sampling of subsurface ice and subglacial aquatic ecosystems. Annals of Glaciology. 2014, 55 (65): 14–22.
- 14. *Doran P.T., Vincent W.F.* Environmental protection and stewardship of subglacial aquatic environments. Antarctic subglacial aquatic environments. 2011: 149–157.
- Siegert M.J., Priscu J.C., Alekhina I.A., Wadham J.L., Lyons W.B. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans. Philosophical Transactions of the Royal Society. Ser. A. 2016, 374 (2059). 20140466.
- Rack F.R. Enabling clean access into Subglacial Lake Whillans: development and use of the WISSARD hot water drill system. Philosophical Transactions of the Royal Society. Ser. A. 2016, 374 (2059): 20140305.
- Talalay P.G., Zagorodnov V.S., Markov A.N., Sysoev M.A., Hong J. Recoverable autonomous sonde (RECAS) for environmental exploration of Antarctic subglacial lakes: general concept. Annals of Glaciology. 2014, 55 (65): 23–30.
- Stone W.C., Hogan B., Siegel V., Lelievre S., Flesher C. Progress towards an optically powered cryobot. Annals of Glaciology. 2014. 55 (65): 1–13.
- 19. http://zoom.cnews.ru/rnd/article/item/lazernyj_ robot_gotovitsya_burit_ldy_drugih_planet.
- 20. Bank M., Haridim M., Tsingouz V., Ibragimov Z. Highly effective handset antenna. Intern. Journ. of Communications. 2012, 6 (2): 80–87.
- Strebkov D.S., Nekrasov A.I. Rezonansnye metody peredachi i primeneniya elektricheskoy energii. Resonance transmission technique and application of electrical energy. Moscow: GNU VIESKH, 2013: 582 p. [In Russian].
- 22. *Strebkov D.S.* Prospectives of using technologies of Nicola Tesla in up-to-date power engineering. Light and Engineering. 2014, 22 (2).
- 23. Zelenchuk A.V., Zelenchuk V.A., Krylenkov V.A. Thermal hydraulic boring drill for studying ice, glaciers and subglacial lakes. Sbornik trudov. II Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konf. «Prirodnaya sreda Antarktiki: sovremennoye sostoyanie izuchennosti». Collection of research papers of the II Intern. Scientific and Practical Conf. «The Natural Environment of the Antarctic: The Present State of Exploration». Belarus, Naroch, 2016: 137–142. [In Russian].

Путешествия, открытия

УДК 551.32

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-135-144

Байкальская ледниковая система, новые находки

© 2019 г. М.Д. Ананичева^{1*}, Г.Ю. Пакин², Ю.М. Кононов¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Центр горной подготовки, Москва, Россия *Maranan@gmail.com

Baikal glacier system, new findings

M.D. Ananicheva¹, G.Yu. Pakin², Yu.M. Kononov¹

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Center for Mountaineering, Moscow, Russia

*Maranan@gmail.com

Received March 25, 2018 / Revised May 31, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keyword: Baikal glacier system, mountain glaciers, Verkhneangarsky Range.

Summary

Three glaciers and other small glacial formations, which are *not* mentioned in the USSR Catalog of glaciers as well as in any published article, were found in the area of the Verkhneangarsky (upper Angara) Range on satellite images. Earlier, researchers from the Institute of Geography of Siberian Branch of RAS described a group of glaciers on the Baikal Mountains and the Barguzin Range, which together with the above group of the Verkhneangarsky Range are related to the Baikal basin by the climate conditions. Ogdynda-Maskit Glacier has been described on the spot in 2017, while other glaciers and snow patches are to be investigated *in situ* in 2018. Together with the above Baikal and Barguzin glaciers, new data allow identification of the Baikal Glacial system. The article presents analysis of climate changes in the region. Trends in mean annual temperature range from 1 to 4 °C/50 years, while the same of summer temperatures change from 1 to 3 °C/50 years, but without any evident spatial distribution between them. Another situation takes place in the spatial distribution of precipitation: trends in total precipitation decrease towards the Baikal Lake, while precipitation of the cold period, on the contrary, slightly increases towards the Lake, but with rather small trend – 10–40 mm per 50 years. The last fact confirms the influence of the Baikal basin on the alimentation of glaciers and snow patches on the Verkhneangarsky Range. Currently, glaciers of the Verkhneangarsky Range undergo a slow regression.

Citation: Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Kononov Yu.M. Baikal glacier system, new findings. Led i Sneg. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 135–144. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-135-144.

Поступила 25 марта 2018 г. / После доработки 31 мая 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: Байкальская ледниковая система, Верхнеангарский хребет, горные ледники.

На космических снимках Landsat-8 обнаружены три ледника в районе Верхнеангарского хребта, которые не упоминаются в Каталоге ледников СССР и научной литературе. Ледник Огдында-Маскит описан в 2017 г. Вместе с уже известными ледниками Байкальского и Баргузинского хребтов новые находки позволяют выделить Байкальскую ледниковую систему, климатически связанную с оз. Байкал. Описаны орографические и климатические условия существования ледников этого района.

Введение

В 2017 г. одним из авторов этой статьи, Г.Ю. Пакиным, была обнаружена группа ледников на северо-западном отроге центральной части Верхнеангарского хребта (рис. 1), в которую входят три ледника и малые их формы (многолетние снежники, каменные глетчеры). Один ледник (Огдында-Маскит) в июле 2017 г. был измерен на местности, позднее ещё два ледника были обнаружены на снимках Landsat-8. Сотрудниками Института географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения РАН (г. Иркутск) описаны группы ледников в пределах Байкальского и Баргузинского хребтов [1, 2], которые вместе с Верхнеангарской группой климатически связаны с Байкальской котловиной. Горные ледники этого региона умеренного пояса, подобно арктическим и субарктическим низкогорным ледникам Урала, западной части плато Путорана и восточного побережья Чукотки, в условиях сухого континентального клима-



Рис. 1. Байкальская ледниковая система.

Метеостанции: *1* – Киренск; *2* – Орлинга; *3* – Чара; *4* – Нижнеангарск; *5* – Калакан; *6* – Жигалово; *7* – Давша; *8* – Бол. Ушканий; группы ледников: *I* – Байкальская; *II* – Баргузинская; *III* – Верхнеанагарская **Fig. 1.** Baikal glacial system.

Weather stations: 1 - Kirensk; 2 - Orlinga; 3 - Chara; 4 - Nizhneangarsk; 5 - Kalakan; 6 - Zhigalovo; 7 - Davsha; 8 - Big Ushkan; groups of glaciers: I - Baikal; II - Barguzinskaya; III - Verkhneangarskaya

та существуют в основном за счёт поступления осадков с Атлантики и Северного Ледовитого океана [3]. Их объединяют общие черты: малые размеры и расположение на затенённых склонах северо-западной экспозиции; они отличаются незначительной подвижностью [4].

Ледниковая группа Байкальского хребта в Базе данных ледников Прибайкалья [5], опубликованной в 2015 г., содержит три каровых ледника, расположенных в районе г. Черского (2588 м) в центральной части хребта: ледник Черского (площадь 0,476 км²) и ледник Солнечный (0,044 км²), относящиеся к бассейну р. Куркула, и ледник Скрытый (0,067 км²) в бассейне р. Верхний Ирель. Также в Базе данных указаны два многолетних снежника и каменный глетчер в бассейне р. Молокон.

Ледниковая группа Баргузинского хребта по состоянию на 2010 г. в Базе данных содержит семь каровых ледников, расположенных в северной части хребта: Мелкозерный (0,020 км²) и Гладкий (0,019 км²) в бассейне р. Томпуда, Потайной (0,021 км²) в бассейне р. Правая Фролиха, Акули (0,060 км²) в бассейне р. Светлая, № 145 (0,071 км²), № 159 (0,041 км²) и Урел-Амутис (0,136 км²) в бассейне р. Тала-Светлинская. Ледниковая группа Верхнеангарского хребта, по данным авторов и по состоянию на 2017 г. содержит три каровых ледника в центральной части хребта: ледник Кичера (0,04 км²) в бассейне р. Кичера, ледники Огдында-Маскит (0,36 км²) и Сюрприз (0,08 км²) в бассейне р. Огдында-Маскит.

Ледники Прибайкалья расположены в зоне многолетней мерзлоты. Отрицательная температура подстилающих пород позволяет им сохранять «запас холода» в короткий летний период и сдерживать отепляющее воздействие дождевых вод за счёт механизма образования наложенного льда [4]. В это время, кроме классического фирнового питания, они получают питание по типу наледей: дождевые и талые воды заполняют полости и трещины ледника и позже превращаются в лёд. Кроме того, небольшая часть питания ледников и снежников возможна за счёт десублимации водяного пара из воздуха на поверхности льда и снега. Данных о количественной оценке этого процесса для байкальских ледников авторы не нашли.

Обширный горный узел в центральной части Верхнеангарского хребта служит барьером на пути переноса осадков по долине р. Кичера со стороны Байкальской котловины и конденсато-



Рис. 2. Расположение ледника Огдында-Маскит (космический снимок Landsat-8) **Fig. 2.** Location of Ogdynda-Maskit Glacier (satellite image of Landsat-8)

ром влаги. Весь массив отличают выраженный ледниковый рельеф, резкие альпийские очертания вершин, сложная топография. Часто встречаются вершины-карлинги высотой 2300–2400 м (все высоты в статье даны над ур. моря) с крутыми гладкими стенами большой протяжённости.

В 1950—70-е годы при проведении изысканий вдоль будущей трассы БАМ специальные гляциологические исследования на Верхнеангарском хребте не проводились. Топографы и геологи в то время работали по маршрутам вдоль рек и ручьёв, поэтому многие кары и перевалы известны только по снимкам.

На топографических картах 1985–1989 гг. в районе Северо-Байкальского нагорья многолетние снежники обозначены в истоках рек Левая Мама и Кичера (лист О-49-126, 1985 г.) без контуров, что не позволяет судить об их размерах в 1985 г. Наличие снежников под перевалами, «фирновых полей» в середине лета часто упоминается в материалах туристских отчётов 1970–90-х годов. На спутниковых снимках в ледниковых карах северо-западного отрога Верхнеангарского хребта при большом разрешении (1–10 м) видны поверхностная, конечная и боковые морены, сеть поперечных трещин и открытый лёд. Эти ледники лежат в стороне от известных туристских маршрутов, информация о них в такой литературе также отсутствует [6]. Видимые на снимках контуры этих объектов не достигают конечных и боковых морен, что указывает на их регрессию.

Описание обнаруженных ледников

В северо-западном отроге Верхнеангарского хребта, в истоках рек Кичера и Левая Мама, в январе 2017 г. на космических снимках Landsat были обнаружены объекты, похожие на небольшие ледники, и летом 2017 г. один из авторов статьи – Г.Ю. Пакин побывал в этом районе и описал самый крупный ледник из Верхнеангарской группы – Огдында-Маскит. Район его расположения – Становое нагорье, северо-западный отрог центральной части Верхнеангарского хребта. Координаты: широта центра ледника – 56,13° с.ш., долгота центра ледника – 110,535° в.д., экспозиция ледника – северная (рис. 2).

Ледник Огдында-Маскит. Для определения параметров ледника использованы снимки Landsat-8 2016 г., находящиеся в открытом доступе, а также измерения на местности в июле

Ледники	Широта/долгота цен- тра ледника, градусы	Площадь ледника, км ² , общая/открытая часть	Длина ледника, км, общая/открытая часть	Экспо- зиция	Точка, м, выс- шая/низшая	Морфологи- ческий тип
Огдында- Москит	56,13212/110,53522	0,360/0,068	0,66/0,16	С	2150/1900	Каровый
Кичера	56,10255/110,51576	0,040 /0,036	0,23/0,18	CB	2050/1940	
Сюрприз	56,15377/110,51525	0,080/0,030	0,20/0,08	CB	2450/1900	Висячий

Таблица 1. Параметры ледников, обнаруженных в Верхнеангарском хребте (по снимкам LandSat-8, 2016 г.)



Рис. 3. Ледник Огдында-Маскит (фото):

а – общий вид с перевала Отрог-Озерный; *б* – поперечные трещины в западной части ледникового языка; *в* – русла ручьёв на поверхности ледникового языка

Fig. 3. Ogdynda-Maskit Glacier (Photos):

a – general view of the glacier from Otrog-Ozerny Pass; δ – cross-cutting cracks in the western part of the glacial tongue; e – riverbeds of streams on the surface of the glacial tongue

2017 г. Общая площадь ледника — 0,36 км², морфометрические параметры ледника приведены в табл. 1. По морфологическому типу ледник относится к каровому, находящемуся в стадии деградации. Наличие вытянутой поверхностной морены в правой части снимка указывает на движение ледника. В левой части языка видны (рис. 3) поперечные расходящиеся трещины ледяного ядра. Высота фирновой линии — 2070 м.

Ледник находится в глубоко врезанном однокамерном цирке (каре), но занимает лишь часть кара — дно и нижние части склонов, в восточной части к нему примыкает каменный глетчер. Склоны цирка крутые, особенно у задней стенки, во многих местах они закрыты осыпями. Над ними поднимаются скальные стены высотой до 300 м, их крутизна 60—70°. Рельеф фирнового поля представляет собой вогнутую чашу с немного приподнятой центральной частью, постоянные пути лавин не прослеживаются, фирн плотный, крупнозернистый. Важнейшие аккумулятивные формы ледника — боковая морена — в западной части практически отсутствуют, ледник вплотную прилегает к стене цирка. В восточной части она погребена под фронтальной насыпью наступающего на ледник каменного глетчера. Конечная морена сглажена и скрыта под русловым снежником, который примыкает к нижней части ледника и протянулся на 300 м до озера в виде полосы шириной 30 м.

Важнейшие формы, созданные движением льда и его таянием, — поперечные трещины — находятся в западной части ледника в виде расходящихся лучей, направленных к стене цирка. Они имеют в длину несколько десятков метров при ширине не более 0,5 м, глубина не превышает 1 м (см. рис. $3, \delta$). Во время наблюдения в июле 2017 г. ледниковые стаканы, колодцы и мельницы отсутствовали, полости и трещины заполнялись замерзающей талой водой. Эрозионные русла и ложбины на самой поверхности ледника расположены в виде продольных борозд глубиной не более 10 см. Ледниковый язык не расчленён, конец ледника имеет вид крутого склона, уходящего под многолетний русловый снежник в его нижней части. Крутизна ската возрастает от 15–20° в восточной части до 30–35° в западной. В правой части ледникового языка его покрывает плащевая морена, возникшая в результате обвала со стен цирка в районе отметки 2321 м. Длина боковой морены – 110 м, высота – до 20 м. Ручьи в неглубоких руслах стекают к концу языка, затем уходят под расположенный ниже снежник (см. рис. 3, *в*). Ледниковый лёд прозрачный, в массе – серо-голубого цвета.

В маршруте по Верхнеангарскому хребту в бассейне р. Огдында-Маскит в середине июля 2017 г. встречались и другие нивально-гляциальные образования, в основном это были плотные фирновые снежники с краевыми наледями и подстилающей ледяной основой, а также каменные глетчеры. Было естественно предположить, что в хребте есть и другие ледники, расположенные, подобно леднику Огдында-Маскит, в таких же формах рельефа на примерно схожих высотах и в аналогичном окружении. И действительно, в октябре 2017 г. при детальном изучении снимков Landsat-8 (август 2016 г.) в центральной части Верхнеангарского хребта были обнаружены объекты, похожие на ледники. Дадим их краткое описание.

Ледник Кичера также расположен в центральной части Верхнеангарского хребта в левом истоке р. Кичера, в северо-восточном каре у высотной отметки 2200 м (см. табл. 1).

Ледник Сюрприз находится в северо-западном отроге центральной части Верхнеангарского хребта, на скальной стене юго-восточного кара вершины 2460 м, к северу от перевала Сюрприз (2060 м) (см. табл. 1).

Чтобы убедиться в том, что это ледники и провести полевые измерения, в этот район предполагается организовать экспедицию.

Орографические и климатические условия

Ледники, находящиеся в упомянутых хребтах, расположены от берегов оз. Байкал на разных расстояниях: 20 км — на Байкальском хребте, 30 км — на Баргузинском хребте, 80 км — на Верхнеангарском хребте (см. рис. 1). Верхнеангарский хребет, на котором обнаружены ледники, отделяет Верхнеангарскую котловину от Северо-Байкальского нагорья. Его отроги протянулись на север на 30—50 км, хребет разделяет бассейны рек Верхней Ангары и Лены. Наибольшей высоты — свыше 2600 м — достигают его южные отроги, обращённые к Верхнеангарской котловине. Рельеф хребта альпийского типа, с разветвлённой сетью отрогов, характеризуется наличием узких гребней с остроконечными вершинами и глубоких затенённых каров.

Ледники Байкальской системы, описанные другими авторами, расположены в северных и северовосточных карах Байкальского [1] и Баргузинского хребтов [2] (см. рис. 1). Верхняя граница области аккумуляции всех ледников Байкальской системы находится в среднем на 1000 м ниже снеговой линии и на 500 м ниже, чем на хр. Кодар, хотя они расположены на одной широте [7]. В южной части Восточной Сибири, в пределах которой находится оз. Байкал и существуют ледники, климат умеренно континентальный — переходный к резко континентальному климату с холодной продолжительной зимой и относительно тёплым летом.

Мы рассчитали средние температуры и суммы осадков для изучаемого региона. Рис. 4 отражает пространственное распределение температур – средней годовой, средней летней (июнь—август), сумм осадков за год и холодный период (октябрь апрель), осреднённых за 1966—2015 гг. Оценки сделаны по данным метеостанций (их расположение показано на рис. 1); их ряды метеопараметров находятся в открытом доступе на сайте Обнинского центра гидрометеорологических данных: www.meteo.ru. Средняя годовая температура убывает с юго-запада на северо-восток, средняя летняя — с запада на восток, годовые суммы осадков возрастают к большим высотам Северного Забайкалья, а суммы осадков за холодный период сокращаются с запада на восток.

Как и по всей Сибири, климат в исследуемом регионе меняется. В табл. 2 приведены данные для двух метеостанций (Давша и Бол. Ушканий), наиболее близких к изучаемому району, из работы [8]. Повышение средней годовой температуры между указанными периодами уже к 2006 г. составило около 1 °С. Об изменениях климата за длительный период можно судить по трендам температуры и осадков. На рис. 5 показано их пространственное распределение для тех же параметров, что и на рис. 4 за период 1966—2015 гг. Тренды (линейные)

Таблица 2. Значения среднегодовых температур воздуха, осреднённые за два периода: с начала наблюдений (1950–1954 гг.) до 1965 г. и с 1966 по 2006 г. [8]

Метеостанции	Координаты станции	Год начала	Средняя годовая темпер	Повышение	
		наблюдений	с начала наблюдений по 1965 г.	с 1966 по 2006 г.	температуры, °С
Давша	54°21' с.ш. 109°30' в.д.	1954	-4,1	-3,4	0,7
Бол. Ушканий	53°51' с.ш, 108°36' в.д.	1950	-2,0	-1,1	0,9



Рис. 4. Пространственное распределение за 1966–2015 гг.:

температур: a – средняя годовая, °С; δ – средняя летняя, °С; e – суммы осадков за год, мм/год; e – суммы осадков за холодный период, мм/год

Fig. 4. Spatial patterns for 1966–2015:

of temperatures: a – mean annual, °C; δ – mean summer, °C; ϵ – precipitation sums for a year, mm/year; e – precipitation sums for cold period, mm/year

средней годовой температуры составили от 1 до 4 °C/50 лет, средней летней температуры меньше — от 1 до 3 °C/50 лет, однако в структуре их полей нет большой разницы. Другая картина свойственна полям осадков: тренды общих осадков уменьшаются по направлению к оз. Байкал, а тренды осадков холодного периода, напротив, возрастают к нему, но они невелики — от 40 до 10 мм за 50 лет. Последнее служит некоторым подтверждением влияния оз. Байкал на Верхнеангарский хребет и на расположенные на нём ледники и снежники.

В работе [9] по анализу рядов температур пяти метеостанций, расположенных вокруг Байка-

ла (ряды до 2007 г.), сделан такой вывод: «Прослеживается тенденция к более быстрому росту трендов температуры воздуха и грунтов в течение теплого периода по сравнению с холодным. Это очень существенный момент для геокриологических процессов, так как ускоряются процессы деградации многолетнемерзлых пород. В частности, можно ожидать дальнейшую деградацию оледенения в пещерах-ледниках Байкала, которая началась с середины 1990-х годов». В работе [10] отмечается, что в этом районе в нынешнем столетии происходит чередование очень холодных и тёплых зим, поэтому изменения в XXI в.



Рис. 5. Пространственное распределение тренлов за 1966—2015 гг.:

a – изменение средней годовой температуры воздуха, °C; δ – изменение средней летней температуры, °C/50 лет; *в* – изменение сумм осадков за год, мм/50 лет; *г* – изменение сумм осадков за холодный период, мм/50 лет **Fig. 5.** The spatial distribution of the trends for 1966–2015: *a*

a – mean annual temperature, °C/50 years; δ – mean summer temperature, °C/50 years; e – sum of annual precipitation, mm/50 years; e – sum of cold period precipitation, mm/50 years

средних зимних температур по сравнению с предыдущими 30 годами (1961—1990 гг.) незначимы. Летние же температуры увеличиваются значимо.

Район оз. Байкал характеризуется рекордным числом солнечных дней в году из-за положения озера в окружении хребтов и специфики атмосферной циркуляции. Под действием поднятия воздушных масс на наветренных склонах хребтов происходят процессы конденсации влаги. Период от начала замерзания озера в ноябре до установления ледостава в январе, когда происходит интенсивное образование нижней облачности за счёт испарения влаги с его свободной ото льда водной поверхности, важен для дополнительного питания ледников, расположенных на горных хребтах.

При температуре поверхности снега -7 °C, температуре воздуха 0 °C и влажности на поверхности снега 100% за месяц может сформироваться до 10 см снега (инея) плотностью 150 кг/м³. Такая разность температур может возникать за счёт поступления более тёплого и влажного воздуха с оз. Байкал. При разности температур -2 °C формируется до 2,5 см снега (инея) за месяц (только за счёт разности температур и влажности воздуха) (личное сообщение А.В. Сосновского). Это может быть некоторым дополнительным источником снегонакопления в переходные сезоны. Если ледник находится в зоне низкой облачности, то могут формироваться другие виды твёрдых осадков за счёт осаждения и замерзания переохлаждённых капель воды.

Как уже отмечалось, атмосферные осадки в байкальском регионе формируются в основном в результате поступления атлантических воздушных масс. Станции, находящиеся на берегах озера, фиксируют небольшое количество осадков (от 200 до 300 мм), но они достигают больших величин на хребтах, например, на Баргузинском хребте до 1200 мм/год. На склонах хр. Хамар-Дабан влага воздушных масс конденсируется и выпадает в виде обильных осадков, достигающих максимальных значений для всей Байкальской котловины [8]. На обращённых к оз. Байкал наветренных склонах Баргузинского хребта и хр. Хамар-Дабан находится полюс снежности Байкальской котловины.

Байкальская влага служит источником образования мощного снежного покрова на склонах хребтов, обращённых к оз. Байкал, – свыше 1 м. Наибольшее количество снега выпадает на высотах 1600–1800 м. В верховьях р. Кичера выше границы леса (1700 м) на расстоянии 60 км от оз. Байкал на северных склонах толщина снежного покрова в марте, по данным отчётов туристов-лыжников, достигает 1,8 м. Ниже 1000 м она резко уменьшается и дальше к северо-востоку на расстоянии 120 км от побережья в месте впадения рек Огдында-Маскит в Левая Мама не превышает 10 см, а многие соседние долины в это время совершенно бесснежны [6]. При этом толщина снежного покрова по среднеклиматическим данным для Байкальского региона составляет 40 см [9]. В зимних туристических отчётах есть описания многометровых снежных надувов на седловинах. Такой надув мощностью более 3 м в июле 2017 г. один из авторов статьи обнаружил на перевале Огдында-Маскит южный (2000 м, Верхнеангарский хребет). Сезонные снежники стаивают в августе, а ледники существуют там, где им позволяет рельеф, - в глубоких карах на северных и северо-восточных склонах, под затеняющей скальной стеной.

Источником дополнительного питания обнаруженного ледника Огдында-Маскит служит влажный воздух Байкальской котловины, который поступает по долине р. Кичера и в районе водораздела с бассейном р. Левая Мама сталкивается с холодными массами арктического воздуха, обеспечивая туманы и большое количество осадков (1000 мм в год и более). Площадь снежников достигает 1 км² и более, в середине июля 2017 г. они, по наблюдению автора статьи Г.Ю. Пакина, почти полностью заполняли дно и склоны каров, также повсеместно встречались наледи и каменные глетчеры. Подобно уральским ледникам, получающим питание в основном за счёт метелевого переноса, в верховьях долины р. Огдында-Маскит нет ни одного ледника на западных склонах, все объекты находятся на подветренных склонах, в местах наибольшей концентрации навеянного снега [11].

Условия существования ледника Огдында-Маскит и вывод о выделении Байкальской системы современного оледенения

По причине климатических условий и повсеместной подстилающей многолетней мерзлоты ледники Верхнеангарского хребта относятся к холодным ледникам. Учитывая это, перечислим три фактора, обеспечивающие существование ледника Огдында-Маскит в этом регионе.

1. *Рельеф*. Ледник находится в верховьях глубокой троговой долины, впадины которой заполнены ледниковыми озёрами; прослеживается несколько морен предыдущего оледенения, имеется вмещающая форма — глубокий затенённый кар.

2. Круглогодичная отрицательная температура подстилающих пород. Ледник расположен ниже снеговой линии и имеет северную экспозицию.

3. Горные массивы служат центрами конденсации влаги, поступающей из Байкальской котловины. Ледник Оглында-Маскит питается снегом за счёт постоянного метелевого переноса, перевевания снега через гребень кара и накопления в его чаше, возможно, и изморози.

Самостоятельность Байкальской физико-географической страны отмечается во многих исследованиях [8]. Влияние оз. Байкал распространяется до вершин окружающих горных хребтов. В тёплое время года, при тихой погоде охлаждающее влияние Байкала проявляется в среднем до 250-500 м высоты на обращённых к нему береговых склонах. Но оно может значительно возрастать или уменьшаться под влиянием потоков ветра. В холодное время года тёплое воздействие Байкала достигает 2-2,5 км над его поверхностью, а по долинам рек — до 30-50 км и более. Над котловиной Байкала с воздушными массами в течение года проносится в среднем около 100 км³ влаги [12].

В долинах рек Верхний Колдас и Асикта, правых притоков р. Левая Мама, расположенных в 20 км восточнее долины р. Огдында-Маскит, на удалении 100 км от Байкальской котловины, влияние воздушных масс оз. Байкал не сказывается и современное оледенение отсутствует, хотя имеется схожий альпинотипный рельеф. Существующие ледники в Байкальском, Баргузинском и Верхеангарском хребтах, находящихся в зоне влияния оз. Байкал, можно объединить в единую систему малого оледенения — *Байкальскую*; этот
вопрос требует дальнейшего исследования с гляциологической и климатической точек зрения.

На рис. 1 видно, что все ледники образуют компактные группы, расположенные в горах высотой 2200-2400 м на удалении не более 80 км от оз. Байкал. Только на Байкальском хребте ледники расположены в районе самой высокой горы Черского (2588 м), на Баргузинском и Верхнеангарском хребтах на самых высоких участках хребтов оледенения нет, хотя здесь имеются троговые долины и глубокие кары на северных склонах. Такое компактное расположение групп современных ледников в более низкой части хребтов позволяет предполагать возможность выпадения большего количества твёрдых осадков в этих районах за счёт конденсации над массивами влажного воздуха, поступающего по долинам рек из Северо-Байкальской котловины. Другие горные хребты Байкальского региона, удалённые от котловины оз. Байкал на расстояние свыше 100 км (Сынныр, Делюн-Оронский, Муяканский, Северо-Муйский и др.) и получающие влагу в виде твёрдых осадков преимущественно за счёт западного переноса, современного оледенения не имеют.

Выводы

1. Работа с космическими снимками в сочетании с данными, полученными на местности, даёт нам право информировать об открытии *Верхнеангарской группы ледников*.

2. Существование ледников Байкальского, Баргузинского и Верхнеангарского хребтов климатически обусловлено влиянием Байкальской котловины как дополнительного источника их питания осадками.

Литература

- Иванов Е.Н. Гляциальные составляющие в рельефе и экзогенных процессах гор юга Восточной Сибири: Рельеф и экзогенные процессы гор // Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. Л.Н. Ивановского. Т. 2. Иркутск, 25–28 октября 2011 г. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 2011. С. 12–14.
- Иванов Е.Н., Китов А.Д., Плюснин В.М. Рельефообразующие процессы современных нивально-гляциальных и гольцовых геосистем Сибири // Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения проф. Л.Н. Ивановского. Т. 2. Ир-

3. Мы выделили новую ледниковую систему — *Байкальскую*, содержащую три группы ледников: Байкальскую, Баргузинскую и Верхнеангарскую.

4. Большая часть ледников Северного Байкала в настоящее время находится в состоянии медленной регрессии. При дальнейшем потеплении климата их существование будет зависеть от соотношения температур периода таяния и количества твёрдых осадков. Тренды средней годовой и средней летней температуры воздуха в Байкальском регионе за 1966-2015 гг. положительны, тренды осадков холодного времени года отрицательны. Дальнейшие исследования этих объектов на местности позволят получить новые данные о влиянии рельефа на условия существования малых форм оледенения, расположенных ниже снеговой линии в неблагоприятных климатических условиях. Они по-своему реагируют на изменения климата, отражая скорее региональные климатические изменения, чем глобальные.

Благодарности. Обработка полевых материалов проводилась по бюджетной теме № 0148-20190004. Техническая поддержка (картографические работы), написание статьи — по гранту РФФИ № 19-05-00822. Выражаем благодарность А.В. Сосновскому, А.Ф. Глазовскому и Т.Б. Титковой за консультации.

Acknowledgements. Processing of field materials was carried out on the state budget, \mathbb{N} 0148-20190004. Technical support (cartographic works), the paper writing - under the support of the grant of the Russian Foundation for Basic Research \mathbb{N} 19-05-00822. We express gratitude to A.V. Sosnovsky, A.F. Glazovsky and T.B. Titkova for consultations.

References

- Ivanov E.N. Glacial components in the relief and exogenous processes in mountains of the south of Eastern Siberia. Materialy Vseros. Nauch. konferentsii, posv. 100-letiyu so dnya rozhdtniya Prof. L.N. Ivanovskogo. Irkutsk, 25–28 oktyabrya 2011. Materials of All-Russia scientific conference, on the occasion of the hundredth anniversary of the Prof. L.N. Ivanovsky birth. Irkutsk, V. 2, October 25–28, 2011. Irkutsk: Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS. 2011, 2: 12–14 [In Russian].
- Ivanov EN, Kitov AD, Plyusnin V.M. Relief-forming processes of modern nival-glacial and golets geosystems of Siberia. Materialy Vseros. Nauch. konferentsii, posv. 100-letiyu so dnya rozhdtniya Prof. L.N. Ivanovskogo. Ir-

кутск, 25–28 октября 2011 г. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 2011. С. 14–16.

- Коваленко Н.В., Поповнин В.В. Современное состояние малых форм оледенения на северном уступе Ламских гор (плато Путорана) // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 214–219.
- 4. Иванов Е.Н. Динамика нивально-гляциальных систем гор юга Восточной Сибири: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2013. 24 с.
- Китов А.Д., Плюснин В.М. Базы данных ледников Прибайкалья // Материалы Междунар. конф. «ИнтерКарто/ИнтерГИС». 2015. № 21 (1). С. 318– 332. doi: 10.24057/2414-9179-2015-1-21-318-332.5.
- Лыжные маршруты Южной и Северо-Восточной Сибири / Сост. М.Ю. Васильев. М.: Библиотека самодеятельного туриста, 1994. 252 с.
- Поповнин В.В. Фактические данные гляциологических наблюдений на леднике Азаровой // Годовой информац. отчет проблемной лаборатории снежных лавин и селей. М.: изд. МГУ, 1981. 85 с.
- 8. Беркин Н.С., Макаров А.А., Русинек О.Т. Байкаловедение. Иркутск: изд. Иркутского гос. ун-та, 2009. 292 с.
- 9. *Мяч Л.Т., Болтнева Л.И., Шерстюков Б.Г.* Изменения климатических условий и температуры грунтов в районе озера Байкал во второй половине XX и в начале XXI века // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 80–90.
- 10. Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI века по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. № 1. С. 25–33. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1.
- 11. Котляков В.М., Чернова Л.П., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е. Открытие и исследования ледников севера континентальной России // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 125–136.
- 12. Галазий Г.И. Байкал в вопросах и ответах. Иркутск: Восточно-Сибирское книжное изд-во, 1987. 167 с.

kutsk, 25–28 oktyabrya 2011. Materials of All-Russia scientific conference, on the occasion of the hundredth anniversary of the Prof. L.N. Ivanovsky birth. Irkutsk, V. 2, October 25–28, 2011. Irkutsk: Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS. 2011, 2: 14–16 [In Russian].

- 3. Kovalenko N.V., Popovnin.V.V. The current state of small forms of glaciation on the northern ledge of the Lamsky Mountains (Putorana Plateau). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 214–219. [In Russian].
- 4. *Ivanov E.N.* Dynamics of the nival-glacial systems in the mountains of the south of Eastern Siberia *Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata geograficheskikh nauk.* PhD thesis. Irkutsk: Institute of Geography SB RAS. 2013: 24 p. [In Russian].
- Kitov A.D., Plyusnin V.M. Data base of the Baikal region glaciers. Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Inter-Karto/InterGIS» Proc. of the Intern. Conf. «InterCarto/ InterGIS». 2015, 21 (1): 318–332. doi: 10.24057/2414-9179-2015-1-21-318-332.5. [In Russian].
- 6. *Ski routes of Southern and North-Eastern Siberia*. Compiled by M.Yu. Vasiliev. *Biblioteka samodeyatel'nogo turista*. Moscow: Library of the amateur tourist. 1994: 252 p. [In Russian].
- Popovnin V.V. Actual data of glaciological observations on the Azarovoy Glacier. Godovoy informatsionniy otchet problemnoy laboratorii snezhnykh lavin i seley. Annual information report of the problem laboratory of avalanches and mudflows. Moscow State University, 1981: 85 p. [In Russian].
- 8. Berkin H.S., Makarov A.A., Rusinek O.T. Baykalovedeniye. Study of Baikal problems. Irkutsk: Publishing House of Irkutsk State University, 2009: 292 p. [In Russian].
- 9. Myach L.T., Boltneva L.I., Sherstyukov B.G. Changes of climatic conditions and temperature of soils in the Baikal Lake area for the second half of the 20th and beginning of the 21st century. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2011. XV (1): 80–90. [In Russian].
- 10. *Titkova T.B., Vinogradova V.V.* Snow occurrence time on the Russia's territory in the early 21st century (from satellite data). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 1: 25–33. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1.
- 11. Kotlyakov V.M., Chernova L.P., Zverkova N.M., Khromova T.E. Discovery and study of glaciers in the North of continental Russia. Led i Sneg. Ice and Snow. 2013. 4 (124): 125–136. [In Russian].
- 12. Galaziy G.I. Baykal v voprosakh i otvetakh. Baikal in questions and answers. Irkutsk: East Siberian Book Publishers, 1987: 167 p. [In Russian].

Подписано в печать 21.02.2019 г. Дата выхода в свет 29.03.2019 г. Формат 60 × 88¹/₈ Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0 Тираж 90 экз. Договорная цена Заказ 2071

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Русского географического общества

в 000 «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки

Институт географии Российской академии наук

[16+] Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке* (Acknowledgments).

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт http://ice-snow.igras.ru.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/ TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бо́льшего 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 Cher» http://ice-snow.igras.ru

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: *khronika@mail.ru*

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

Jen Cherry Tom 59 Ice and w

О.В. Рототаева, Г.А. Носенко, А.М. Керимов, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, С.А. Никитин, А.А. Керимов, Л.Н. Тарасова. Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв	5
И.И. Лаврентьев, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет, В.В. Мацковский, А.Я. Муравьев. Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия.	23
А.С. Боронина, С.В. Попов, Г.В. Пряхина. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида	39
К.А. Аристов, Д.А. Петраков, Н.В. Коваленко, С.А. Тимонин, А.А. Колчин, В.Н. Дробышев. Мониторинг ледника Колка в 2014–2017 гг. методом наземной стереофотосъёмки.	49
Р.А.Чернов, А.В. Кудиков, Т.В. Вшивцева, Н.И. Осокин. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген).	59
Снежный покров и снежные лавины	
С.П. Поздняков, С.О. Гриневский, Е.А. Дедюлина, Е.С. Кореко. Чувствительность результатов моделирования сезонного промерзания к выбору параметризации теплопроводности снежного покрова.	67
Подземные льды и наледи	
Л.Г. Нерадовский. Оценка объёмной льдистости дисперсных грунтов Центрально- Якутской низменности по данным георадиолокации.	81
Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук. Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь	93
Морские, речные и озёрные льды	
Д.Д. Завьялов, Т.А. Соломаха. Влияние свежевыпавшего снега на нарастание и таяние морского льда.	103
С.Б. Крашенинникова, М.А. Крашенинникова.	
Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря	112
Прикладные проблемы	
А.В. Зеленчук, В.А. Крыленков. Зонды для исследования ледяных и подлёдных сред планет.	123
Путешествия, открытия	
М.Д. Ананичева, Г.Ю. Пакин, Ю.М. Кононов. Байкальская ледниковая система, новые находки.	135