

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



Лёд и Снег Ice and Snow



TOM **61**
№ **4**, 2021

Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова
В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований»

Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)

The journal is established in 1961 by the idea and initiative of Vladimir Kotlyakov

In 1961–2009 the journal had the name «Data of Glaciological Studies»

Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)

Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

The journal is covered in the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Журнал индексируется в the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков

Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева

Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

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

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov

Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva

Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

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

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

Сайт журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

Фото на обложке: Три ветви распавшегося ледника Котлякова по правому борту долины р. Юго-Восточный Талгар на северном склоне юго-восточного отрога хр. Заилийский Алатау.
Фото В.П. Благовещенского с борта вертолёта 8 сентября 2021 г.

Photo on the cover: Three branches of the disintegrated Kotlyakov Glacier on the right side of the South-Eastern Talgar River valley on the northern slope of the southeastern spur of the Trans-Ili Alatau Range.
Photo by V.P. Blagoveschensky from the helicopter on September 8, 2021.

© Российская академия наук, 2021

© Русское географическое общество, 2021

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2021

© V.P. Blagoveschensky, 2021

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 61, №4, 2021

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- A. Ya. Muraviev, G.A. Nosenko, S.A. Nikitin.* Reduction of glaciation in the Suntar-Khayata Mountains from the mid-20th century to 2018 485
- D.A. Ganyushkin, O.S. Konkova, K.V. Chistyakov, D.V. Bantcev, A.V. Terekhov, E.P. Kunaeva, Yu.N. Kurochkin, T.A. Andreeva, D.D. Volkova.* Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age 500

Snow Cover and Avalanches

- G.S. Borodulina, I.V. Tokarev, M.A. Levichev.* Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of the snow cover in Karelia 521

Sea, River and Lake Ice

- I.I. Borzenkova, A.A. Ershova, E.L. Zhiltsova, K.O. Shapovalova.* Arctic sea ice in the light of current and past climate changes 533
- O.M. Andreev, D.V. Drabenko.* Calculating of extreme thicknesses and strength characteristics of the first-year ice cover of the Kara Sea using a thermodynamic model 547
- S.V. Godetsky, O.V. Kokin, O.A. Kuznetsova, A.S. Tsvetsinsky, V.V. Arhipov.* Estimation of ice strength limits for uniaxial compression in the Sea of Okhotsk according to measurements and calculations 561

Palaeoglaciology

- G.L. Leitchenkov, E.A. Bazhenova.* Late Pleistocene glaciation and retreat of ice sheet on the shelf of the South Orkney Plateau, West Antarctica 571

Reviews and News

- S.V. Popov.* Six decades of radar and seismic research in Antarctica 587
- T.N. Postnikova, O.O. Rybak.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 1. General approach and model architecture 620
- Contents of four issues of the Journal for 2021 637

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- А.Я. Муравьев, Г.А. Носенко, С.А. Никитин.* Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год. 485
- Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин, Т.А. Андреева, Д.Д. Волкова.* Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода. 500

Снежный покров и снежные лавины

- Г.С. Бородулина, И.В. Токарев, М.А. Левичев.* Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии. 521

Морские, речные и озёрные льды

- И.И. Борзенкова, А.А. Еришова, Е.Л. Жильцова, К.О. Шаповалова.* Морской лёд Арктического бассейна в свете современных и прошлых климатических изменений. 533
- О.М. Андреев, Д.В. Драбенко.* Расчёт экстремальных толщин и прочностных характеристик однолетнего ледяного покрова Карского моря с помощью термодинамической модели 547
- С.В. Годецкий, О.В. Кокин, О.А. Кузнецова, А.С. Цвецинский, В.В. Архипов.* Оценка пределов прочности льда на одноосное сжатие в Охотском море по данным измерений и расчётов 561

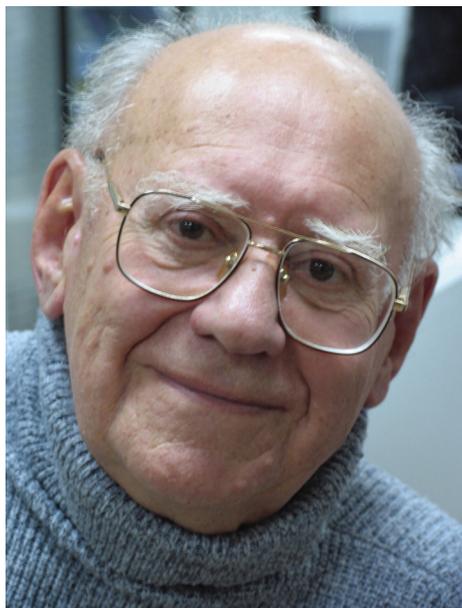
Палеогляциология

- Г.Л. Лейченко, Е.А. Баженова.* Позднеплейстоценовое оледенение и отступление ледникового покрова на шельфе Южно-Оркнейского плато, Западная Антарктика 571

Обзоры и хроника

- С.В. Попов.* Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде. 587
- Т.Н. Постникова, О.О. Рыбак.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей. 620
- Содержание журнала за 2021 год 637

95 лет старейшему гляциологу Евгению Максимовичу Зингеру



27 июля 2021 г. исполнилось 95 лет Евгению Максимовичу Зингеру – старейшему сотруднику Института географии РАН, большая часть жизни которого связана с Арктикой.

В 1943 г. Евгений Максимович поступает на радиоотделение Курсов полярных радистов Главсевморпути, после окончания которых летом 1944 г. он в первый раз попадает в Арктику в качестве радиста полярной станции «Бухта Амбарчик» на Чукотке, а в дальнейшем – на линейный ледокол «Микоян». В 1946 г. Евгений Максимович возвращается из Арктики в Москву, а в 1952 г. заканчивает кафедру географии полярных стран географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Производственные практики во время учёбы он проходил на НИС АН СССР «Витязь» в Курильском рейсе (1950 г.) и на рыболовном траулере «Сёмга» в Баренцевом море (1951 г.). После окончания университета четыре года работал инженером-интерпретатором в тресте «Моснефтегеофизика», участвуя в четырёх геофизических экспедициях на плато Устюрт.

С января 1957 г. вся дальнейшая жизнь Евгения Максимовича связана с отделом гляциологии Института географии. Его первая двухлетняя гляциологическая экспедиция состоялась в рамках Международного геофизического года – на Северный остров Новой Земли, где, кроме исследований ледников вместе с остальными зимовщиками, он неожиданно стал свидетелем испытаний водородных бомб на Новоземельском ядерном полигоне.

Работы на Новой Земле сдружили Евгения Максимовича с сотрудниками отдела гляциологии института. В 1962 г. Евгений Максимович участвовал в воздушной экспедиции на ледники Северной Земли. Ему также довелось работать в предгорьях хребта Джунгарский Алатау, в донецких и астраханских степях, в Курском заповеднике, заснеженных западно-сибирских болотах Васюганья, обжигающих песках Средней Азии. В 1965 г. Евгений Максимович вернулся в Арктику и возглавил первую советскую гляциологическую экспедицию на архипелаге Шпицберген (Норвегия), которая длилась три года.

В 1968–1971 гг. Е.М. Зингер возглавлял Таджикско-Памирскую высокогорную аэрогляциологическую экспедицию Института географии АН СССР, а в 1973 г. снова вернулся на Шпицберген, где и был бессменным начальником экспедиции в общей сложности в течение 43 лет. Его экспедиционная деятельность завершилась на Шпицбергене в 2008 г. – ему было уже 82 года.

По результатам исследований Евгений Максимович опубликовал более 100 научных статей, он – соавтор трёх монографий о ледниках Арктики. Идя по стопам своего известного отца-писателя и полярного путешественника, Евгений Максимович написал много научно-популярных книг и статей о своих экспедициях в Арктике. В последние годы Зингер писал мемуары, которые в виде двухтомника были изданы в 2019 г.

Е.М. Зингера отличают весёлый нрав, коммуникабельность, умение руководить экспедициями в особенно сложных и тяжёлых природных условиях. Шпицбергенская гляциологическая экспедиция была успешной во многом благодаря его усилиям. Евгений Максимович отмечен десятью правительственными наградами и, несмотря на возраст, по-прежнему бодр и жизнерадостен. Мы все гордимся его жизненным путём.

Коллеги поздравляют юбиляра и желают ему здоровья, сил, бодрости и творческих успехов

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324

doi: 10.31857/S2076673421040103

Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год

© 2021 г. А.Я. Муравьев*, Г.А. Носенко, С.А. Никитин

Институт географии РАН, Москва, Россия

*anton-yar@rambler.ru

Reduction of glaciation in the Suntar-Khayata Mountains from the mid-20th century to 2018

A. Ya. Muraviev*, G. A. Nosenko, S. A. Nikitin

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

*anton-yar@rambler.ru

Received January 23, 2021 / Revised April 30, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *mountain glaciers, area reduction, morphological types, altitude distribution, Suntar-Khayata.*

Summary

New data on the state of the Suntar-Khayata Mountains glaciers in 2018 are presented and changes in the area of glaciers in the second half of the 20th and early 21st centuries are estimated. In 2018, the glaciation of the Suntar-Khayata Mountains was represented by 251 glaciers with a total area of about 133 ± 10 km². Among the morphological types in this region, the corrie and corrie-hanging glaciers predominate. The largest areas are occupied by valley and compound valley glaciers. The main part (82.7%) of the total area of glaciers is concentrated in the altitude range of 2200–2600 m. The changes in the glaciation area were analyzed over three periods: 1) from 1944–1947 to 2018; 2) from 1944–1947 to 2003; and 3) from 2003 to 2018. During the first one, the area of the glaciers registered in the Glacier Inventory of the USSR decreased from 199 to 132 ± 10 km², that is, by 67 km² (33.6%). Of these, 28 km² was lost in the period from 1944–1947 to 2003, and another 39 km² in 2003–2018. By 2018, the largest reduction of the area occurred in small glaciers with an area of less than 0.1 km² (more than 80%), the smallest – in large glaciers with an area exceeding 2 km² (less than 21%). The glaciers with western aspect were the most reduced (39.9%), and with south-western aspect – the least (25.0%). As compared to the previous period, the significant increase in the rate of the area reduction was found in 2003–2018 – from 0.24% to 1.52% per year. At the beginning of the 21st century, the activation of the process of disintegration of glaciers into smaller fragments was recorded. Thus, the average size of the studied glaciers decreased from 1.03 km² in 1944–1947 to 0.88 km² in 2003 and to 0.59 km² in 2018. The increase in the rate of the area reduction in the Suntar-Khayata Mountains noted in the early 21st century agrees with a stable positive anomaly of summer air temperatures observed from 2007 to 2018. The mean summer air temperature during this period was 12.2 °C, which was by 1 °C higher its average value for 1981–2010; in 2008 and 2009, the difference reached 2 °C. In combination with the ongoing decrease in winter precipitation, this may be one of the main reasons for the increase in the rate of glacier reduction.

Citation: Muraviev A. Ya., Nosenko G. A., Nikitin S. A. Reduction of glaciation in the Suntar-Khayata Mountains from the mid-20th century to 2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 485–499. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040103.

Поступила 23 января 2021 г. / После доработки 30 апреля 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *горные ледники, сокращение площади, морфологические типы, высотное распределение, Сунтар-Хаята.*

Приведены данные о морфометрических, морфологических и высотных характеристиках оледенения гор Сунтар-Хаята в 2018 г. Оценены изменения оледенения за три временных периода: с 1944–1947 по 2018 г., с 1944–1947 по 2003 г., с 2003 по 2018 г. Установлено существенное увеличение средней скорости сокращения площади ледников в 2003–2018 гг. по сравнению с периодом с 1944–1947 по 2003 г. В начале XXI в. зафиксирована активизация процесса распада ледников на фрагменты меньшего размера.

Введение

Один из труднодоступных и относительно слабо изученных ледниковых районов Евразии – горы Сунтар-Хаята, расположенные в

северо-восточной части России (рис. 1) и вытянутые более чем на 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от левобережья р. Томпо до водораздела рек Ини и Ульбеи. Они состоят из нескольких хребтов, крупнейшие из

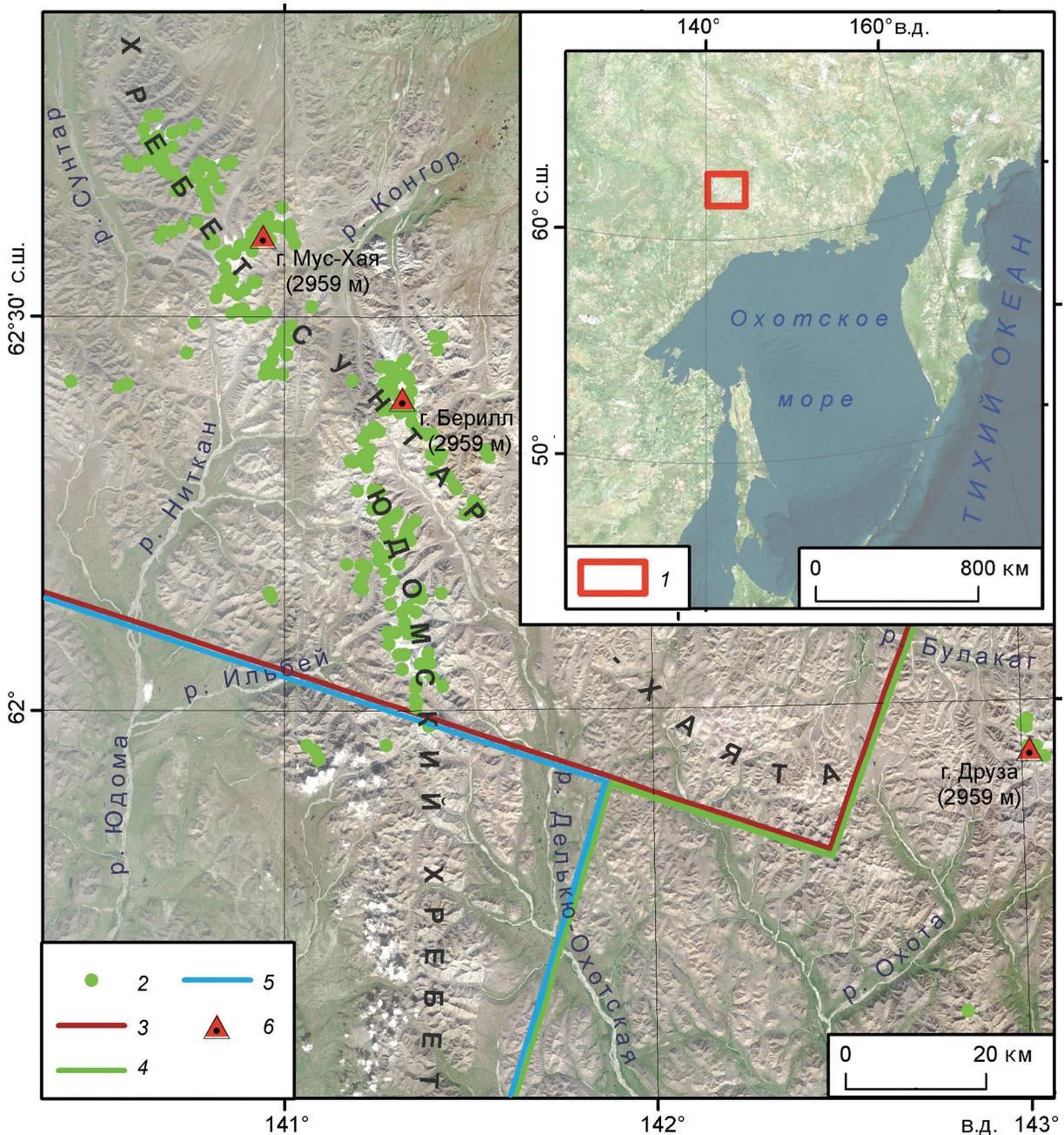


Рис. 1. Район исследований.

В подложке – мозаика спутниковых снимков Sentinel-2 от 28.08.2018. 1 – границы района исследований; 2 – местоположение ледников в 2018 г.; границы зоны покрытия данными спутникового снимка Landsat-7: 3 – от 14.08.2003; 4 – от 31.07.2003; 5 – от 04.09.2005; 6 – горные вершины

Fig. 1. Study area.

On the background – mosaic of satellite images Sentinel-2 28.08.2018. 1 – research area location; 2 – location of glaciers in 2018; boundaries of the Landsat-7 image coverage area: 3 – 14.08.2003; 4 – 31.07.2003; 5 – 04.09.2005; 6 – mountain peaks

которых – Сунтар-Хаята и Юдомский. Подробная физико-географическая характеристика гор Сунтар-Хаята дана в работе [1]. Некоторые данные о современных климатических изменениях этого района приведены в исследовании [2]. Ледники в горах Сунтар-Хаята обнаружены в 1939 г., а первая попытка оценить масштабы и характеристики оледенения района была сделана в работе [3], основу которой составляли данные масштабных аэрофотосъёмки 1944–1946 гг. и маршрутных наблюдений 1946 г. Каталог ледников Л.Л. Бермана [3] включал в себя 114 ледников общей площадью 358,9 км². Дальнейшие исследования показали, что оценка Л.Л. Берманом площади оледенения гор Сунтар-Хаята оказалась существенно завышенной – в работе [4] она оценивается в 246 км².

В 1956–1959 гг. в этом районе проводились полевые гляциологические исследования, результаты которых отражены в работах [5, 6]. В 1970 г. на хр. Сунтар-Хаята работала экспедиция Института географии АН СССР с целью составления Каталога ледников СССР [7]. Именно создание этого Каталога [1] стало важнейшим этапом в изучении оледенения гор Сунтар-Хаята. Согласно Каталогу [1], здесь насчитывалось 208 ледников общей площадью 201,6 км². Из них четыре ледника общей площадью 0,3 км² имели размер менее 0,1 км² и не были отмечены на схемах Каталога. Названный Каталог содержит сведения о размерах, морфологическом типе, высотном положении ледников, а также принадлежности их к конкретному речному бассейну; приведены и другие характеристики ледников, а также общие сведения о ледниковых исследованиях здесь до начала 1970-х годов.

В 2001 г. Международная экспедиция в районе ледника № 31 выполнила комплекс исследований, включавший балансовые работы и топографическую съёмку этого ледника, а также метеорологические исследования в его долине и маршрутные обследования других ледников северного массива хр. Сунтар-Хаята, в районе горы Мус-Хая [8, 9]. Во второй половине 2000-х годов предпринимались попытки оценить параметры оледенения гор Сунтар-Хаята и их изменение со времени каталогизации по результатам обработки данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). По оценке авторов работы [10], общая площадь ледников гор Сун-

тар-Хаята, определённая преимущественно по результатам дешифрирования снимка со спутника Landsat, полученного в августе 2003 г., составляла 162,2 км², т.е. примерно на 20% меньше, чем в Каталоге [1]. В работе [11] исследовано изменение параметров оледенения северного массива гор Сунтар-Хаята со времени каталогизации по 2010 г. С использованием разновременных данных ДЗЗ и материалов полевых наблюдений 2012 г. авторы установили, что за исследуемый период площадь ледников сократилась здесь на 23 км², или на 27%. При этом площадь ледников на горе Мус-Хая с 1940-х годов по 2011 г. сократилась на 36%.

Возрастающая интенсивность сокращения оледенения во всём мире требует более высокой периодичности наблюдений за ледниками. Появление доступных источников информации высокого разрешения, например снимков со спутника Sentinel-2, позволяет решить эту задачу на новом качественном уровне. Задачи данного исследования – исследовать характеристики современного оледенения гор Сунтар-Хаята, а также обнаружить изменения ледников со времени создания Каталога ледников СССР по 2018 г. Удалось также оценить состояние оледенения в начале 2000-х годов, что позволило проследить процесс деградации оледенения во второй половине XX в. и в начале XXI в. и сравнить его с изменениями в других горных ледниковых районах Евразии.

Данные и методы

В нашем исследовании использованы следующие материалы: 1) четыре спутниковых снимка Sentinel-2 уровня обработки L1C от 28.08.2018 (табл. 1) с пространственным разрешением 10 м; 2) спутниковые снимки Landsat-7 уровня обработки L1TP от 14.08.2003, 31.07.2003 и 04.09.2005 для создания промежуточного временного слоя границ ледников; 3) мозаика цифровой модели рельефа (далее ЦМР) ArcticDEM v3.0 [12] с пространственным разрешением 2 м; 4) ЦМР ASTER GDEM V3 [13] с пространственным разрешением 30 м; 5) материалы Каталога ледников СССР [1]; 6) данные реанализа метеопараметров NCEP/NCAR [14]. Спутниковые снимки для обработки подбирались на конец периода абля-

Таблица 1. Материалы ДЗЗ, использованные в исследовании

Спутник	Дата съёмки	Идентификатор снимка (ID)
Sentinel-2	28.08.2018 г.	L1C_T54VVQ_A007708_20180828T020644
		L1C_T54VWQ_A007708_20180828T020644
		L1C_T54VWP_A007708_20180828T020644
		L1C_T54VVP_A007708_20180828T020644
Landsat-7	14.08.2003 г.	LE07_L1TP_114016_20030814_20170124_01_T1
	31.07.2003 г.	LE07_L1TP_112017_20030731_20170124_01_T1
	04.09.2005 г.	LE07_L1TP_114016_20050904_20170113_01_T1

ции – вторую половину августа и начало сентября – до первых снегопадов, что позволило минимизировать влияние сезонного снежного покрова и снежников на корректность определения границ ледников. Другим критерием отбора было отсутствие облачности над ледниками.

Дешифрирование границ ледников на спутниковых снимках Sentinel-2 и Landsat-7 проводили вручную по методике Международного проекта GLIMS [15]. Снимки Landsat-7 предварительно подготавливали следующим образом: из каналов В3, В4 и В5 с пространственным разрешением 30 м создавали синтезированное изображение, которое затем подвергали паншарпенингу (повышению детализации) данными панхроматического канала В8 с пространственным разрешением 15 м. Снимок Landsat-7 от 14.08.2003 охватывает почти всё оледенение хр. Сунтар-Хаята (см. рис. 1). Вне зоны охвата данного снимка находятся пять небольших ледников на юге и шесть ледников в восточной части района исследований. Для их исследования использованы снимки Landsat-7 от 31.07.2003 и 04.09.2005. Кроме дешифрирования границ шести ледников в восточной оконечности района исследований, с помощью снимка Landsat-7 от 04.09.2005 дешифрировали границы ледников на участках, где отсутствуют данные снимка Landsat-7 от 14.08.2003 (полосы из-за дефекта сенсора спутника, возникшего после 31.05.2003). Погрешность определения площади ледников по результатам дешифрирования снимков Sentinel-2 оценивалась как произведение протяжённости границ ледников на точность пространственной привязки данных снимков, составляющую 11 м с уровнем доверия 95,5% [16]. В случае со снимками Landsat-7 эта погрешность определялась как произведение протяжённости границ ледников на разреша-

ющую способность панхроматического канала В8 (15 м). Отметим хорошую пространственную корегистрацию снимков Sentinel-2 от 28.08.2018 и Landsat-7 от 14.08.2003 – расхождение в их пространственной привязке оказались меньше разрешающей способности (15 м) панхроматического канала снимка Landsat-7.

Информация о площадях, длинах, морфологии и экспозиции ледников в Каталоге [1] приведена по состоянию в 1944–1947 гг. Эти данные получены в результате обработки материалов аэрофотосъёмки. Судя по заполнению (без пропусков) графы «Фирновая линия» (способ определения и дата) таблицы Каталога «Основные сведения о ледниках», материалами аэрофотосъёмки были охвачены практически все ледники, представленные в Каталоге на район гор Сунтар-Хаята. При этом для ряда ледников некоторые параметры (например, высота фирновой линии) были уточнены или актуализированы по данным полевых наблюдений 1957–1959 и 1970 гг. Для всех ледников, идентифицированных на снимках Sentinel-2 2018 г., был определён морфологический тип с помощью классификации работы [17]. Высшие и низшие точки ледников, их средние высоты (средневзвешенные по площади) и вертикальную протяжённость определяли автоматизированным способом по мозаике ЦМР ArcticDEM v3.0 [12]. Для ледников, не покрытых данными мозаики ArcticDEM v3.0 (около 5%), эти параметры находили с использованием ЦМР ASTER GDEM V3 [13]. Расчёт распределения площади оледенения по высотам проводился с помощью ЦМР ArcticDEM v3.0, при этом участки с отсутствием данных заполнялись по данным ЦМР ASTER GDEM V3.

При анализе изменений ледников в зависимости от площади все ледники были распределены по группам согласно их площади в 2018 г.

Таблица 2. Морфологические типы ледников гор Сунтар-Хаята в 2018 г.

Морфологический тип ледников	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Средний размер ледника, км ²	Доля ледников*
Сложный долинный	9	21,4±1,2	2,38	3,6/16,1
Долинный	42	65,3±3,8	1,56	16,7/49,1
Перемётно-долинный	3	4,9±0,3	1,62	1,2/3,7
Карово-долинный	37	19,3±1,8	0,52	14,8/14,5
Каровый	53	10,0±1,2	0,19	21,1/7,5
Карово-висячий	56	9,9±1,3	0,18	22,3/7,5
Висячий	45	1,9±0,5	0,04	17,9/1,4
Не определён	6	0,3±0,1	0,05	2,4/0,2
<i>Всего</i>	251	133,0±10,1	0,53	100/100

*Доля ледников данного морфологического типа в общем числе ледников/в общей площади, %.

Для распавшихся ледников, зарегистрированных в Каталоге [1], учитывали изменения суммарной площади всех фрагментов. Ряд ледников (например, ледники им. Н.К. Клюкина, № 30 и 31), зарегистрированных в Каталоге [1], имеют протяжённые ледоразделы с другими ледниками. Учитывая недоступность использованных для создания Каталога [1] исходных материалов, восстановить точное пространственное положение ледоразделов, проведённых его авторами, невозможно. В связи с этим положения ледоразделов в Каталоге [1] и в данном исследовании могут различаться. Мы при сравнении современных данных о площади ледников с данными Каталога [1] такие ледники рассматривали как единый комплекс. Все спутниковые снимки и ЦМР, использованные в исследовании, были зарегистрированы в проекции UTM (зона 54N) на эллипсоиде WGS 1984. Данные ДЗЗ обрабатывали в программных пакетах ESRI ArcGIS и QGIS, а статистическую обработку данных проводили в программе LibreOffice Calc.

Результаты исследований

В результате дешифрирования границ ледников на спутниковых снимках Sentinel-2 от 28.08.2018 в горах Сунтар-Хаята был идентифицирован 251 ледник общей площадью около 133±10 км². 168 из них представляли собой ледники, зарегистрированные в Каталоге [1] и сохранившие целостность; 54 ледника – фрагменты 24 распавшихся ледников, зарегистрированных в Каталоге; 29 ледников общей площадью 1,1±0,2 км² не представлены в Катало-

ге; 12 ледников, отмеченных на схемах Каталога и имеющих общую площадь 2,6 км², не были обнаружены на спутниковых снимках Sentinel-2.

Анализ современной морфологии ледников показал, что в количественном отношении в горах Сунтар-Хаята преобладают каровые и карово-висячие ледники (табл. 2). Меньше всего – перемётно-долинных и сложных долинных ледников, для которых характерны наибольшие средние размеры. Самые значительные площади заняты простыми долинными и сложными долинными ледниками. В 2018 г. 88,0% ледников гор Сунтар-Хаята полностью находились на высотах более 2100 м (все высоты в статье даны над уровнем моря), 61,4% – выше 2200 м, 37,8% – выше 2300 м, 17,1% – выше 2400 м. Наименьшая высота конца ледника (1930 м) зафиксирована у относительно крупного (3,2±0,2 км²) долинного ледника № 141 (№ 145 по Каталогу [1]). Вертикальная протяжённость 98,4% ледников гор Сунтар-Хаята составляет менее 800 м (рис. 2, а), 86,9% – менее 600 м, 61,0% – менее 400 м, 32,3% – менее 200 м. Наибольшая вертикальная протяжённость наблюдается у крупнейших сложных долинных и долинных ледников. Максимальное значение этого параметра (940 м) зафиксировано у сложного долинного ледника Берилл (№ 120 по Каталогу [1]). Средние высоты (средневзвешенные по площади) 98,4% ледников района исследований находятся в диапазоне 2100–2700 м (см. рис. 2, б), 90,8% – в диапазоне 2200–2600 м, 62,9% – в диапазоне 2300–2500 м. Медианное значение средней высоты ледников гор Сунтар-Хаята составило 2440 м.

Изменение ледников гор Сунтар-Хаята, зарегистрированных в Каталоге [1] и обнаруженных

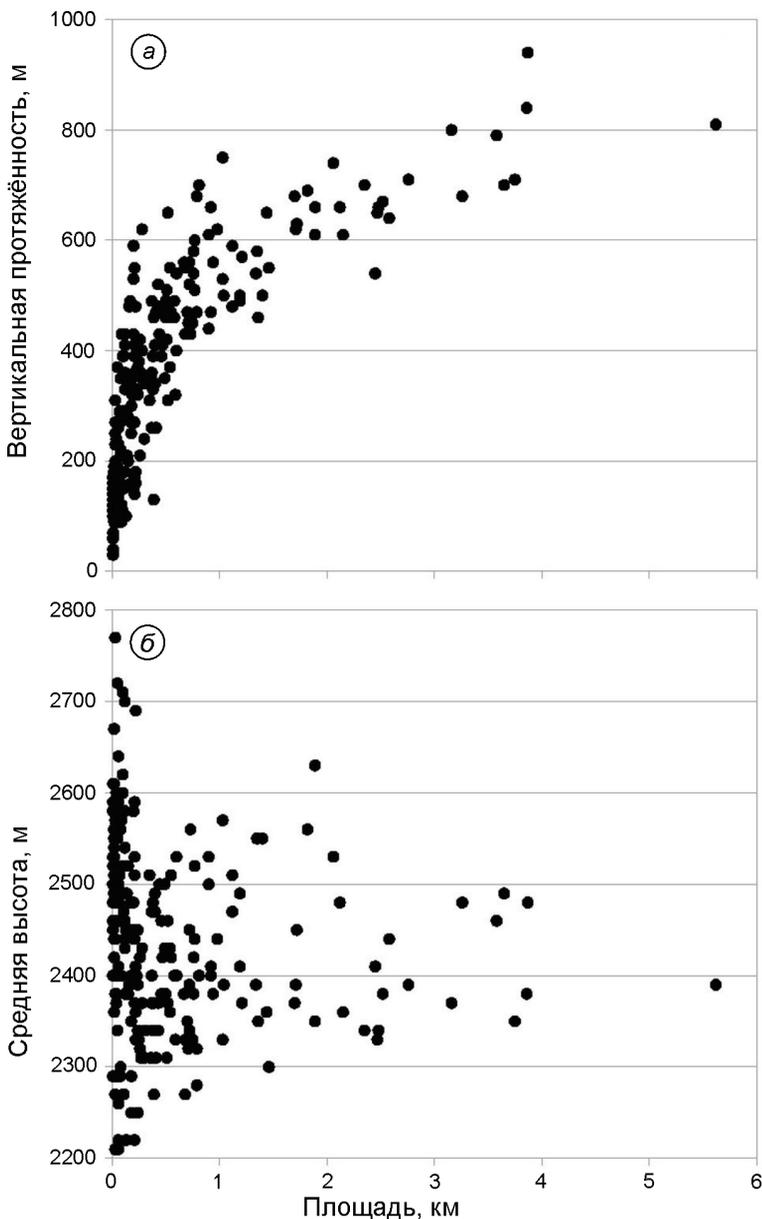


Рис. 2. Вертикальная протяжённость (а) и средние высоты (б) ледников разной площади в горах Сунтар-Хаята
Fig. 2. Vertical extent (a) and mean heights of different size glaciers (b) in the Suntar-Khayata mountains

на современных спутниковых снимках, приведено в табл. 3. С 1944–1947 по 2018 г. сокращение площади оледенения данного района составило около 67 км^2 , или 33,6%. Из них около 28 км^2 было потеряно в период с 1944–1947 по 2003 г., а оставшиеся почти 39 км^2 (в 1,4 раза больше) – в период 2003–2018 гг. При этом средняя скорость сокращения площади оледенения возросла с 0,24% ($0,48 \text{ км}^2$) в год в период с 1944–1947 по 2003 г. до 1,52% ($2,59 \text{ км}^2$) в год в период 2003–2018 гг., т.е. примерно в шесть раз. Степень сокращения ледников обратно пропорциональна их размерам. Наибольшее относительное сокращение со времени каталогизации испытали

самые мелкие ($< 0,1 \text{ км}^2$) ледники, а наименьшее сокращение площади – наиболее крупные ($> 2 \text{ км}^2$). Отметим, что в 2018 г. в горах Сунтар-Хаята остался всего один ледник площадью $5,6 \pm 0,3 \text{ км}^2$ – сложный долинный ледник № 147 (№ 166 по Каталогу [1]). Сокращение ледников всех площадных групп наблюдалось в оба исследуемых периода – с 1944–1947 по 2003 г. и в 2003–2018 гг. (см. табл. 3). При этом во всех группах ледников зафиксировано резкое ускорение сокращения площади в 2003–2018 гг. После 2003 г. процесс распада ледников интенсифицируется: с 1944–1947 по 2003 г. распалось всего три ледника на шесть фрагментов, а в 2003–

Таблица 3. Изменение числа и площади ледников гор Сунгар-Хаята, зарегистрированных в Каталоге [1], с 1944–1947 по 2018 г.

Размер ледников в 2018 г., км ²	Число ледников			Площадь ледников, км ²			Изменение площади ледников, км ² /%		
	Каталог	2003 г.	2018 г.	Каталог	2003 г.	2018 г.	Каталог–2018 г.	Каталог–2003 г.	2003–2018 гг.
> 5	1	1	1	7,5	6,5±0,4	5,6±0,3	-1,9/-25,1	-1,0/-13,6	-0,9/-13,3
2–5	17	18	22	63,6	59,5±3,4	50,7±2,5	-12,9/-20,3	-4,1/-6,4	-8,8/-14,8
1–2	21	22	25	41,5	36,8±2,8	29,8±2,0	-11,7/-28,2	-4,7/-11,3	-7,0/-19,0
0,5–1	37	37	43	37,9	34,0±3,0	25,3±2,2	-12,6/-33,2	-3,9/-10,3	-8,7/-25,5
0,1–0,5	75	76	87	38,8	29,2±3,5	18,8±2,3	-20,1/-51,6	-9,8/-25,1	-10,3/-35,4
< 0,1	41	41	44	9,3	4,7±1,0	1,7±0,5	-7,6/-81,6	-4,6/-49,5	-3,0/-63,6
<i>Всего</i>	192	195	222	198,7	170,7±14,1	131,9±9,8	-66,8/-33,6	-28,1/-14,1	-38,7/-22,7

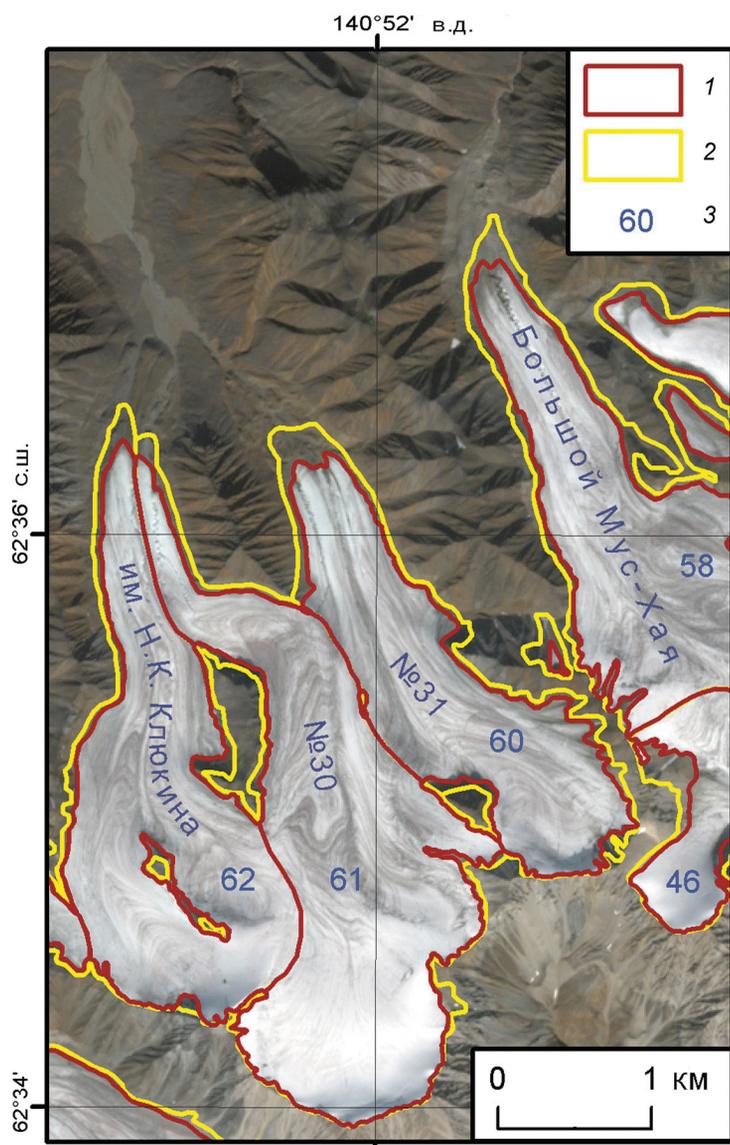


Рис. 3. Отступление границ ледников к западу от горы Мус-Хая в 2003–2018 гг.

В подложке – спутниковый снимок Sentinel-2 от 28.08.2018. 1 – границы ледников в 2018 г.; 2 – границы ледников в 2003 г.; 3 – номера ледников по Каталогу [1]

Fig. 3. Retreat of the glacier boundaries to the west of the Mus-Khaya Mountain in 2003–2018. On the background – the satellite image Sentinel-2 28.08.2018. 1 – glacier boundaries in 2018; 2 – glacier boundaries in 2003 г.; 3 – glacier numbers by the Glacier Inventory [1]

2018 г. – 21 ледник на 48 фрагментов. Наибольшие изменения границ ледников за 2003–2018 гг. наблюдаются в их фронтальных частях (рис. 3). Так, фронт ледника № 31 отступил в данный

период примерно на 250 м, а фронт ледника Большой Мус-Хая – примерно на 290 м. Однако отступление границ ледников происходило не только в их фронтальной части, но и на протя-

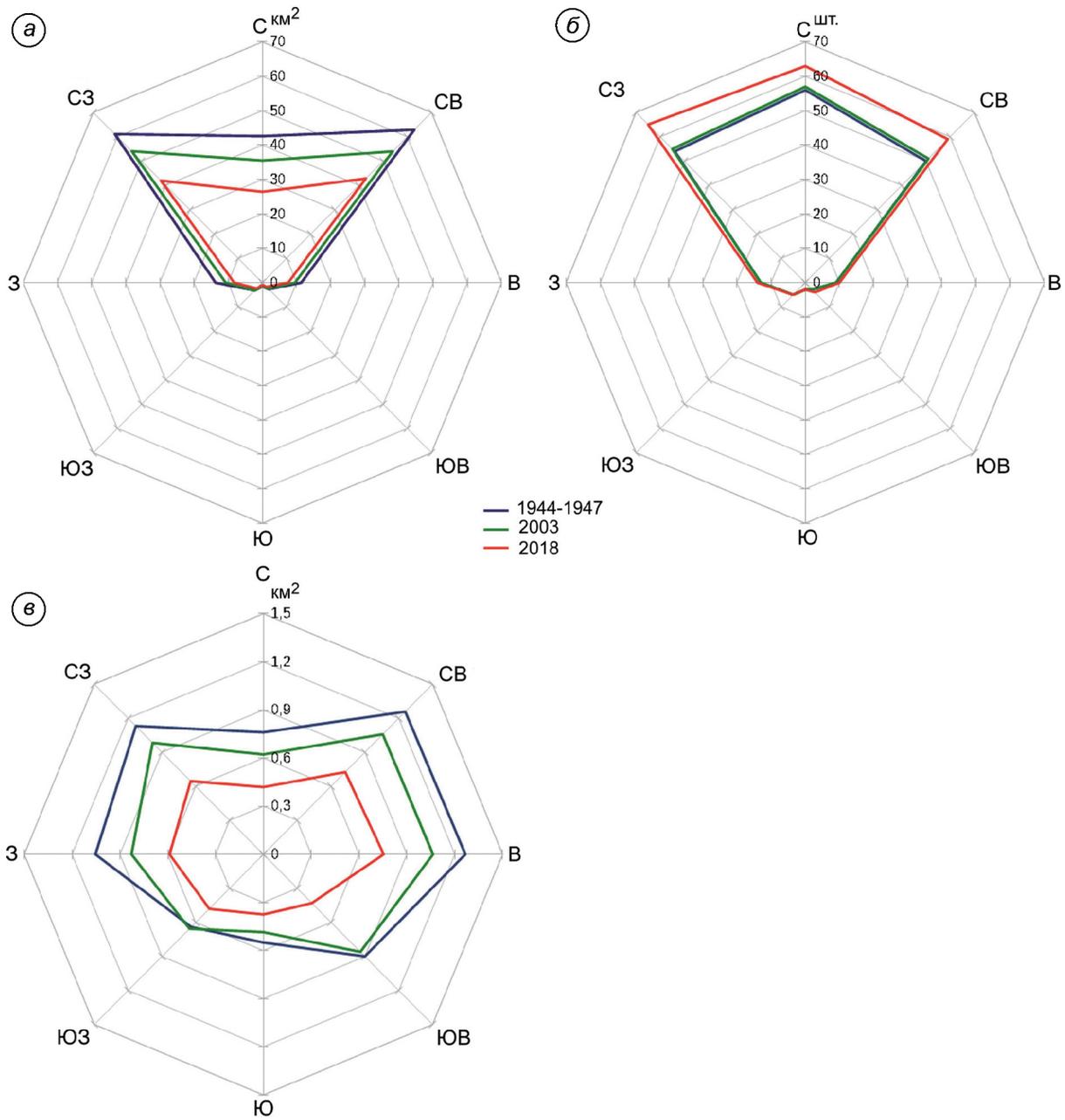


Рис. 4. Изменение площади (а), числа (б) и средних размеров (в) ледников гор Сунтар-Хаята, зарегистрированных в Каталоге [1], с 1944–1947 по 2018 г.

Fig. 4. Change in area (a), number (б) and average size (в) of glaciers in the Suntar-Khayata Mountains, by Inventory data [1], from 1944–1947 to 2018

жении большей части их периметра, что связано с понижением поверхности ледников.

Анализ изменений зарегистрированных в Каталоге [1] и обнаруженных на спутниковых снимках Sentinel-2 2018 г. ледников в зависимости от их экспозиции показал (рис. 4, а), что наибольшее относительное сокращение площади со времени каталогизации претерпели лед-

ники, ориентированные на запад (39,9%, или 5,5 км²) и север (38,0%, или 16,2 км²). При этом в абсолютных величинах наибольшие потери площади пришлось на ледники северо-восточной (20,1 км², или 31,9%) и северо-западной (19,1 км², или 31,3%) экспозиций. Меньше всего сократились ледники, ориентированные на юго-запад (25,0%, или 0,8 км²). Подавляющее

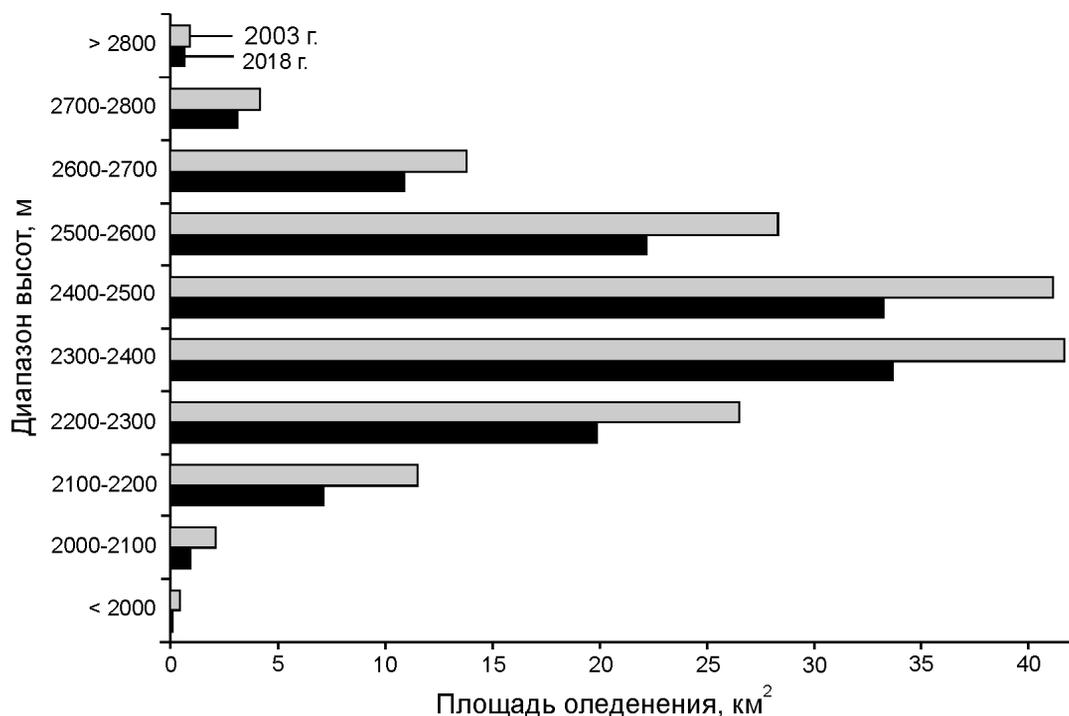


Рис. 5. Высотное распределение площади оледенения гор Сунтар-Хаята в 2003 и 2018 гг.

Fig. 5. Altitude distribution of glaciation area in the Suntar-Khayata Mountains via altitude in 2003 and 2018

большинство ледников гор Сунтар-Хаята в Каталоге [1] имеет северо-западную, северную или северо-восточную экспозицию (см. рис. 4, б). Интенсивность распада ледников северо-западной и северо-восточной экспозиций оказалась практически одинаковой – в период с 1944–1947 по 2003 г. распалось по одному леднику (на два фрагмента каждый), а в 2003–2018 гг. число ледников увеличилось с 55 до 65 и с 51 до 59 соответственно. Процесс фрагментации ледников северной экспозиции существенно менее интенсивен: за 2003–2018 гг. число ледников увеличилось с 57 до 63. Средние *размеры ледников* сократились с 1,03 км² в 1944–1947 гг. до 0,88 км² в 2003 г. и 0,59 км² в 2018 г. (см. рис. 4, в). Наибольшие средние размеры зафиксированы у ледников восточной (0,75 км² в 2018 г.) и северо-восточной (0,73 км² в 2018 г.) экспозиций, наименьшие – у ледников южной (0,38 км² в 2018 г.), северной (0,42 км² в 2018 г.) и юго-восточной (0,43 км² в 2018 г.) экспозиций. Подобные результаты зафиксированы не только в 2018 г., но и в 2003 и 1944–1947 гг.

В 2018 г. 82,7% (109 км²) площади оледенения было сосредоточено в высотном диапазоне 2200–2600 м (рис. 5). В 2003 г. на данный вы-

сотный диапазон приходилось 80,7% (137,7 км²) суммарной площади ледников района. Доля оледенения, расположенная ниже 2000 м, составляла около 0,1 и 0,3% в 2018 и 2003 г. соответственно. Доля площади оледенения, расположенного выше 2800 м, также мала (около 0,5% в 2018 и 2003 г.), что объясняется меньшими высотами основной части гор Сунтар-Хаята. Наибольшее относительное сокращение (74,6%) за 2003–2018 гг. претерпела часть оледенения, расположенная ниже 2000 м (см. рис. 5). Сокращение площади ледников на высотах 2000–2100 (55,9%) и 2100–2200 м (38,3%) также существенно превысило её сокращение на более высоких гипсометрических уровнях. Наименьшее относительное сокращение за период 2003–2018 гг. наблюдается в середине высотного диапазона, занимаемого ледниками района исследований, – на высотах 2300–2500 м (около 19%). На эти же высоты приходится около половины (50,7% в 2018 г. и 48,5% в 2003 г.) площади оледенения гор Сунтар-Хаята.

Как уже отмечалось, наибольшее *отступление границ ледников* в 2003–2018 гг. характерно для их фронтальных частей. Так, фронт ледника № 31 (см. рис. 3) за данный период отступил вверх по

долине примерно на 250 м в плане и 35 м по высоте. Это превышает его отступление за 1959–2001 г., составившее, по данным авторов работы [8], около 200 м в плане и 20 м по высоте. Фронты ледников им. Н.К. Ключкина (№ 62 по Каталогу [1]) и № 30 (№ 61 по Каталогу [1]) за 2003–2018 гг. отступили меньше – примерно на 230 и 150 м соответственно (см. рис. 3). Общая площадь группы ледников им. Н.К. Ключкина, № 30 и 31 сократилась с 11,4 км² (по данным Каталога [1]) до 9,6±0,5 км² в 2003 г. (на 15,8%) и до 8,6±0,4 км² в 2018 г. (на 24,6%). Сокращение их общей площади в 2003–2018 гг. составило около 1 км², или 10,4%.

Обсуждение результатов

Результаты оценки изменений размеров современного оледенения гор Сунтар-Хаята показывают почти шестикратное увеличение скорости сокращения площади ледников за период 2003–2018 гг. по сравнению с предыдущим интервалом времени – от создания Каталога ледников СССР до 2003 г. Возможные причины такого ускорения – неоднородность исходных данных и различия в технологиях их обработки. Кроме того, большой временной интервал осреднения (почти 60 лет) также может сглаживать происходящие за это время резкие, но кратковременные отклонения. Вместе с тем результаты исследований изменений ледников в других регионах за последние два десятилетия показывают важную роль климатических факторов в их повсеместно наблюдаемом сокращении.

Наблюдения за изменениями таких климатических показателей, как летние температуры воздуха и зимние осадки, проводили в районе исследований эпизодически. В 1956–1959 гг. в рамках программы Международного геофизического года у языка ледника № 31 работал круглогодичный стационар, были получены первые уникальные данные о метеорологических условиях и режиме ледников этого труднодоступного района [5]. Результаты исследований показали, что количество осадков существенно возрастает по мере увеличения высоты и достигает 900 мм/год в области питания ледников на уровне 2300–2400 м. В 1957–1959 гг. средняя температура июля на высоте ледников варьировала в интервале 2,2–7,0 °С.

После продолжительного перерыва на этом же леднике и прилегающей территории в 2001–2007 гг. были проведены исследования влияния современных климатических условий на режим и баланс массы ледников японскими и российскими гляциологами [8, 18]. Был выполнен комплекс метеорологических исследований, а с помощью автоматических интервальных фотокамер – съёмка процесса зимнего снегонакопления. Зафиксирован временной интервал формирования снежного покрова на леднике (с начала сентября по май) и определена максимальная величина снегонакопления – 720 мм в.э.

Чтобы представить характер изменения летней температуры воздуха и осадков зимнего периода на всём временном интервале от создания Каталога ледников СССР до настоящего времени мы использовали данные реанализа NCEP/NCAR [14] с 1948 по 2018 г. Они не вполне соответствуют реальным величинам исследуемых параметров на высотных уровнях ледников, но достаточно адекватно отражают характер их изменения во времени на интересующей нас территории. Изменения данных климатических факторов показаны на рис. 6. Горизонтальными прерывистыми линиями отмечены средние величины этих параметров за период 1981–2010 гг., которые используются для сравнения в качестве климатических норм. На графике изменений летней температуры воздуха видно, что с 1960-х годов наметился тренд постепенного повышения температуры, а после 1980 г. уже преобладают положительные аномалии. В 1998 г. средняя температура лета достигла максимальной величины за весь исследуемый период – 13,8 °С, превысив норму на 2,6 °С. После резкого похолодания на рубеже столетий этот тренд оформился в устойчивую положительную аномалию, которая продолжалась почти 10 лет – с 2007 по 2019 г. Из графика зимних осадков (см. рис. 6) следует, что они постепенно убывали до середины 1990-х годов. Можно предположить, что последовавшее за этим увеличение количества зимних осадков на фоне продолжающегося роста летних температур в конце XX в. могло несколько замедлить таяние ледников. Однако с 2007 г. количество осадков опять стало уменьшаться, а устойчивая положительная аномалия летних температур привела к сокращению ледников с большей скоростью. Неблагоприятное

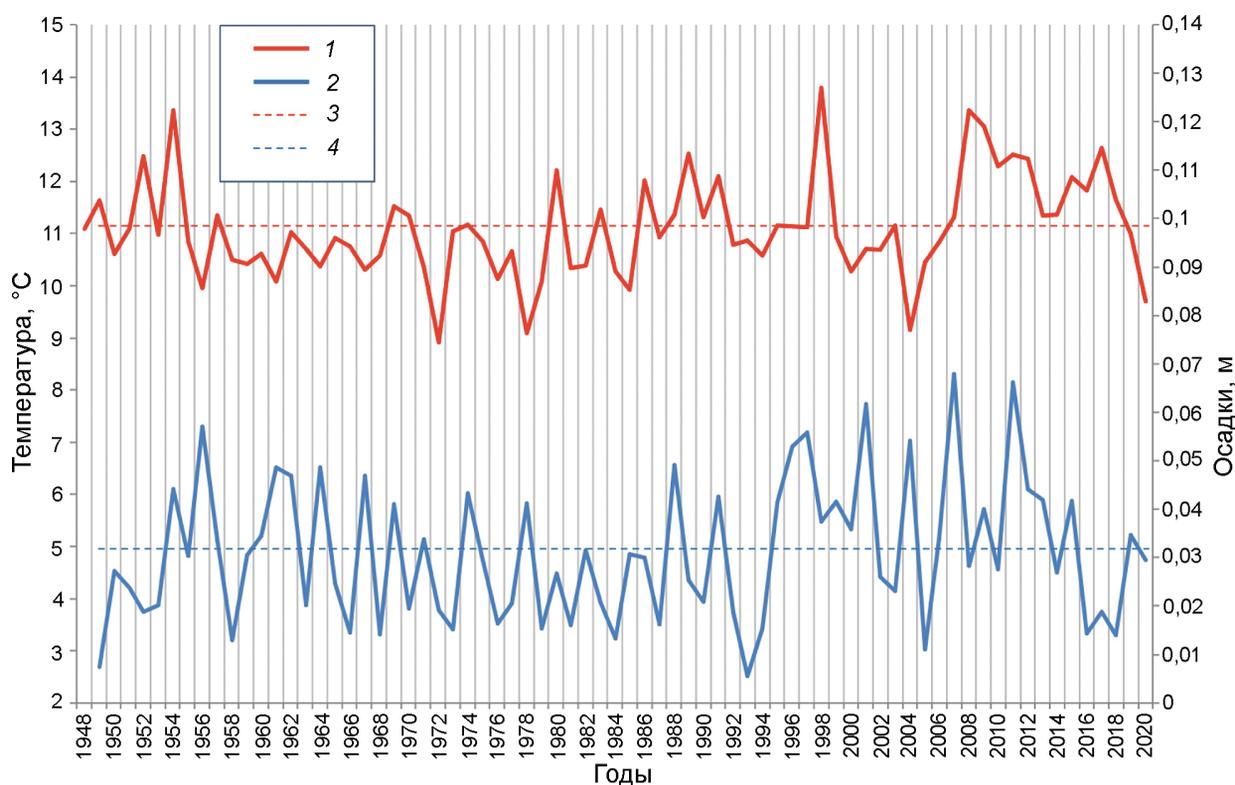


Рис. 6. Изменения средних летних температур воздуха (июнь–август) и сумм осадков за холодный период (октябрь–апрель) в районе исследований по данным реанализа NCEP/NCAR.

1 – температура; 2 – осадки; 3 – средняя величина летней температуры воздуха в период 1981–2010 гг.; 4 – средняя величина осадков за холодный период в 1981–2010 гг.

Fig. 6. Changes in mean summer air temperatures (JJA) and precipitation sum during the cold period (ONDJFMA) in the study area according to the NCEP/NCAR reanalysis data.

1 – summer air temperatures (JJA); 2 – winter precipitation (ONDJFMA); 3 – the average value of the summer air temperatures in the period 1981–2010; 4 – the mean value precipitation sum during the cold period in 1981–2010

сочетание этих климатических факторов соответствует второму временному интервалу нашей оценки изменений размеров ледников (2003–2018 гг.) и может быть одной из основных причин ускорения их сокращения.

По расчётам гляциологов, для ледника № 31 на основе данных 2004–2005 гг. [18] рост температуры на $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ должен привести к повышению высоты границы питания до 2600 м, в результате ледник может лишиться фирново-ледяной зоны питания. По графику температур на рис. 6 можно видеть, что в результате устойчивых температурных аномалий последнего десятилетия этот порог уже практически достигнут. Внешний вид поверхности ледника на снимках Sentinel-2 (см. рис. 3) это подтверждает – к 2018 г. ледник лишился последних остатков фирновых полей в области аккумуляции и фирновая граница отсутствует. В работе [2] приводятся сведения о том,

что уже в 2012 г. наблюдалось полное стаивание снега во всех высотных зонах ледников № 31 и 32. На снимках 2018 г. можно видеть аналогичную картину и на других ледниках гор Сунтар-Хаята. Исчезновение фирна также увеличивает интенсивность процессов таяния. При перемещении границы сезонного снега вверх по леднику сразу открывается поверхность льда, имеющая более низкое альбедо по сравнению с фирном и соответственно более высокий коэффициент таяния.

Согласно авторам работы [2], площадь группы ледников им. Н.К. Клюкина, № 30 и 31 в 2018 г. (см. рис. 3) практически совпадает с её площадью в 2011 г. ($8,55\text{ км}^2$) Проверить материалы этой публикации невозможно, так как её авторы не привели данных, достаточных для идентификации исходных материалов ДЗЗ, использованных для дешифрирования границ лед-

Таблица 4. Средняя скорость сокращения горного оледенения различных ледниковых районов во второй половине XX и начале XXI в.

Район горного оледенения	Временные периоды, годы	Средняя скорость сокращения площади оледенения, % в год	Источники данных
Горы Сунтар-Хаята	С 1944–1947 по 2003	0,24	Настоящая работа
	2003–2018	1,52	
Западная часть земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген)	С 1936 по 2002–2004	0,49	20
	С 1990 по 2002–2004	0,51	
	С 2002–2004 по 2016–2017	1,67	
Земля Принца Карла (архипелаг Шпицберген)	1990–2008	0,76	21
	2008–2017	1,83	
Полярный Урал	1953–2000	0,52	22
	2000–2018	1,54	
Бернские, Пеннинские и Грайанские Альпы	2000–2014	1,80	23
Северо-Чуйский хребет (Алтай)	1968–2008	0,37	24
	2008–2017	1,21	
Северная часть Срединного хребта (Камчатка)	1950–2002	0,34*	19
	С 2002 по 2016–2017	1,45*	

*Для ледников, зарегистрированных в Каталоге ледников СССР [1]. Если учитывать все ледники, отмеченные в работе [19], то средняя скорость сокращения площади оледенения района в период с 2002 по 2016–2017 гг. составит 1,73% в год.

ников. По сведениям авторов работы [2] «для дешифрирования современного состояния ледников северного массива, их границ и гидрологических объектов использовались космические снимки Bing Map 2011 г.». Здесь возникает несколько проблем. «Bing Maps» (<https://www.bing.com/maps>) – сетевой портал, принадлежащий коммерческой организации, не являющейся оператором искусственных спутников Земли. Спутниковые снимки в подложке карт данного сайта могут меняться.

По состоянию на 05.02.2021 северный массив гор Сунтар-Хаята покрыт тремя спутниковыми снимками (далее с запада на восток): WorldView-2 от 02.08.2011, WorldView-2 от 30.07.2011 и WorldView-2 от 26.06.2012. Центральная и восточная части данного района, включая район горы Мус-Хая, на картах «Bing Maps» были покрыты спутниковым снимком WorldView-2 от 26.06.2012, у которого есть два существенных недостатка. Во-первых, судя по данному снимку, сезонный снежный покров в эту дату ещё не сошёл; во-вторых, у данного снимка отсутствует ортотрансформация или она сделана некорректно. На это указывает существенное (местами более 70 м) смещение осевых частей горных хребтов относительно их положения на спутниковых снимках Landsat-7 и Sentinel-2, полученных в результате съёмки в

надир. В таких условиях при дешифрировании границ ледников неизбежны существенные искажения геометрии и, как следствие, измеренной площади ледников.

Средняя скорость сокращения площади оледенения гор Сунтар-Хаята в начале XXI в. (1,52% в год в период 2003–2018 гг.) оказалась близка к скоростям сокращения площади оледенения ряда других горных районов Евразии и островов Арктики за сопоставимые по продолжительности периоды (табл. 4). Существенное увеличение скорости сокращения ледников хребта Сунтар-Хаята в начале XXI в. сопровождалось активизацией процесса распада ледников на фрагменты меньшего размера. Похожая ситуация наблюдается в северной части Срединного хребта на Камчатке [19] и в западной части Земли Норденшельда на Шпицбергене [20].

Заключение

Оледенение гор Сунтар-Хаята в 2018 г. было представлено 251 ледником общей площадью около 133 ± 10 км². Здесь преобладают каровые, карово-висячие и висячие ледники, а наибольшие площади занимают долинные, сложные долинные и карово-долинные ледники (см. табл. 2). Основная часть (82,7%) площади

оледенения сосредоточена в высотном диапазоне 2200–2600 м. Сокращение размеров ледников гор Сунтар-Хаята в начале XXI в. существенно ускорилось по сравнению со второй половиной XX в., она увеличилась более чем в шесть раз – с 0,24% в год в период с 1944–1947 по 2003 г. до 1,52% в год в период 2003–2018 гг. Близкие по величине скорости сокращения площади горных ледников за сопоставимые временные периоды в начале XXI в. наблюдаются в ряде горных районов умеренных широт Евразии и в Арктике (см. табл. 4). Наибольшее сокращение размеров со времени каталогизации претерпели малые (< 0,1 км²) ледники, а наименьшее – относительно крупные (> 2 км²). Больше всего с середины XX в. сократились ледники, ориентированные на запад (39,9%), менее всего – на юго-запад (25,0%). В 2003–2018 гг. активизировался распад ледников на фрагменты меньшего размера.

Сравнению полученных в настоящем исследовании данных об изменениях оледенения гор Сунтар-Хаята в целом (или отдельных районов) с результатами других исследователей, опубликованными в более ранних работах 2000-х и 2010-х годов, препятствует недостаток сведений. В одних случаях отсутствуют даты съёмки или полные идентификаторы спутниковых снимков, не позволяющие точно определить исходные материалы ДЗЗ; в других – не ясны границы зон

территориального охвата различными материалами ДЗЗ и точные границы районов исследования. Всё это затрудняет создание корректной выборки ледников для сравнения полученных данных. Совокупность результатов исследования и данных реанализа NCEP/NCAR позволяет сделать вывод о климатической обусловленности изменений, произошедших с оледенением гор Сунтар-Хаята во второй половине XX и начале XXI в. Рост скорости сокращения площади ледников в начале XXI в. совпадает с устойчивой положительной аномалией летних температур воздуха, наблюдавшейся с 2007 по 2018 г. Средняя летняя температура воздуха в 2007–2018 гг. составляла 12,2 °С, что на 1 °С превышало её среднее значение за 1981–2010 гг., а в 2008 и 2009 г. разница достигала 2 °С. В сочетании с происшедшим уменьшением количества зимних осадков это может быть одной из основных причин увеличения скорости сокращения ледников.

Благодарности. Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

Acknowledgments. The paper includes the results obtained withing the framework of the research project № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

Литература

1. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 3. Ч. 1; Вып. 7. Ч. 3; Т. 19. Ч. 3. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 58 с.
2. Мавлюдов Б.Р., Ананичева М.Д. Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 345–357. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-345-358.
3. Берман Л.Л. Современное оледенение верховьев р. Индигирки (предварительное сообщение) // Вопросы географии. 1947. Вып. 4. С. 33–66.
4. Васьковский А.П. Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9. 1955. С. 71–91.
5. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. Гляциология. № 11. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
6. Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф., Катасонов Е.М., Клюкин Н.К., Корейша М.М., Корни-

References

1. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 17. Is. 3. Pt. 1; Is. 7. Pt. 3; V. 19. Pt. 3. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1977: 58 p. [In Russian].
2. Mavlyudov B.R., Ananicheva M.D. Glaciers of the northern massif of the Suntar-Khayata Mountains: current state and dynamics since the end of 1950s. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 345–357. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-345-358. [In Russian].
3. Berman L.L. Modern glaciation of the upper reaches of the Indigirka River (preliminary message). *Voprosy geografii*. Geography issues. 1947, 4: 33–66. [In Russian].
4. Vas'kovsky A.P. Modern glaciation of the North-East of the USSR. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Severo-Vostoka SSSR*. Materials of geology and mineral resources of the North-East of the USSR. 1955, 9: 71–91. [In Russian].
5. Koreysha M.M. *Sovremennoe oledenenie khrebta Suntar-Khayata*. Modern glaciation of Suntar-Khayata Ridge. *Glatsiologiya*. Glaciology. № 11. Moscow: USSR Academy of Sciences Publishing House, 1963: 170 p. [In Russian].

- лов Б.А., Чистотинов Л.В. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята. Гляциология. № 14. М.: Наука, 1964. 143 с.
7. Виноградов О.Н., Голодковская Н.А., Корейша М.М., Серебрянный Л.П. Новые данные о современном и древнем оледенении гор Сунтар-Хаята (по материалам исследований 1970 г.) // МГИ. Вып. 19. 1972. С. 80–91.
 8. Yamada T., Takahashi S., Shiraiwa T., Fujii Y., Kononov Yu.M., Ananicheva M.D., Koreisha M.M., Muravyev Y.D., Samborsky T.V. Reconnaissance on the № 31 Glacier in the Suntar-Khayata Range, Sakha Republic, Russia // Japanese Society of Snow and Ice. Bulletin of Glaciological research. 2002. № 19. P. 101–106.
 9. Ананичева М.Д., Давидович Н.В., Кононов Ю.М., Корейша М.М., Такахаши Ш., Ямада Т., Шираиwa Т. Ледники современного массива гор Сунтар-Хаята: изменения со времени МГГ // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 86–92.
 10. Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 163–168.
 11. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадо́та Т. Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 30–42.
 12. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesev S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM», Harvard Dataverse, VI. 2018. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Архив данных от 29.08.2018–30.08.2018.
 13. NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003.
 14. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/.
 15. Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/as-sets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
 16. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 51. 2020. 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
 17. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
 18. Takahashi S., Sugiura K., Kameda T., Enomoto H., Kononov Y., Ananicheva M., Kapustin G. Response of glaciers in the Suntar-Khayata range, 6. Grave N.A., Gavrilova M.K., Gravis G.F., Katsanov E.M., Klukin N.K., Koreysha M.M., Kornilov B.A., Chistotinov L.V. Promerzanie zemnoi poverkhnosti i oledenenie khrebta Suntar-Khayata. Freezing of the earth's surface and glaciation of the Suntar-Khayata Range. *Glatsiologiya*. Glaciology. № 14. Moscow: Nauka, 1964: 143 p. [In Russian].
 7. Vinogradov O.N., Golodkovskaya N.A., Koreysha M.M., Serebryanny L.P. The new data on present-day and ancient glaciation of the Suntan-Khayata Mountains (investigations of 1970). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 19: 80–91. [In Russian].
 8. Yamada T., Takahashi S., Shiraiwa T., Fujii Y., Kononov Yu.M., Ananicheva M.D., Koreisha M.M., Muravyev Y.D., Samborsky T.V. Reconnaissance on the No 31 Glacier in the Suntar-Khayata Range, Sakha Republic, Russia. Japanese Society of Snow and Ice. Bulletin of Glaciological research. 2002, 19: 101–106.
 9. Ananicheva M.D., Davidovich N.V., Kononov Yu.M., Koreysha M.M., Yamada T., Takahashi S., Shiraiwa T. Glaciers of northern massif of Suntan-Khayata mountains: changes since the International Geophysical Year. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 86–92. [In Russian].
 10. Ananicheva M.D., Kapustin G.A., Koreysha M.M. Glacier changes in Suntan-Khayata mountains and Chersky Range from the Glacier Inventory of the USSR and satellite images 2001-2003 *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 163–168. [In Russian].
 11. Galanin A.A., Lytkin V.M., Fedorov A.N., Kadota T. Retraction of glaciers in the Suntar-Khayata Mountains and methodological consideration of its assessments. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 30–42. [In Russian].
 12. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesev S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C.; Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM», Harvard Dataverse, 2018, VI. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Archive of data from 29.08.2018–30.08.2018.
 13. NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003.
 14. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/.
 15. Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/as-sets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
 16. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2020. Is. 51: 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
 17. *Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].

- eastern Siberia, to climate change // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52 (58). P. 185–192. doi: 10.3189/172756411797252086.
19. *Муравьев А.Я.* Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 4. С. 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055.
20. *Чернов Р.А., Муравьев А.Я.* Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
21. *Чернов Р.А., Муравьев А.Я., Тополева А.Н.* Современное сокращение горного оледенения Земли Принца Карла (архипелаг Шпицберген) // *Криосфера Земли*. 2019. № 5. С. 73–81. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(73-81).
22. *Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А.* Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022.
23. *Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H.* Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century // *Nature Communications*. 2020. V. 11. № 3209. doi: 10.1038/s41467-020-16818-0.
24. *Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А.* Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 5. С. 118–130.
18. *Takahashi S., Sugiura K., Kameda T., Enomoto H., Kononov Y., Ananicheva M., Kapustin G.* Response of glaciers in the Suntar–Khayata range, eastern Siberia, to climate change. *Annals of Glaciology*. 2011, 52 (58): 185–192. doi: 10.3189/172756411797252086.
19. *Muraviev A.Ya.* Degradation of glaciers in the northern part of the Middle Range on Kamchatka Peninsula along the period from 1950 over 2016–2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (4): 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055. [In Russian].
20. *Chernov R.A., Muraviev A.Y.* Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].
21. *Chernov R.A., Muraviev A.Ya., Topoleva A.N.* Degradation of the mountain glaciation of Prins Karls Forland (Svalbard). *Earth's Cryosphere*. 2019, 23 (5): 62–69. doi: 10.21782/EC2541-9994-2019-5(62-69).
22. *Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A.* Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (1): 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022. [In Russian].
23. *Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H.* Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. *Nature Communications*. 2020, 11: 3209. doi: 10.1038/s41467-020-16818-0.
24. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.Y., Nikitin S.A.* Modern Deglaciation of the Altai Mountains: Effects and Possible Causes. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020, 45 (5): 368–376. doi: 10.3103/S1068373920050088.

Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода

© 2021 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, О.С. Конькова¹, К.В. Чистяков¹, Д.В. Банцев¹, А.В. Терехов^{2,3},
Е.П. Кунаева^{1,4}, Ю.Н. Курочкин¹, Т.А. Андреева¹, Д.Д. Волкова¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; ³Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Санкт-Петербург, Россия

*d.ganyushkin@spbu.ru

Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age

D.A. Ganyushkin^{1*}, O.S. Konkova¹, K.V. Chistyakov¹, D.V. Bantcev¹, A.V. Terekhov^{2,3},
E.P. Kunaeva^{1,4}, Yu.N. Kurochkin¹, T.A. Andreeva¹, D.D. Volkova¹

¹Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

³Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences; ⁴Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Russia

*d.ganyushkin@spbu.ru

Received March 21, 2021 / Revised July 3, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *small glaciers, dynamics of the glaciers, Little Ice Age, Altai-Sayan mountain region, Shapshal ridge.*

Summary

Based on the analysis of remote data and field observations, we reconstructed the glaciation of the Shapshal Center (Eastern Altai) for the maximum of the Little Ice Age (LIA) and by the state of the glaciers as of 2001. At the maximum of the LIA, glaciation was represented by 358 glaciers with a total area of 84.43 km². It was found 87% reduction of the total area of glaciers in the interval from the LIA maximum to 2015. During the reduction, valley glaciers disintegrated and glaciers in the Kargy River basin disappeared. The moraines of the LIA have low lake coverage (0.17% of area), therefore a probability of their breakthrough is low. We obtained data on the retreat of the Mushtuk Glacier (№ 78), the largest one of the Shapshal center, in five time slices from the LIA maximum. The highest retreat rates were reconstructed in the interval 1989–2001, but in the interval 2010–2016 the average rates decreased to 5 m/year. Changes in the mass balance index of the Mush-tuk Glacier between from 1961 to 2018 were calculated. A sharp decrease in the mass balance in the 1990s and stabilization of values at a low level after 2001 were found. According to the calculations, the response time of the Mushtuk Glacier was about 9 years. If the current climatic conditions persist, there is reason to assume stabilization of glaciers in the coming years.

Citation: Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Bantcev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N., Andreeva T.A., Volkova D.D. Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 500–520. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040104.

Поступила 21 марта 2021 г. / После доработки 3 июля 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *малые ледники, динамика ледников, малый ледниковый период, Алтай-Саянская горная страна, Шапшальский хребет.*

Реконструированы ледники малоисследованного Шапшальского центра оледенения на Восточном Алтае в максимум малого ледникового периода, проанализирован характер их последующего сокращения. Детально рассмотрено сокращение крупнейшего ледника Шапшальского хребта по пяти временным срезам с 1955 по 2019 г. Проведены расчёты индекса баланса массы ледника и времени его климатического отклика.

Введение

Шапшальский центр оледенения содержит ледники Шапшальского хребта, хребтов Цаган-Шибэту и Скалистый, а также их отрогов, расположенных на стыке бассейнов рек Енисей (р. Хемчик и её притоки), Обь (верховья р. Чу-

лышман) и зоны внутреннего стока (бассейн р. Каргы, впадающей в бессточное озеро Урэг-Нур). Хребты Шапшальский и Цаган-Шибэту представляют собой единое дугообразное горное сооружение, вытянутое с северо-запада на юго-восток. Выпуклый юго-западный склон резко обрывается в сторону Джулукулской котловины

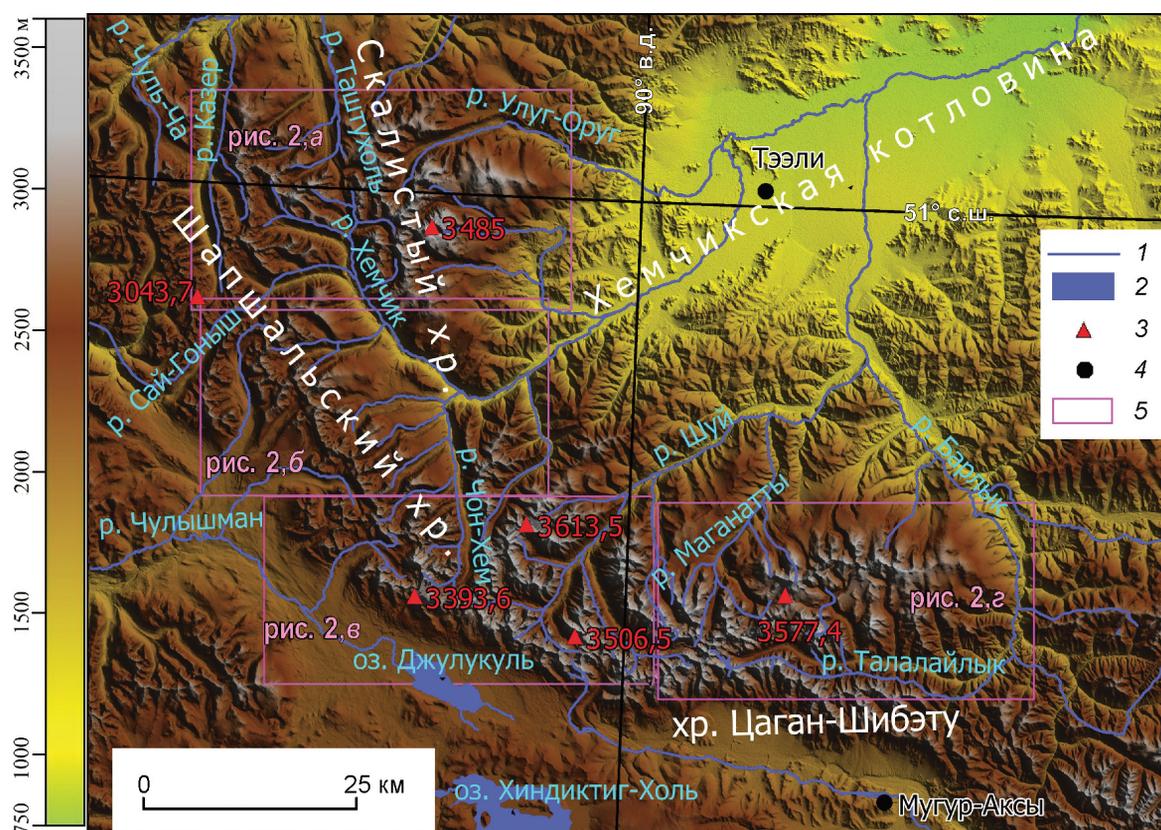


Рис. 1. Положение района исследования:

1 – реки; 2 – озёра; 3 – вершины; 4 – ближайшие метеостанции; 5 – участки, показанные на рис. 2

Fig. 1. The position of the study area:

1 – rivers; 2 – lakes; 3 – mountain peaks; 4 – nearest weather stations; 5 – areas shown in Fig. 2

с одноимённым озером и Каргинской впадины; вогнутый северо-восточный склон осложнён системой отрогов. Наибольшая высота характерна для зоны сочленения хребтов (до 3400–3500 м), к северо-западу и юго-востоку оба хребта в осевой части постепенно снижаются до отметок менее 3200 м. При этом боковые отроги хребтов достигают большей высоты (до 3613,5 м, гора Ак-Оюк). В северной части района исследований находится относительно изолированный от прочих возвышений Скалистый хребет, достигающий высоты 3485 м (гора Менгулек) (рис. 1).

Согласно данным ближайших метеорологических станций (ГМС) Тээли (высота 983 м, в статье везде приводится абсолютная высота) и Мугур-Аксы (высота 1830 м), для данной территории характерны отрицательные среднегодовые температуры, малое годовое количество осадков (менее 200 мм) с выраженным летним максимумом, преобладание юго-западного направления атмосферного переноса зимой и за-

падного и северо-западного переноса летом, при этом с высотой растёт повторяемость юго-западных ветров [1]. В то же время на высокогорных участках, особенно на наветренных склонах западных экспозиций, осадков выпадает существенно больше: до 800–1020 мм [2, 3].

Каталогизация ледников Шапшальского центра впервые была проведена только в начале 1960-х годов [4, 5], при этом полностью Шапшальский центр оледенения работами Е.Д. Донченко и Н.И. Михайлова не охватывался. Полная информация о ледниках Шапшальского центра по состоянию на 1955–1965 гг. впервые была приведена в разделе Каталога ледников СССР, посвящённом бассейну р. Хемчик [1]. В нашей недавней публикации [6] приведён Каталог ледников по состоянию на 2015 г. и выполнен анализ территориального, высотного и экспозиционного распределения ледников и их морфологических особенностей. На основании этих исследований сделан вывод о более чем

двукратном сокращении суммарной площади ледников в период с 1955–1965 гг. по 2015 г. На Алтае подобное сокращение согласуется с глобальным трендом, проявляющимся с максимума малого ледникового периода (МЛП). На территории района нашего исследования часть ледников в максимум МЛП была реконструирована в работе Е.Д. Донченко [5].

Постановка задачи

С максимума МЛП, как показывают разные исследования, ледники Алтае-Саянского региона существенно изменились, однако сокращение ледников Шапшальского центра в этот период изучено недостаточно. Реконструкции и оценки сокращения ледников после МЛП в статье Е.Д. Донченко охватывают только часть исследуемой территории. Использование современных снимков среднего и высокого разрешения позволяет точнее реконструировать морены ледников максимума МЛП, охватив при этом весь центр оледенения, а также определить скорости сокращения ледников за последние 20 лет. Кроме того, знание динамики ледников и уточнение их современных параметров позволяют определить ближайшие тенденции их изменения. Исходя из доступности космических снимков и недавно полученных данных об оледенении по состоянию на 2015 г. [6], мы поставили следующие задачи:

- 1) реконструировать ледники Шапшальского центра оледенения в максимум МЛП, проанализировать структуру оледенения в этот период;
- 2) выполнить картирование ледников по состоянию на 2001 г.;
- 3) рассмотреть характер сокращения ледников с максимума МЛП по 2015 г.;
- 4) исследовать динамику ледника Муштук по нескольким временным срезам (максимум МЛП, 1955, 1989, 2001, 2010, 2016, 2019 годы) для прогноза его будущего поведения.

Материалы и методы

Основой работы послужили результаты полевых работ 2016 г. на втором по площади леднике данной территории (ледник Муштук, № 54),

дешифрирование в ручном режиме космических снимков и аэрофотоснимков, а также моделирование толщины и временной изменчивости ледника Муштук. Полевые исследования из-за труднодоступности территории проводили в ограниченном объеме. При посещении ледника Муштук 21.07.2016 г. были проведены: GPS-привязка языка ледника и закладка реперов; GPS-маркирование его границы питания; наблюдение и фотографирование моренного комплекса МЛП. Также выполнены наземно-визуальные наблюдения и фотографирование соседних ледников (№ 79 и 80). Снимки среднего и высокого разрешения за 2012–2015 гг. (табл. 1) использовали для выделения геоморфологических признаков положения ледников в максимум МЛП с целью их последующей реконструкции. Снимки Landsat 1989, 2001 и 2010 гг. применяли для дешифрирования контуров ледников в соответствующие временные срезы. Для реконструкции ледникового комплекса Муштук использовали аэрофотоснимок от 17.08.1955 г.

Снимки SPOT 6 получены от компании СКАНЕКС с первичной радиометрической коррекцией и ортотрансформацией по SRTM 90 м. Для фотограмметрической и тематической обработки изображений мы использовали программный комплекс Scan ExImage Processor. Были выполнены: а) радиометрическая обработка изображений; б) улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening); в) фильтрация изображений; г) автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных; д) ортотрансформирование по цифровой модели рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) [7]. Кроме того, определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны. Для снимков Landsat-4, Landsat-7 и Sentinel-2 применяли комбинирование каналов (543, 543 и 753, 432 соответственно); для снимков Landsat-7 проводили улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening). Аэрофотоснимок также географически привязывался с использованием точек наземной привязки и переводился в Международную систему координат (UTM/WGS 84).

Дешифрирование велось в программной среде GIS – Mapinfo и ArcGIS. При дешифрировании или реконструкции ледников минималь-

Таблица 1. Спутниковые снимки, использованные в работе

Индекс (ID); режим: П – панхроматический; М – мультиспектральный	Дата съёмки	Спутник	Пространственное разрешение, м	Охват по бассейнам рек	Облачный покров, %	Снежный покров
201509110426017_E090N51_06742_7933; П	11.09.2015 г.	SPOT 6	1,5	Чуль-Ча, Улуг-Оруг, Чиндозын, Хемчик, Шагпай, Малый Хемчик, Хемчик		
201509110426017_E090N51_06742_7933; М			6,0			
201509110426017_E090N51_06742_7934; П	11.09.2015 г.	SPOT 6	1,5	Ары-хем, Чон-Хем, Чинге-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, Сайлы-Хем, Маганаты, западная часть Каргы, Тугу-Оюк, Чулышман		Ледники, водоразделы выше 3000 м
201509110426017_E090N51_06742_7934; М			6,0			
201509110427276_E090N50_02602; П	21.07.2014 г.		1,5	Сайлы-Хем, Маганаты, Барлык Талайлык, восточная часть Каргы	Менее 1	Ледники, область аккумуляции
201509110427276_E090N50_02602; М			6,0			
5 218-248 14/07/21 04:20:49 1 J; М	21.07.2014 г.		10	Кара-Оюк, Узун-Хем, Сайлы-Хем, Маганаты, Барлык Талайлык, восточная часть Каргы		
5 218-247 12/09/02 05:07:47 1 T; П		SPOT 5	5	Ары-Хем, Хемчик, Малый Хемчик, Чуль-Ча,		
5 217-248 12/09/02 05:07:55 1 T; П	02.09.2012 г.		5	Тоту-Оюк, Чон-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, верховьяСайлы-Хем		Ледники, водоразделы выше 2800 м
5 216-247 12/09/12 05:15:09 1 T; П			5	Чиндозын, Чон-Хем, Сайлы-Хем, Маганаты		
1030010043AA2F00; М	26.06.2015 г.	World View-2	1,8	Чон-Хем, Чинге-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, Сайлы-Хем, Маганаты, Талайлык, среднее течение р. Каргы (притоки)	0	Зона аккумуляции ледников
10300100469CBE00; М	28.07.2015 г.		1,8	Улуг-Оруг, Чиндозын, Шагпай	0	
101001000FD0B800; М	18.07.2012 г.	Quick Bird	2,4	Шагпай, Хемчик, Мал. Хемчик, Чон-Хем, Тоту-Оюк, Чулышман	15	
L4143025_02519890919; М	19.09.1989 г.	Landsat-4	30	Чуль-Ча, Улуг-Оруг, Чиндозын	5	Ледники, водоразделы выше 2950 м
L71143025_02520010904; М	04.09.2001 г.		15	Весь район работ	Менее 1	Ледники, водоразделы выше 3200 м
L71143025_02520100828; М	28.08.2010 г.	Landsat-7	15	Чон-Хем, Хемчик, Тоту-Оюк, Шагпай, Улуг-Оруг, Чиндозын,		Ледники, водоразделы выше 3000 м
LE71430242015206NPA00; М	25.07.2015 г.		30, 15	Чон-Хем, Хемчик, Тоту-Оюк, Шагпай, Улуг-Оруг, Чиндозын,	5	Область аккумуляции ледников
L1C_T45UXS_A012915_20190827T051015	27.08.2019 г.	Sentinel2	10	Чон-Хем, Тугу-оюк	Менее 1	

Таблица 2. Оценка субъективной ошибки дешифрирования для разных диапазонов площадей ледников

Диапазон площадей, км ²	Число ледников в выборке	Средняя ошибка, %
2–3	1	1,75
1–2	3	3,89
0,1–1	10	5,48
Менее 0,1	50	6,20

ная площадь для картирования была принята равной 0,01 км². Систематическая ошибка составляла ±1 пиксел (1,5 м для снимков SPOT 6 и 15 м для Landsat-7). Она вычислялась по формуле

$$A_{er} = 100\%(nm)/A_{gl},$$

где A_{er} – ошибка, %; n – число пикселей по периметру ледника; m – пространственное разрешение снимка, выраженное в виде площади пикселя, м²; A_{gl} – площадь ледника, м².

По результатам расчётов с помощью базовых снимков, использовавшихся для дешифрирования (SPOT 6, панхроматические), для ледников МЛП максимальная ошибка определения площадей составила 9,5%, средняя – 2,6%. При работе со снимками Landsat-7 2001 г. с разрешением 15 м максимальная ошибка равна 104,4% (для ледника площадью 0,01 км²), средняя ошибка составляет 33,9%. Для оценки субъективной «ошибки картографа» мы взяли выборку из 64 ледников, при этом внутри выборки площади ледников распределялись соответственно общему распределению реконструированных ледников МЛП по площадям. В рамках выборки выполнили повторное картирование ледников МЛП. Ошибку определяли путём сравнения с площадями ледников, полученными в ходе каталогизации (табл. 2). Средняя ошибка для всей выборки составила 5,91%.

При диагностике морен МЛП мы использовали следующие признаки: незадернованность; чёткость в плане; большую крутизну по внешнему периметру; малую степень перемытости и значительную мощность по сравнению с более древними моренами [8]. Для региона исследования характерная особенность морен МЛП – наличие ледяного ядра (погребённых льдов) и связанных с ним термокарстовых процессов, широко развитых в регионе в последние годы [9]. Термокарстовые формы чётко выделяются на снимках с разрешением выше 15 м в виде тёмных полос и

пятен с отчётливыми границами. Малая задернованность морен МЛП на мультиспектральных снимках выражается серым или коричневым цветом, резко контрастируя с зеленоватым цветом тундры и более древних задернованных морен. Для смежного с районом исследования горного массива Монгун-Тайга ранее были разработаны эталоны дешифрирования морен [10], которые мы использовали при работе над настоящей статьей. Для реконструкции висячих ледников применяли нивальные ниши с чёткими очертаниями, маркирующими положение недавно исчезнувших ледников данного типа, как правило, с остаточными многолетними снежниками, занимающими часть ниши.

Одна из сложностей при дешифрировании – определение границы между активным ледником и мёртвым льдом. Для этого использовали подход, предложенный в работе [11], в которой к индикаторам активного льда относят: сглаженный характер скоплений обломочного материала на его поверхности; его линейную вытянутость в плане, связанную с движением; обтекание его водотоками, как правило, сходящимися к нижней точке ледника; индикаторы мёртвого льда – неровную поверхность скоплений обломочного материала, термокарстовые водоёмы на его поверхности, несходимость водотоков и наличие пионерной растительности. Мы к этим признакам добавили также уход водотоков в тоннели с последующим выходом ниже по склону [8].

Для составления Каталогов ледников использовалась глобальная цифровая модель рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) [7]. Минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников определяли автоматически на основе ЦМР в программе GlobalMapper v.18.0 (digitizertool). Для верификации данных, полученных по дистанционным материалам, применяли полевые материалы от 21.07.2016 г., когда мы посещали ледник № 78 – второй по площади на исследуемой территории. Высота фирновой границы для ледников максимума МЛП и 2001 г. определялась методом Куровского, согласно которому высота фирновой границы соответствует средне-взвешенной по площади высоте ледника [12]. В нашей работе по современному состоянию ледников Шапшальского центра [6] расчёты по данному методу для 30 ледников дали результаты,

близкие к полученным дистанционным данным (средняя величина разности составила +2 м).

Для характеристики оледенения использовали понятие об интенсивности оледенения R , представляющей собой отношение площади ледников на участке F к длине основного гребня L . Применяли методический подход Г.Е. Глазырина [13], при котором L определяется от первого ледника на боковом гребне до его соединения с основным гребнем, далее по основному гребню, по следующему боковому гребню до последнего ледника. Для более детальных оценок динамики оледенения, расчётов тенденций изменений баланса массы и оценок возможного поведения в будущем мы выбрали ледник Муштук, расположенный в верховьях р. Чон-Хем. Выбор данного ледника обусловлен несколькими причинами:

1) это – крупнейший ледник Шапшальского центра оледенения в настоящее время, поэтому его динамика должна в меньшей степени, чем у других ледников, определяться локальными геоморфологическими особенностями территории. Относительно большие размеры ледника упрощают его дешифрирование по дистанционным материалам;

2) это – ледник, на котором при его посещении авторы настоящей статьи проводили наблюдения, есть GPS-привязки характерных точек, фотоматериал по результатам посещения; установлен репер у края ледника;

3) был найден и привязан аэрофотоснимок ледника от 17.08.1955 г., что расширило временные рамки его исследования.

Как уже отмечалось, до сих пор Шапшальский центр оледенения не был охвачен массовыми наблюдениями (да и полевыми гляциологическими исследованиями в целом). Поэтому для определения тенденций изменений баланса массы ледника Муштук проводили такие расчёты индекса баланса массы, когда при отсутствии прямых наблюдений за балансом массы выполняется экстраполяция метеорологических параметров для определённой точки или высотного уровня ледника с целью его вычисления на основе эмпирических зависимостей абляции и аккумуляции от экстраполированных параметров. Для расчёта индекса баланса массы использовалась методика Г.Е. Глазырина [13], в которой для вычисления необходимы данные о

температуре воздуха и осадках на базовой ГМС, а также высота фирновой границы:

$$I_b = A_k - A_b,$$

где I_b – индекс баланса массы; A_k – аккумуляция; A_b – абляция; все расчёты этих величин сделаны в мм в.э.

Для расчёта абляции в какой-либо точке ледника необходимо вычислить среднюю летнюю температуру t_i на соответствующей высоте z_i с помощью вертикального температурного градиента, высоты расположения ГМС z_m , средней летней температуры на ГМС t_m и высоты точки, для которой выполняется расчёт z_i . При переходе на ледник следует учитывать температурный скачок Δt , принятый по аналогии с ледниками близко расположенного массива Монгун-Тайга равным $-0,4$ °С. В итоге получаем:

$$t_i = t_m - G_i(z_i - z_m) - \Delta t.$$

После вычисления t_i определяется абляция. Для этого мы использовали региональную формулу, полученную по результатам балансовых исследований на ледниках горных массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира [14]:

$$A_b = 36,14(t_i)^2 + 294,6t_i + 511,6. \quad (1)$$

Необходимое условие проведения расчётов индекса баланса массы – знание вертикальных градиентов температуры и осадков. Значение вертикального (склонового) градиента температуры мы вычисляли на основе региональной зависимости высотного склонового градиента от количества осадков, полученной нами по данным ГМС Алтае-Саянского региона [15]:

$$G_i = 1,264p^{-0,1297}, \quad (2)$$

где p – среднегодовое количество осадков (по парам ГМС).

При расчётах по формуле (2) в качестве величины мы использовали среднее годовое количество осадков, полученное по трём ближайшим к Шапшальскому центру оледенения ГМС: расположенной западнее ГМС Усть-Улаган (1242 м над ур. моря – 316 мм), расположенной северо-восточнее ГМС Тээли (983 м – 196 мм) и находящейся юго-восточнее ГМС Мугур-Аксы (1850 м – 16 мм). Полученное значение составило 0,63/100 м. Для определения высотного градиента осадков на основе полученного значения

по формуле (1) рассчитывались величины абляции на границе питания модельного ледника Муштук (№ 78 по Каталогу 2016 г.). Поскольку на высоте средней многолетней границы питания средняя многолетняя абляция и аккумуляция равны, полученное таким образом значение средней многолетней аккумуляции делилось на коэффициент концентрации (для каровых ледников принято 1,6 [16]) и получалось количество осадков на фирновой границе:

$$P_{f0} = K/Ak_{f0},$$

где P_{f0} – среднее многолетнее годовое количество осадков на фирновой границе; K – коэффициент концентрации; Ak_{f0} – средняя многолетняя аккумуляция на фирновой границе.

Далее вычислялся высотный градиент годового количества осадков G_p по формуле

$$G_p = (P_{f0} - P_{m0}) / (Z_f - Z_m),$$

где P_{m0} – количество осадков на метеостанции, мм; Z_f – высота фирновой границы; Z_m – высота расположения метеостанции, м; значение параметра G_p составило 33,86 мм/100 м.

После этого индекс баланса массы рассчитывался для конкретных лет на высоте границы питания ледника (для оценки тенденций изменения условий питания ледников) и на языках ледников. Для оценки современного состояния и будущего поведения ледников мы провели вычисления времени отклика ледника (response time), т.е. времени, необходимого леднику, чтобы прийти в соответствие с новыми климатическими условиями. Мы использовали упрощенный подход, учитывающий параметры климата и геометрию ледника, предложенный в работе [17] и позднее дополненный в исследовании [18]. Время отклика t рассчитывается на основе данных о толщине ледника H и балансе массы на языке ледника b_i :

$$t = H / -b_i.$$

В дополненном варианте расчёт выполняется следующим образом:

$$t_{RB} = t_{JRW} / \eta, \quad (3)$$

где t_{RB} – время отклика по дополненной методике; t_{JRW} – время отклика, рассчитанное по формуле (3); η – коэффициент связи высотного диапазона ледника R и площади F :

$$R \sim F^\eta.$$

Мы проводили расчёт времени отклика по формуле (3), так как в ней учтены особенности топографии ледника. Для определения толщины модельного ледника использовали расчёт толщины льда вдоль осевой линии ледника с учётом рельефа. В этом случае применяли формулу модели GlabTop (Glacierbed Topography) [19]:

$$h = \tau / f \rho g \sin \alpha;$$

$$\tau = 0,005 + 1,598 \Delta H - 0,435 H^2,$$

где h – толщина льда, м; τ – напряжение сдвига на ложе, кПа; f – коэффициент формы поперечного сечения ледника; ρ – плотность льда (900 кг/м³); g – ускорение свободного падения (9,81 м/с²); α – угол наклона поверхности вдоль центральной линии ледника, градусы; ΔH – высота ледника (разница высот между высшей и низшей точками).

Коэффициент формы f связан с сопротивлением, возникающим на краях ледника в результате трения о борта долины. Он может изменяться от 0,5 до 0,9 [20]. Выбор значения коэффициента f определяется формой долины (парабола, полуэллипс или квадрат), а также соотношением толщины ледника и ширины долины. Например, для горных ледников в работе [21] использовалось значение 0,7 для ледниковых языков в области абляции и 0,9 для более широкой области аккумуляции. В случае с модельным ледником Муштук мы выбрали значение коэффициента 0,9, что продиктовано большой шириной вмещающего ледник сложного двухкамерного цирка и коротким языком ледника.

Результаты

Ледники Шапшальского центра оледенения в максимум МЛП. Согласно нашей реконструкции, в максимум МЛП в Шапшальском центре оледенения находилось 358 ледников суммарной площадью 84,43 км². Как и в настоящее время, основными центрами оледенения были восточный склон хр. Скалистый и северный склон хр. Шапшальский в верховьях р. Чон-Хем (рис. 2). В максимум МЛП здесь существовали долинные ледники, причём три крупнейших из них по площади превышали 2,5 км², здесь же наибольших значений (0,24–0,28) достигала интенсивность оледенения (табл. 3). Вместе с тем по макроэкспозициям ледники распреде-

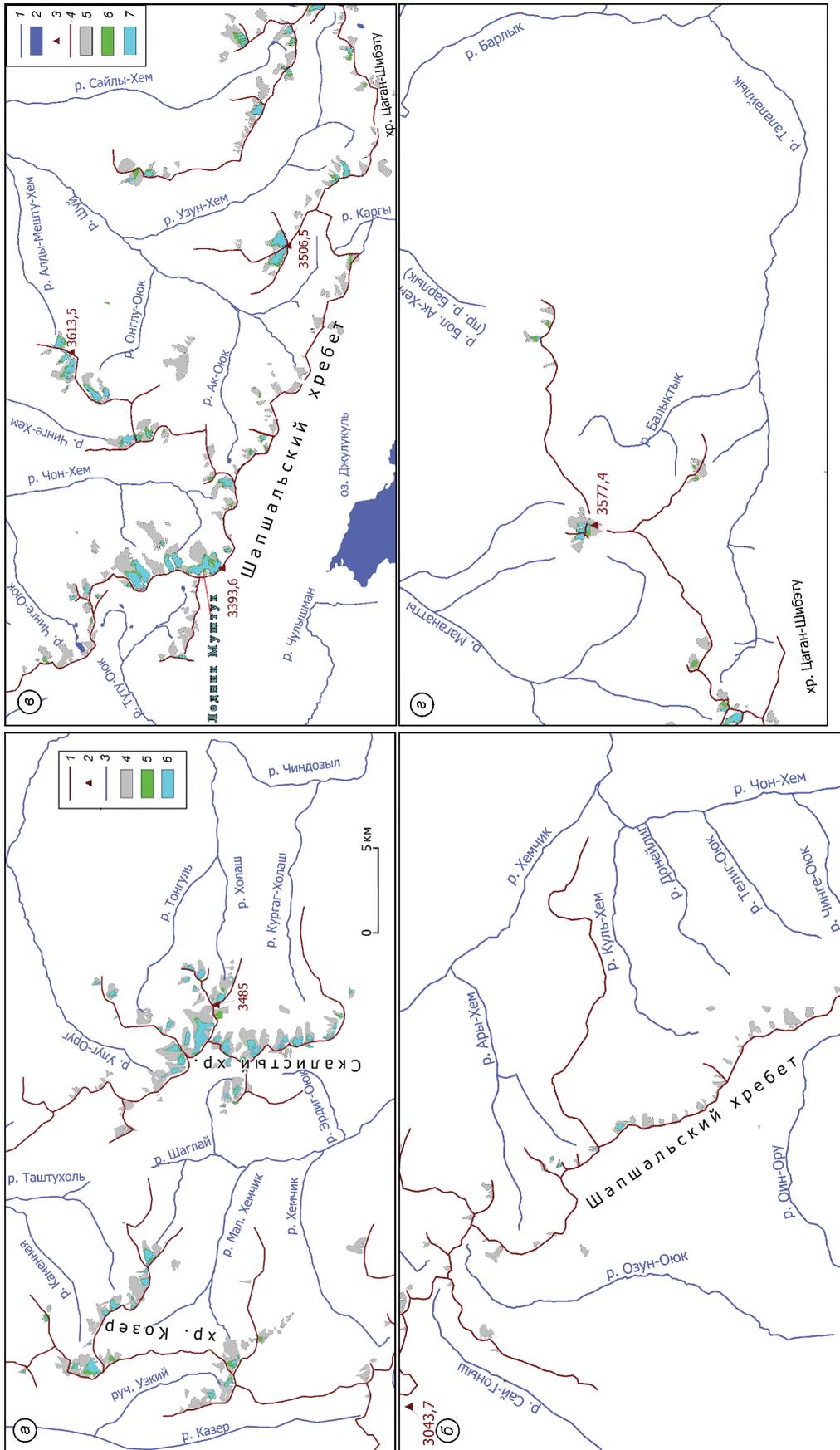


Рис. 2. Сокращение ледников Шапшальского центра после максимума малого ледникового периода.
а – в северной части: 1 – горные гребни, 2 – вершины, 3 – реки, 4 – сокращение ледников с максимума МЛП по 2001 г., 5 – сокращение ледников с 2001 по 2015 г., 6 – ледники в 2015 г.; *б – в западной части:* усл. обозначения см. рис. 2, а; *в – в центральной части:* 1 – реки, 2 – озёра, 3 – вершины, 4 – горные гребни, 5 – сокращение ледников с максимума МЛП по 2001 г., 6 – сокращение ледников с 2001 по 2015 г., 7 – ледники в 2015 г.; *г – в восточной части:* усл. обозначения см. рис. 2, а

Fig. 2. Reduction of the glaciers from the Little Ice Age maximum to 2001, 5 – reduction of glaciers from 2001 to 2015, 6 – glaciers in 2015; *а – in the western part:* 1 – rivers, 2 – lakes, 3 – mountain ridges; 4 – mountain peaks; 5 – reduction of glaciers from the Little Ice Age maximum to 2001, 6 – reduction of glaciers from 2001 to 2015, 7 – glaciers in 2015; *б – in the eastern part of the study area:* legend see Fig. 2, а

Таблица 3. Распределение ледников максимума МЛП по речным бассейнам и участкам горных хребтов

Горный хребет	Бассейн	Экспозиция ледника	Число ледников	Суммарная площадь ледников, км ²	Интенсивность оледенения, км ⁻¹	Высота фирновой границы, м	Изменение высоты фирновой границы, м
Шапшальский	Чуль-Ча (Казер, Таштухоль)	В	36	8,92	0,10	2842	63
Скалистый	Улуг-Оруг	С	15	3,65	0,21	2957	104
	Чиндозын	В	35	13,75	0,24	2985	39
	Хемчик	З	4	0,37	0,06	2929	93
	Шагпай	З	10	2,17	0,16	2873	95
Шапшальский	Шагпай	ЮВ	3	0,88	0,09	2930	38
	Малый Хемчик	В	10	2,43	0,09	2815	**
	Хемчик	В	16	1,92	0,06	2793	
	Ары-хем	В	12	0,62	0,03	2860	36,5
	Чон-Хем	СВ	60	16,33	0,28	2919	113
Мозур-Тайга (отрог Шапшальского хр.)	Чинге-Хем	СЗ	6	2,48	0,22	3083	110
	Левобережные притоки р. Шуй (Алды-Мешту-Хем)	В	24	6,43	0,24	3110	26
Шапшальский хр.	Правобережные притоки р. Шуй (УзунХем и др.)	С	46	8,56	0,11	3120	81
Цаган-Шибэту	Сайлы-Хем	СВ	17	4,51	0,18	3139	138
	Маганаты	С	17	4,42	0,14	3113	160
	Барлык	СВ	4	0,74	0,14	3100	362
	Талайлык	ЮВ	11	1,69	0,05	3305	
Шапшальский	Каргы	З	8	1,55	0,05	3051	**
	Чулышман	Ю	4	0,32	0,04	3108	
	Тоту-Оюк	СЗ	12	1,75	0,09	2918	141
	Оин-Ору	С	1	0,01	*	2736	
	Озун-Оюк	ЮЗ	5	0,8	0,04	2681	**
	Сай-Гоныш	ЮЗ	2	0,08	0,02	2741	

*Недостаточное число ледников для определения интенсивности оледенения. **В настоящее время ледники в данных бассейнах отсутствуют.

лялись более равномерно по сравнению с настоящим временем, поскольку большее, чем в настоящее время, число ледников существовало на южных и западных склонах Шапшальского хребта. Кроме того, имелись ледники и в бассейне р. Каргы, т.е. оледенение Шапшальского центра в этот период относилось не только к бассейну Северного Ледовитого океана, но и к бассейну внутреннего стока (оз. Урэг-Нур).

Распределение ледников Шапшальского центра по экспозициям в максимум МЛП существенно не отличалось от современного (рис. 3). Единственное отличие – несколько большее развитие ледников на восточных склонах. Поскольку существование ледников на восточных склонах преимущественно связано с переносом снега с наветренных склонов западных экспозиций,

можно предположить, что в максимум МЛП имело место некоторое увеличение количества твёрдых осадков, за счёт которого этот процесс активизировался. В количественном отношении среди ледников максимума МЛП, как и в настоящее время, преобладали каровые и висячие ледники (табл. 4). В то же время по суммарной площади относительно крупные долинные и карово-долинные ледники в совокупности даже несколько превосходили каровые. После максимума МЛП происходил их интенсивный распад, который привёл к полному исчезновению долинных ледников и усилению доминирования малых форм оледенения.

Средневзвешенная высота границы питания в максимум МЛП, по нашим вычислениям, равна 2993 м. Таким образом, депрессия фирно-



Рис. 3. Сравнение распределения площадей ледников (км²) по экспозициям в максимум малого ледникового периода (1) и в настоящее время (2)

Fig. 3. Comparison of the aspect distribution of glacier areas (km²) in the Little Ice Age maximum (1) and at present (2)

вой границы составила 117 м. Однако при этом, как и в настоящее время, имела место бóльшая пространственная неоднородность в положении фирновой границы: с северо-запада на юго-восток фирновая граница поднималась на 460 м, что в случае приблизительно одинаковой высоты орографической базы оледенения соответствует резкому ухудшению условий питания ледников в этом направлении. Очевидно, преобладали влагонесущие потоки западных румбов, за счёт чего хр. Цаган-Шибэту оказывался в орографической тени и имел место дефицит осадков, отмечаемый и в настоящее время.

Поэтапное сокращение ледников после максимума МЛП. Согласно Каталогу ледников [1], по состоянию на 1955–1965 гг. в пределах Шапшальского центра оледенения было 128 ледников суммарной площадью 30,3 км², т.е. с максимума МЛП площадь оледенения сократилась приблизительно на 64%. Сокращение ледников по речным бассейнам и участкам горных хребтов происходило неравномерно (см. рис. 2, табл. 5). Наименьшее сокращение ледников имело место в южной, наиболее высокой части Шапшальско-

Таблица 4. Морфологические типы ледников в максимум МЛП

Морфологические типы ледников	Число/Площадь, % от суммарного
Долинные	3,1/16,7
Карово-долинные	9,8/26,6
Каровые	42,7/40,2
Карово-висячие	9,8/3,1
Висячие	23,1/5,6
Склоновые	5,9/7,0
Плосковершинные	0,5/0,5
Присклоновые	0,2/0,2

го хребта, а также в прилегающей к ней наиболее высокой западной части хр. Цаган-Шибэту (верховья рек Чон-Хем, Чинге-Хем, Шуй). Напротив, в условиях дисперсного оледенения и малой положительной разности оледенения ледники наименее устойчивы к изменениям климата и испытывают особенно резкие сокращения площади при подъёме границы питания.

При сопоставлении наших данных с данными Каталога ледников следует учесть методические различия: в Каталоге учтены ледники площадью

Таблица 5. Абсолютное (км²) и относительное (%) изменение суммарной площади ледников (ΔF), числа ледников (ΔN) и интенсивности оледенения (ΔR) в период с максимума МЛП по 2015 г. по речным бассейнам и участкам горных хребтов разной экспозиции

Горный хребет	Бассейн, река	Экспозиция	ΔF , км ² (%)			ΔN	ΔF , км ²	ΔR , км ² /км
			период времени					
			МЛП – 1955–1965 гг.	1955–1965 гг. – 2001 г.	2001–2015 гг.	МЛП – 2015 г.		
Шапшальский	Чуль-Ча (Казер, Таштухоль)	В	6,9 (77%)	0,2 (9%)	0,44 (24%)	16 (44%)	7,54 (85%)	0,05 (50%)
Скалистый	Улуг-Оруг	С	2,8 (77%)	0,2 (22%)	0,14 (20%)	7 (47%)	3,09 (85%)	0,13 (62%)
	Чиндозын	В	10,3 (75%)	1,5 (27%)	0,51 (13%)	7 (25%)	10,32 (75%)	0,15 (63%)
	Хемчик	З	6,9 (82%)	0,2 (13%)	0,54 (41%)	3 (75%)	0,33 (89%)	**
Шагпай	З	5 (50%)				1,90 (88%)	0,12 (75%)	
Шапшальский	Шагпай	ЮВ	6,9 (82%)	0,2 (13%)	0,54 (41%)	2 (66%)	0,56 (64%)	**
	Малый Хемчик	В				7 (70%)	2,33 (96%)	0,08 (89%)
	Хемчик	В				16 (100%)	1,92 (100%)	0,06 (100%)
	Ары-хем	В				9 (75%)	0,58 (94%)	0,02 (66%)
Мозур-Тайга (отрог Шапшальского хр.)	Чинге-Хем	СЗ	1,08 (44%)	0,4 (26%)	0,25 (24%)	1 (17%)	1,69 (68%)	0,14(64%)
	Левобережные притоки р. Шуй (Алды-Мешту-Хем)	В	12,3 (55%)	5,7 (49%)	2,18 (37%)	15 (63%)	5,55 (86%)	0,18 (75%)
Шапшальский хр.	Правобережные притоки р. Шуй (УзунХем и др.)	С				37 (80%)	6,85 (80%)	0,04 (36%)
Цаган-Шибэту	Р. Сайлы-Хем	СВ	1,7 (71%)	0,2 (35%)	0,26 (67%)	12 (71%)	3,87(86%)	0,14(78%)
	Р. Маганаты	С				9 (53%)	3,90(88%)	0,11 (79%)
	Р. Барлык	СВ				3 (75%)	0,70 (95%)	**
Р. Талайлык	ЮВ	10 (91%)	1,6 (95%)					
Шапшальский	Каргы	З	*		0 (0%)***	8 (100%)	1,55 (100%)	0,05 (100%)
	Чулышман	Ю			0 (0%)***	4 (100%)	0,32 (100%)	0,04 (100%)
	Р. Тоту-Оюк	СЗ			0,07 (44%)	9 (75%)	1,66 (95%)	0,08 (89%)
	Оин-Ору	С			0 (0%)***	1 (100%)	0,01 (100%)	**
	Озун-Оюк	ЮЗ			0 (0%)***	5 (100%)	0,8 (100%)	0,04 (100%)
	Сай-Гоныш	ЮЗ			0 (0%)***	2 (100%)	0,08 (100%)	0,02 (100%)

*Отсутствие данных о ледниках на 1955–1965 гг. в Каталоге ледников. **Изменение интенсивности оледенения невозможно вычислить, так как современные его значения не поддаются определению из-за малого числа ледников в данном речном бассейне. ***Оледенение бассейнов рек Каргы, Чулышман, Оин-Ору, Озун-Оюк, Сай-Гоныш к 2001 г. уже отсутствовало.

не менее 0,1 км, тогда как мы учитывали ледники с площади 0,01 км². В то же время в суммарную площадь оледенения на 1955–1965 гг. и в суммарные площади оледенения по речным бассейнам в Каталог включены ещё 25 ледников площадью менее 0,1 км², не обозначенных на схемах оледенения и не указанных индивидуально в таблицах Каталога. Всё это обеспечивает приемлемую точность сравнения площадей оледенения. Средняя взвешенная по площади высота фирновой границы по данным Каталога составляла 3053 м. Таким образом, с максимума МЛП подъём фирновой

границы составил 60 м, т.е. примерно половину общего подъёма с максимума МЛП по 2016 г., что показывает сравнительно медленное ухудшение условий питания ледников на этом этапе. Однако следует учитывать, что в Каталоге положение фирновой границы определено по аэрофотоснимкам, тогда как для максимума МЛП мы рассчитывали его методом Куровского.

В 2001 г., согласно нашим данным, в Шапшальском центре оледенения было 140 ледников суммарной площадью 19,48 км². За 36–46 лет площадь ледников сократилась на 36%. При

этом характер сокращения ледников по бассейнам был во многом обратным предыдущему этапу: максимальное относительное сокращение площади ледников имело место в бассейнах рек Чон-Хем, Чинге-Хем, Шуй. Это связано с исчезновением здесь большого числа каровых ледников, днища которых располагались на высотах в среднем около 3100 м. По данным Каталога, в 1955–1965 гг. средневзвешенная высота фирновой границы здесь составляла 3105 м, а к 2001 г. она поднялась до 3135 м.

Ухудшение климатических условий существования ледников и связанный с этим подъём фирновой границы происходил в предшествующий период, поэтому общее ослабление оледенения в бассейне р. Чон-Хем был длительным, а интервал 1955–2001 гг. лишь знаменует собой его очередной этап. Вероятно, уход средней высоты границы питания ледников в пределах бассейна на несколько десятков метров выше днищ каров при малых размерах ледников и очень небольшом высотном диапазоне их существования спровоцировал их бронирование моренным и осыпным материалом и переход в состояние «мёртвого» льда, а также в многолетние снежники (часто эти процессы совмещаются: идёт омертвление и отделение от бывшей зоны питания, при этом последняя распадается на серию снежников). Средняя взвешенная по площади высота фирновой границы составляла 3081 м, а общий подъём фирновой границы с 1955–1965 гг. – 28 м. В период 2001–2015 гг. сокращение опять было наибольшим для сниженных участков горных хребтов с преобладанием малых ледников. В целом, площадь оледенения за этот период уменьшилась на 28% при 29-метровом подъёме фирновой границы. Именно южные и западные склоны испытали наибольшее относительное сокращение ледников, где в бассейнах рек Сай-Гоныш, Озун-Оюк, Чулышман, Каргы ледники исчезли полностью (см. табл. 5).

За весь период с максимума МЛП по 2015 г. оледенение сократилось в среднем на 85%. Абсолютное сокращение площади ледников было наибольшим в верховьях рек Чон-Хем и Чиндозын (см. табл. 5, рис. 2, в). Однако простое сравнение площадей ледников по районам оледенения недостаточно показательно, поскольку сами районы неоднородны, имеют разную протяжённость несущих оледенение горных гребней и раз-

ное число ледников. Более чётко характеризует произошедшие изменения использование интенсивности оледенения. Наибольшее уменьшение этого показателя произошло в смежных районах бассейнов р. Чон-Хем и левобережных притоков р. Шуй (см. рис. 2, в). Заметим, что механизмы сокращения ледников в этих двух районах несколько отличаются: если в бассейне р. Чон-Хем шёл распад долинных ледников и основное сокращение приходилось на участки ледниковых языков, то в бассейне левых притоков р. Шуй исчезло много (37) малых ледников, т.е. основная деградация оледенения происходила в пригребневой части хребтов. Это отражает изначально меньшее развитие здесь оледенения на фоне более аридных условий. Относительное сокращение ледников было максимальным для участков с наименьшими площадями ледников. Так, все районы, оледенение которых полностью исчезло, в максимум МЛП имели интенсивность оледенения 0,06 км²/км и менее. В 2010–2015 гг. сокращение ледников ускорилось, что характерно для ледников смежных районов Алтая [8] (рис. 4).

Участки сокращения ледников после максимума МЛП характеризуются сравнительно малой заозёрностью. Обнаружено всего 33 озера суммарной площадью 0,22 км², все они относятся к бассейну р. Хемчик. При этом площадь крупнейшего из озёр составляет всего 0,04 км². Таким образом, заозёрность моренных комплексов МЛП (отношение площади озёр к площади морен) – лишь 0,3%. Отсутствие крупных ледников приводит к тому, что среди выделенных озёр отсутствуют ледниково-подпрудные озёра, нет сейчас и приледниковых озёр. Вероятность катастрофических прорывных процессов на территории Шапшальского хребта из-за малых размеров ледников и выявленных особенностей озёр следует признать низкой.

Различия в условиях питания ледников между разными районами Шапшальского центра оледенения после максимума МЛП не только сохранились, но и стали более контрастно выраженными: если на крайнем северо-западе территории в бассейне р. Чуль-Ча граница питания поднялась только на 63 м, то на востоке, в бассейне р. Барлык, её подъём достигал 360 м. Такой сильный подъём границы питания для бассейна р. Барлык после максимума МЛП связан с почти полной деградацией здесь ледников,

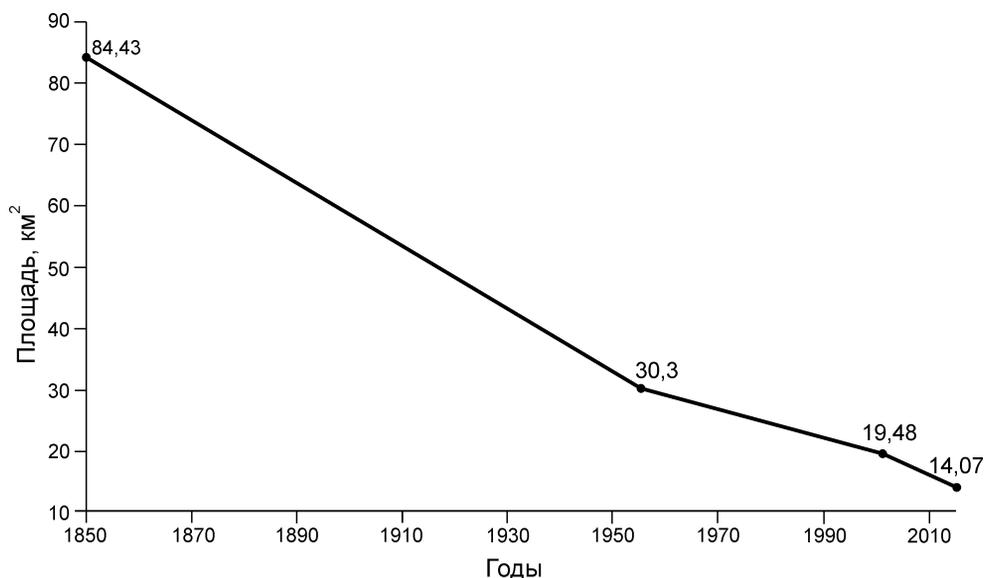


Рис. 4. Сокращение суммарной площади ледников Шапшальского центра с максимума малого ледникового периода по 2015 г.

Fig. 4. Reduction of the total glacier area of the Shapshal Center from the Little Ice Age maximum to 2015

причём исчезли низко расположенные каровые ледники, а сохранился ледник плоской вершины. Он находится на большей высоте (в настоящее время в высотном диапазоне 3577–3468 м над ур. моря) на южном пологом склоне горы Менхулик (3577,4 м), превышающей на 200–300 м высоту водораздельных гребней в бассейне р. Барлык. В максимум МЛП нижняя граница ледника опускалась до высоты 3310 м. Исчезнувшие после максимума МЛП ледники в бассейне р. Барлык были приурочены к более низким несущим гребням с высотами 3300–3380 м; при этом расчётная высота границы питания была в среднем всего на 30–100 м ниже высоты водораздела. Таким образом, достаточно было совсем небольшого повышения границы питания, чтобы ледники деградировали. За счёт своего существования в максимум МЛП данные ледники существенно снижали средневзвешенную по площади высоту фирновой границы для бассейна в целом, их исчезновение резко увеличило «вес» высоко расположенного плосковершинного ледника. Таким образом, величина скачкообразного подъёма средневзвешенной фирновой границы питания в бассейне р. Барлык не вполне отражает реальные изменения границы питания. У сохранившегося плосковершинного ледника подъём фирновой границы с максимума МЛП по настоящее время составил всего 90 м.

Динамику оледенения Шапшальского центра мы более детально исследовали на примере ледника Муштук (№ 78) – в настоящее время крупнейшего (0,90 км²). Были реконструированы его контуры по состоянию на максимум МЛП, 1955, 1989, 2001, 2010, 2016 и 2019 гг. (рис. 5). Анализ полученных реконструкций позволяет сделать вывод о сравнительно низких скоростях деградации ледника Муштук. Наиболее высокие скорости отступления языка ледника (табл. 6) имели место в последнее десятилетие XX в., после чего язык отступил на более крутой и затенённый участок, что вызвало замедление его сокращения. В то же время после 2010 г. сокращается не только язык ледника, но и участки в его средней части и даже в области аккумуляции, что послужило причиной ускорения потери ледником площади в последние годы, несмотря на замедление отступления его языка.

Результаты расчёта индекса баланса массы, выполненные на основе многолетних данных ГМС Тээли (рис. 6), позволяют выделить отчётливый негативный тренд, определяющий общее отступление ледника. На фоне данного тренда проявляются три интервала относительного улучшения условий питания ледника в 1965–1972, 1983–1992 и 2004–2011 гг., т.е. в среднем через каждые 20 лет. Недостаточное число временных срезов, использованных нами для выяв-

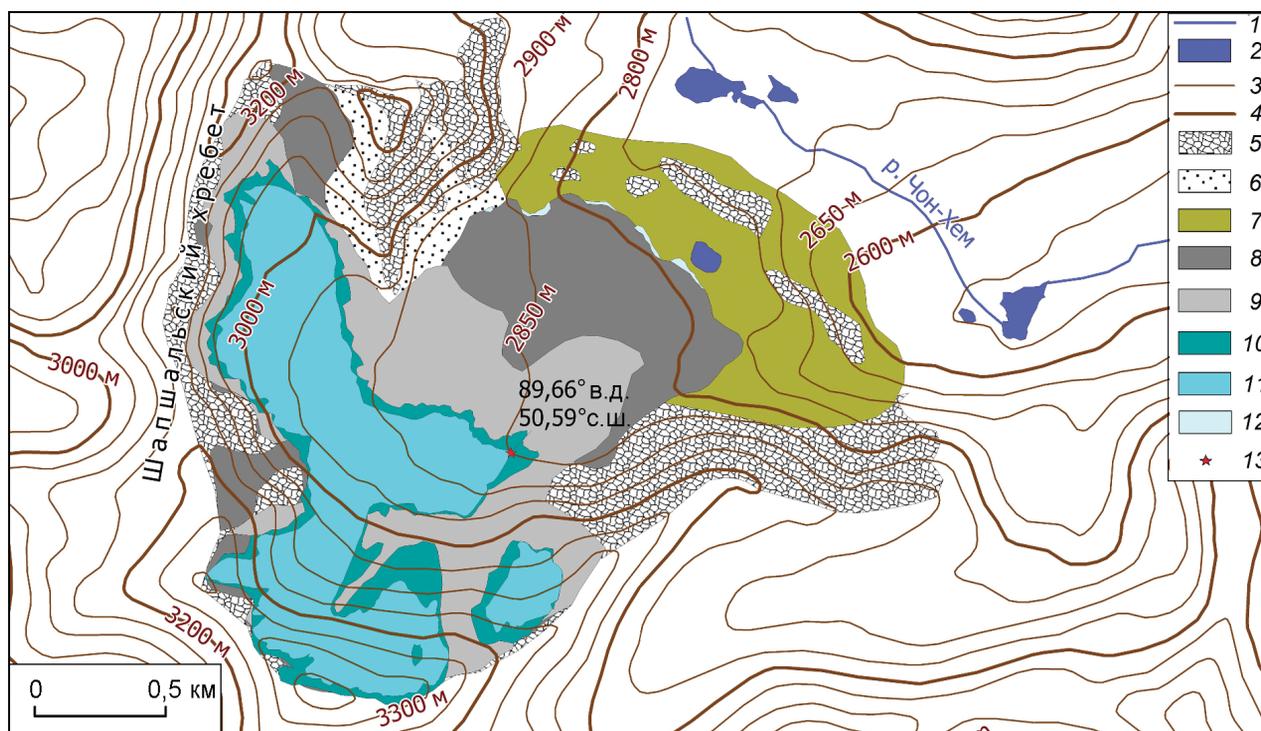


Рис. 5. Схема гляциогенного комплекса ледника Муштук и его сокращение после максимума малого ледникового периода:

1 – реки; 2 – озёра; 3 – изогипсы, проведённые через 50 м; 4 – изогипсы, проведённые через 200 м; 5 – скалы; 6 – осыпи; 7 – морены позднеголоценовой «исторической» стадии; участки сокращения ледника: 8 – в период с максимума малого ледникового периода по 1955 г.; 9 – в период с 1955 по 2001 г.; 10 – в период с 2001 по 2019 г.; 11 – ледник на 2019 г.; 12 – снежники; 13 – репер, маркирующий край ледника

Fig. 5. Schematic diagram of the glaciogenic complex of the Mushtuk Glacier and its reduction after the Little Ice Age maximum:

1 – rivers; 2 – lakes; 3 – isohypses drawn through 50 m; 4 – isohypses drawn through 200 m; 5 – rocks; 6 – talus; 7 – moraines of the late Holocene «historical» stage; areas of glacier reduction: 8 – during the period from the maximum of the Little Ice Age to 1955; 9 – during the period from 1955 to 2001; 10 – in the period from 2001 to 2019; 11 – glacier for 2019; 12 – snow patches; 13 – benchmark marking the edge of the glacier

ления динамики ледника, не позволяет определить наличие подобной 20-летней ритмичности в его поведении. Тем не менее, исходя из колебаний скоростей сокращения после 1989 г., можно предположить, что низкие скорости сокращения ледника в 2010–2016 гг. – реакция на некоторое увеличение индекса баланса массы в 2004–2011 гг., а время запаздывания реакции фронта ледника на подобные климатические колебания составляет около 5–6 лет.

По данным ГМС Тээли, с начала 1990-х по начало 2000-х годов средняя летняя температура выросла в среднем на 1,5 °С, затем она стабилизировалась. Подобное изменение летних температур характерно и для ГМС Мугур-Аксы. Исходя из некоторой приостановки потепления в последние полтора десятилетия, можно

предположить вероятность стабилизации климатических условий в исследуемом районе в ближайшие годы. Мы провели расчёты времени отклика ледника, чтобы спрогнозировать возможное время его стабилизации. При расчёте времени отклика максимальная расчётная толщина ледника составила 74 м при среднем значении 24 м; среднее значение индекса баланса массы, рассчитанное на языке ледника, составило –1,327 м в.э. в год; само время отклика получилось равным 8,6 лет. Таким образом, при гипотетической стабилизации климатических условий режим ледника может приблизиться к стационарному за время, укладываемое в диапазон рассчитанных по разным формулам значений времени отклика, причём более вероятно значение, близкое к девяти годам. Исходя из

Таблица 6. Отступление и сокращение площади ледника Муштук ΔF после максимума МЛП*

Временной интервал, годы	Общее отступление, м	Среднее отступление в год, м	ΔF , км ²	ΔF /год
1850–1955	398±11,5	3,8	0,56	0,0053
1955–1989	363±11,5	10,7	0,79	0,0161
1989–2001	160±45	13,3		
2001–2010	72,8±30	8,1	0,11	0,0141
2010–2016	30,0±20	5,0	0,17	0,0283
2016–2019	31,6±15	10,5	0,09	0,03

*Точность определения отступления края ледника для интервалов 2016–2019 гг. найдена как сумма пространственного разрешения снимков 2019 г. и точности GPS-привязки (± 5 м).

того, что ледник Муштук – один из крупнейших в Шапшальском центре, для остального массива ледников это время будет ещё более коротким.

Дискуссия

В оценках времени кульминации ледников МЛП и формирования соответствующей морены на Алтае нет однозначности. Согласно данным одних авторов [22], время наибольшего наступания ледников соответствовало XVII в., но большинство исследователей считают, что самое значительное наступание ледников относится к началу [23] или к середине XIX в. [8, 24, 25]. Время максимума МЛП на Алтае непосредственными наблюдениями не зафиксировано. Первые наблюдения положения края ледника сделаны Ф. Геблером в 1835 г. на Катунском леднике [26]. В 1835 г. ледник, возможно, ещё наступал. На это на основании геоморфологических данных указывал П.А. Окишев [27], причём, по его мнению, это наступление закончилось уже в ближайшие после этого годы, т.е. во второй половине 1830-х годов. В 1880 г. при посещении ледника Н.М. Ядринцевым ледник уже отступил от своего положения в 1835 г. на 350–380 м [26], а к 1895 г. край ледника отстоял от него на 384 м [27]. Таким образом, по крайней мере, для ледника Геблера известно, что его последнее наступание в ходе МЛП закончилось в интервале 1835–1880 гг., причём вероятнее всего около 1835 г.

За счёт малых размеров ледников Шапшальского центра их различия между собой по длине и площади невелики, поэтому можно предпо-

жить и приблизительно одинаковое время реакции на изменения климата. По этой же причине само время реакции должно быть сравнительно небольшим и нет основания предполагать, что их отступление началось позже, чем у крупного и инерционного Катунского ледника. Конечно, делать выводы на основе данных по одному леднику трудно. П.А. Окишев [27, с. 312] на основе исследования множества ледников Русского Алтая пришёл к выводу, что «последний стадийный гляциальный цикл у каждого из рассмотренных ледников и вообще у каждого конкретного ледника развивался с некоторыми отличиями от других, т.е. полного подобия в деталях процесса не было». Ещё один важный его вывод: «...всеобщность стадии XVII–XIX вв. и двукратная, в общем равномасштабная внутростадиальная подвижка ледников». Под последним подразумеваются в среднем примерно одинаковые размеры ледников в периоды подвижек начала XVII и середины XIX в.

Наиболее обоснована попытка увязать максимум МЛП на территории Шапшальского центра с данными по смежному с районом нашего исследования массиву Монгун-Тайга. На территории массива Монгун-Тайга были проведены реконструкции температуры и осадков на основе дендрохронологических данных. Реконструированные данные позволили провести расчёты индекса баланса массы на высоте реконструированной границы питания для долинных ледников массива. Переход индекса баланса массы в область отрицательных значений произошёл около 1845 г.; с учётом инерционности ледников кульминация ледников массива Монгун-Тайга была отнесена к десятилетию 1845–1855 гг. [8].

Для ледников Шапшальского центра оледенения период середины XIX в. мы примем за время кульминации МЛП, а условный год начала отступления ледников для расчёта скоростей их сокращения будет 1850 г. Согласно единственной известной к настоящему времени реконструкции ледников максимума МЛП Шапшальского центра оледенения [5], их площадь составляла 20,77 км². Как уже отмечалось, работа Е.Д. Донченко не охватывает полностью весь район нашего исследования, кроме того, он не проводил реконструкцию исчезнувших ледников. Тем не менее, возможно сопоставление результатов для тех районов, которые затронуты его реконструкцией. В качестве примера возьмём

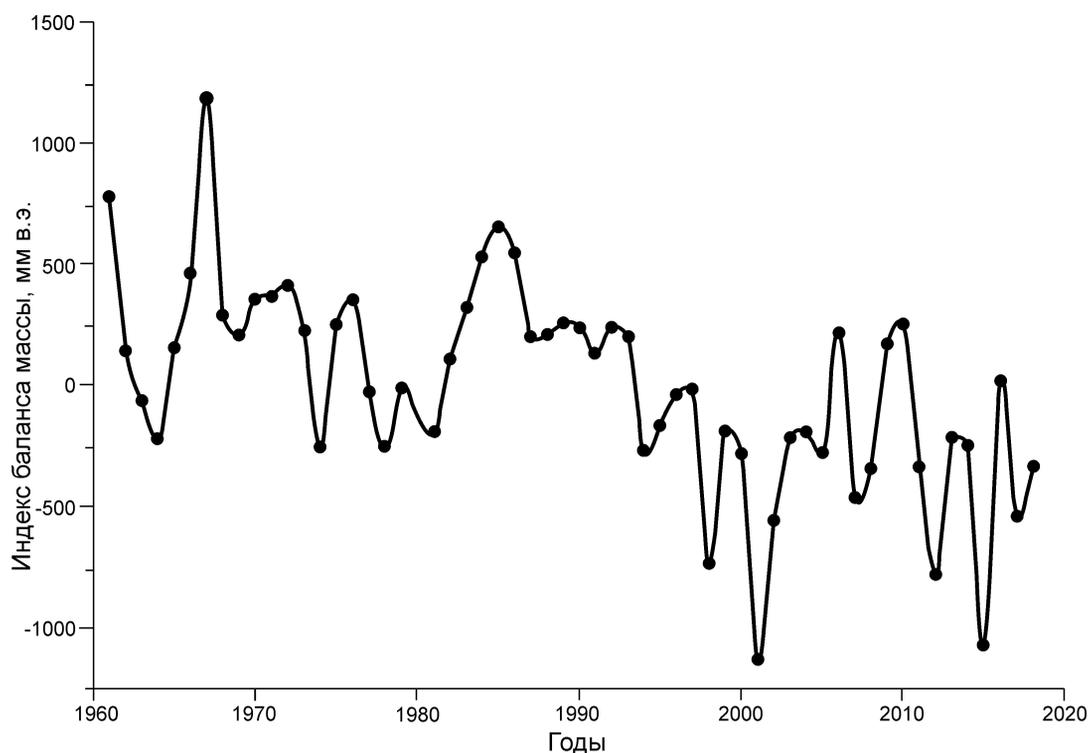


Рис. 6. Изменения индекса баланса массы на уровне границы питания ледника Муштук
Fig. 6. Changes in the mass balance index at the Equilibrium line altitude of the Mushtuk Glacier

верховья бассейна р. Чон-Хем (в нижней части бассейна реконструкции Е.Д. Донченко не проводились). Для этой территории в реконструкции Е.Д. Донченко для максимума МЛП было выделено пять ледников суммарной площадью 5,48 км². Нами для этой же территории реконструировано 18 ледников суммарной площадью 10,48 км². В целом, даже для тех ледников, по которым есть реконструкции Донченко, наши оценки площади несколько выше. Вероятно, это связано с разным исходным материалом: при работе с аэрофотоснимками неизбежны искажения площадей, кроме того, нет возможности использовать мультиспектральное изображение.

Восстановленные Е.Д. Донченко величины депрессии границы питания составляют 30–50 м. Это существенно меньше по сравнению с нашей реконструкцией, но прямое сравнение данных величин с нашими результатами опять-таки невозможно по тем же причинам — неполному охвату территории и неучёту исчезнувших ледников. Кроме того, Е.Д. Донченко рассчитывал депрессию фирновой границы относительно 1955 г., когда оледенение Шапшальского центра превышало современное по площади не

менее чем вдвое. По территории Русского Алтая известны оценки депрессии фирновой границы для наиболее крупных долинных ледников в интервале 65–75 м [27]. Столь большие отличия от нашей оценки для Шапшальского центра оледенения объясняются большей устойчивостью крупных долинных ледников к изменениям климата по сравнению с малыми ледниками. Следует также учитывать и разные методы расчёта: П.А. Окишев использовал формулу Л.А. Варданянца. Сокращение площадей ледников после максимума МЛП П.А. Окишев оценивал следующим образом: 8,6% у долинных ледников; 20,6% у карово-долинных; 34,4% у малых ледниковых форм. Последняя оценка вполне сопоставима с нашими данными, поскольку оледенение Шапшальского центра представлено малыми ледниками. Однако учтём, что для оценки современного состояния ледников П.А. Окишев приводил площади ледников по состоянию на 1980 г. В последние 40 лет, тем не менее, площади ледников сильно сократились.

Рассмотрение реконструкций ледников МЛП для отдельных узлов оледенения Алтая даёт достаточно пёструю картину. Ближайший к Шап-

шалъскому центру оледенения – массив Монгун-Тайга. По нашей оценке, сделанной для всей территории этого массива, ледники с максимума МЛП по 1995 г. уменьшились на 49,9% при подъёме фирновой границы на 135 м [28]. Оледенение хр. Чихачева, расположенного примерно в 70 км южнее Шапшальского центра, в период с максимума МЛП по 2011 г. сократилось на 56%. Смежные с ним массивы Монгун-Тайга Малая и Талдуайр испытали за тот же период сокращение на 74 и 61% соответственно [8]. Площадь ледников крупнейшего центра оледенения Алтая – Таван-Богдо-Ола уменьшилась с максимума МЛП по 2010 г. на 43% [29]. Площадь ледников Белухи в период с максимума МЛП по 2003 г. сократилась на 14,1% [30]. Для расположенных на территории Монголии (примерно к 130 км к югу от района нашего исследования) горных массивов Тургени-Нуру и Хархира было установлено сокращение площади ледников с максимума МЛП по 1991 г. на 56 и 31% при подъёме фирновой границы на 81 и 76 м соответственно [31]. На территории расположенного ещё южнее хр. Цамбагарав ледники к 2015 г. потеряли 47% площади [32].

Закономерности сокращения ледников аридной части Алтая после максимума МЛП рассмотрены в работе [8]. В целом прослеживается тенденция к росту относительного сокращения площади ледников с уменьшением первоначальной средней их площади, т.е. наибольшему сокращению подверглись центры оледенения с преобладанием малых ледников. Сокращение ледников Шапшальского центра оледенения вполне укладывается в данную закономерность. Оценки подъёма фирновой границы для разных центров оледенения аридной части Алтая варьируют в диапазоне 15–130 м. Таким образом, реконструированная нами величина 117 м располагается вблизи верхней границы данного интервала.

Для современного этапа сокращения ледников в этом регионе характерно ускорение отступления крупных ледников до 20–60 м/год в последнее десятилетие [29, 33]; при этом фронты малых ледников отступают главным образом со скоростью менее 10 м/год [33]. Реконструированные нами скорости сокращения ледника Муштук можно считать характерными для малых ледников региона. Для карового ледника Перетолчина площадью 0,34 км² (массив Мунку-Сардык, Восточный Саян) средняя толщина ледника путём использо-

вания формулы GlabTop была оценена примерно в 20 м; по результатам георадарных исследований средняя толщина также составила около 20 м [34], что близко к результатам наших расчётов для ледника Муштук. Радиолокационные исследования толщины ледников, проведённые С.А. Никитиным на Центральном Алтае [35], показали, что при средней толщине в диапазоне 40–90 м максимальная толщина ледников составила 76–235 м. Наши оценки максимальной толщины ледника Муштук меньше, чем для близких по размеру ледников Центрального Алтая в 1,1–1,6 раз, что, с учётом разности ороклиматических условий существования ледников и различия в использованных методах, можно считать приемлемой величиной.

Использованный нами подход к расчёту времени отклика ледника сравнительно прост для выполнения вычислений, но существует значительное разнообразие методов определения данной характеристики. Время отклика по формуле (3) оценено для пяти ледников Внутреннего Тянь-Шаня в интервале 152–247 лет [36]. Такое большое отличие от наших результатов не вызывает вопросов, если учесть, что ледники, по которым проведены расчёты, в 6–30 раз крупнее ледника Муштук по площади и имеют бóльшую толщину. В работе [37] время отклика долинного ледника АХ010 в Гималаях длиной 1,57 км, площадью 0,57 км² и максимальной толщиной 86 м было оценено разными методами, в том числе и по формуле (3). Полученные результаты варьировали в диапазоне от 29, по формуле (3), до 212 лет. Это показывает, что надёжность полученных нами результатов достаточно трудно объективно оценить без дополнительных проверочных вычислений другими методами и без надёжного обоснования выбора наиболее предпочтительного для данного района метода. Поэтому наши оценки времени отклика ледника Муштук можно рассценивать как первую попытку сделать это для рассматриваемого района. Отметим, что данный вопрос требует отдельного исследования.

Выводы

1. Впервые реконструировано оледенение всего Шапшальского центра в период максимума МЛП. Выявленное сокращение суммарной площади ледников на 87% превышает сокраще-

ние для прочих центров оледенения Алтая. Причины этого – преобладание в его пределах малых ледников и дисперсность оледенения. Скорости сокращения площади ледников были наименьшими в 1955–2001 гг., а в период 2001–2015 гг. сокращение ускорилось.

2. Реконструировано сокращение крупнейшего ледника Шапшальского центра оледенения (Муштук) по шести временным срезам. Наиболее высокие скорости отступления ледника (13,3 м/год) отмечены в 1989–2001 гг. В 2001–2016 гг. скорости отступления ледника снизились в среднем в 2 раза, вероятно, за счёт выхода края ледника на более крутой и затенённый участок. При сравнительно низких скоростях отступления края ледника отмечено ускорение потери им площади. Изменения скорости сокращения площади ледника не вполне синхронны изменениям скорости его отступления; отмечено ускорение потери площади (10% сокращения ледника в интервале 2016–2019 гг. благодаря сокращению участков, расположенных выше ледникового языка).

3. Проведены расчёты индекса баланса массы ледника Муштук, а также его толщины вдоль осевой линии. Установлено резкое снижение значений индекса баланса массы в 1990-е годы и стабилизация значений на низком уровне с начала 2000-х годов. На основе расчётов получена оценка времени отклика ледника на изменения климата, составившая около 9 лет.

Благодарности. Исследование проведено при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 19-05-00535 А «Природные катастрофы и трансформация ландшафтов юго-восточного Алтая и северо-западной Монголии в период с максимума последнего оледенения».

Acknowledgments. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 19-05-00535 А «Natural disasters and landscape transformation of southeastern Altai and northwestern Mongolia during the period from the maximum of the last glaciation».

Литература

1. Каталог ледников СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 4. Бассейн р. Кемчика. Л.: Гидрометеоздат, 1973. С. 40–63.
2. Скорняков В.А. Распределение средних многолетних модулей стока в бассейне верхнего Енисея // Метеорология и гидрология. 1957. № 8. С. 43–44.
3. Севастьянов В.В., Шантыкова Л.Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляциоклиматическим показателям // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. Т. 274. С. 63–68.
4. Михайлов Н.И. Современное оледенение Шапшальского хребта (Восточный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 3. С. 67–78.
5. Донченко Е.Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время (по результатам аэрофотосъёмки) // Гляциология Алтая. 1962. № II. С. 146–172.
6. Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Волков И.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин Ю.Н. Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 38–57.
7. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [Электронный ресурс]. URL: <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission>

References

1. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 40–63. [In Russian].
2. Skorniyakov V.A. Distribution of average long-term runoff modules in the Upper Yenisei basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1957, 8: 43–44. [In Russian].
3. Sevast'yanov V.V., Shantyikova L.N. Characteristics of annual precipitation field in the Mountain Altai according to glaciological parameters. *Vestnik TGU*. Herald of the Tomsk State University. 2001, 274: 63–68. [In Russian].
4. Mikhailov N.I. Modern Glaciation of the Shapshalskiy Range (Eastern Altai). *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geographicheskaya*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Geography. 1961, 3: 67–78. [In Russian].
5. Donchenko E.D. Glaciation of the Shapshalsky Range and its dynamics in historical time (based on aerial photography results). *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1962, II: 146–172. [In Russian].
6. Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Volkov I.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Y.N. The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 38–57. [In Russian].
7. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [online resource]. URL: <https://www.usgs.gov/centers/>

- srtn-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects. Дата обращения: 03.04.2018 г.
8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and north-west Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. № 3. P. 1883–1904.
 9. *Chistyakov K.V., Ganiushkin D.A.* Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia // *Environmental Security of the European Cross-Border Energy Supply Infrastructure* / Eds.: Culshaw M.G., Osipov V., Booth S., Victorov A. Dordrecht: Springer Netherlands, 2015. P. 207–218.
 10. *Ganyushkin D.A., Kunaeva E.P., Chistyakov K.V., Volkov I.V.* Interpretation of Glaciogenic Complexes From Satellite Images of the Mongun-Taiga Mountain Range // *Geography and Natural Resources*. 2018. V. 39. № 1. P. 63–72.
 11. *Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J.* Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // *Geomorphology*. 2014. V. 214. P. 22–39.
 12. *Kurowsky L.* Die Hohe der Schnee Grenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe // *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891. T. 5. С. 115–160. [In German].
 13. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников. СПб: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
 14. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга / Под ред. К.В. Чистякова. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
 15. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Бueva М.В.* Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // *Изв. РГО*. 2013. Т. 145. № 4. С. 45–53.
 16. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
 17. *Johannesson T., Raymond C.F., Waddington E.D.* A simple method for determining the response time of glaciers // *Glacier Fluctuations and Climatic Change* / Ed. J. Oerlemans. *Glaciology and Quaternary Geology book series (GQGE, V. 6)*. Dordrecht: Springer, 1989. P. 343–352.
 18. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry // *Cryosphere*. 2009. V. 3. № 2. P. 183–194.
 19. *Paul F., Linsbauer A.* Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtn-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects (Retrieved 03.04.2018).
 8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 74 (3): 1883–1904.
 9. *Chistyakov K.V., Ganiushkin D.A.* Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia. Eds.: Culshaw M., Osipov V., Booth S., Victorov A. *Environmental Security of the European Cross-Border Energy Supply Infrastructure*. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer, Dordrecht, 2015: 207–218.
 10. *Ganyushkin D.A., Kunaeva E.P., Chistyakov K.V., Volkov I.V.* Interpretation of glaciogenic complexes from satellite image of the Mongun-Taiga mountain range. *Geografiya i Prirodnye Resursy*. *Geography and Natural Resources*. 2018, 39 (1): 63–72.
 11. *Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J.* Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. *Geomorphology*. 2014, 214: 22–39.
 12. *Kurowsky L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 115–160.
 13. *Glazyrin G.E.* *Raspredelenie i rezhim gornyx lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
 14. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Prjehina G.V.* *Gornyy massiv Mongun-Tajga*. Mongun-Taiga mountain massif. St.Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
 15. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V.* Variability of the altitudinal position of firn line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obschestva*. *Bulletin of the Russian Geographical Society*. 2013, 145 (4): 45–53. [In Russian].
 16. *Krenke A.N.* *Massoobmen v lednikovyx sistemah na territorii SSSR*. Mass exchange in glacier systems on the USSR territory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
 17. *Johannesson T., Raymond C.F., Waddington E.D.* A simple method for determining the response time of glaciers. *Glaciology and Quaternary Geology book series (GQGE, V. 6)*. Dordrecht: Springer, 1989: 343–352.
 18. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *Cryosphere*. 2009, 3 (2): 183–194.

- a DEM // Intern. Journal of Geographical Information Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1173–1190.
20. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. 3rd edition. Oxford: Elsevier Science, 1994. 480 p.
 21. Maisch M., Haeblerli W. Interpretation geometrischer Parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen // Beiträge zur Quartär forschung in der Schweiz. Zürich, Switzerland: Schriftenr. Phys. Geogr. Univ. Zürich, 1982. P. 111–126.
 22. Ивановский Л.Н., Панычев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников АК-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока, 1978. С. 127–138.
 23. Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 103–118.
 24. Адаменко М.Ф., Сюзаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV–XX веках по данным дендрохронологии // Вопросы горной гляциологии. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1977. С. 196–202.
 25. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 74–93.
 26. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
 27. Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2011. 382 с.
 28. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П. Оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) в максимум малой ледниковой эпохи и его эволюция // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 1998. № 4 (28). С. 27–37.
 29. Ganyushkin D., Chistyakov K., Volkov I., Bantsev D., Kunaeva E., Andreeva T., Terekhov A., Otgonbayar D. Present glaciers of Tavan Bogd massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age // Geosciences. 2018. V. 8. № 11. 35 p.
 30. Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Бородавко П.С. Ледники горного узла Белухи (Алтай): массообмен, динамика и распределение запасов льда // Материалы гляциол. исследований. 2006. Вып. 101. С. 117–127.
 31. Lehmkuhl F. Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains // Journ. of Asian Earth Sciences. 2012. V. 52. P. 12–20.
 19. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. Intern. Journ. of Geographical Information Science. 2012, 26 (7): 1173–1190.
 20. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Oxford: Elsevier Science, 1994: 480 p.
 21. Maisch M., Haeblerli W. Interpretation geometrischer Parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen Zürich, Switzerland: Schriftenr. Phys. Geogr. Univ. Zürich., 1982: 111–126.
 22. Ivanovskii L.N., Panychev V.A. The Development and Age of Terminal Moraines of the XVII–XIX Centuries of Aktru Glaciers, Altai. *Protsessy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri*. Present Relief Formation Processes in Siberia. Irkutsk: In-t geografii Sibiri i Dal'nego Vostoka, 1978: 127–138. [In Russian].
 23. Nazarov A.N., Myglan V.S., Orlova L.A., Ovchinnikov I.Y. Activity of Maly Aktru Glacier (Central Altai) and changes tree line fluctuations in its basin for a historical period. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 103–118. [In Russian].
 24. Adamenko M.F., Syubaev A.A. Climate dynamics in the territory of Mountain Altai in the XV–XX centuries on the basis of dendrochronological analysis. *Voprosy gornoj glyaciologii*. Questions of mountain glossiology. Tomsk: TSU, 1977: 196–202. [In Russian].
 25. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quaternary Science Reviews*. 2012, 43: 74–93.
 26. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografgiz, 1949: 373 p. [In Russian].
 27. Okishev P.A. *Reljef i oledenenie Russkogo Altaja*. Relief and glaciation of the Russian Altai. Tomsk: Tomsk University Press, 2011: 382 p. [In Russian].
 28. Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Seliverstov Yu.P. The glaciation of Mongun-Taiga massif OJIE (Inner Asia) in maximum of little glacial epoch and its evolution. *Vest. SPbGU. Ser. 7. Geologiya, geografiya*. Herald of the St. Petersburg University. Ser. 7. Geology, Geography. 1998, 4 (28): 27–37. [In Russian].
 29. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D. Present Glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and Their Changes since the Little Ice Age. *Geosciences*. 2018, 8 (11): 414.
 30. Narozhny Yu.K., Nikitin S.A., Borodavko P.S. Glaciers of Belukha Massif (Altai): Mass balance, dynamics and distribution of ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 117–127. [In Russian].
 31. Lehmkuhl F. Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains. *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, 52: 12–20.

32. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Куняева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) и его изменение с максимума Малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
33. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present glaciers and their dynamics in the arid parts of the Altai mountains // Geosciences (Switzerland). 2017. V. 7 (4): 117.
34. Китов А.Д., Иванов Е.Н., Плюснин В.М., Гладков А.С., Лунина О.В., Серебряков Е.В., Афонькин А.М. Георадиолокационные исследования ледника Перетолчина (Южная Сибирь) // География и прир. ресурсы. 2018. № 1. С. 158–166.
35. Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В. Результаты радиозондирования ледников Центрального Алтая (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) // Материалы гляциологических исследований. 2000. № 88. С. 145–149.
36. Кутузов С.С. Изменение ледников внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет : Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2009. 24 с.
37. Adhikari S., Marshall S.J., Huybrechts P. A comparison of different methods of evaluating glacier response characteristics: application to glacier AX010, Nepal Himalaya // The Cryosphere. Discussions. 2009. V. 3. № 3. P. 765–804.
32. Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (4): 437–452. [In Russian].
33. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present glaciers and their dynamics in the arid parts of the Altai mountains. *Geosciences (Switzerland)*. 2017, 7 (4): 117.
34. Kitov A.D., Ivanov E.N., Plyusnin V.M., Gladkov A.S., Lunina O.V., Serebryakov E.V., Afon'kin A.M. Georadar Investigations of the Peretolchin Glacier (Southern Siberia). *Geografiya i prirodnye resursy. Geography and Natural Resources*. 2018, 39 (1): 56–63.
35. Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Radiosounding Results of Central Altai Glaciers (the North Chuysky and the South Chuysky ranges). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2000, 88: 145–149. [In Russian].
36. Kutuzov S.S. *Izmenenie lednikov vnutrennego Tyan'-Shanya za poslednie 150 let. Glaciers changes in the Interior Tien Shan over the past 150 years*. PhD-tesis. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2009: 24 p. [In Russian].
37. Adhikari S., Marshall S.J., Huybrechts P. A comparison of different methods of evaluating glacier response characteristics: application to glacier AX010, Nepal Himalaya. *The Cryosphere. Discussions*. 2009, 3 (3): 765–804.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 556.124:556.114.6(470.22)

doi: 10.31857/S2076673421040105

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии

© 2021 г. Г.С. Бородулина^{1*}, И.В. Токарев², М.А. Левичев¹¹Карельский научный центр Российской академии наук, Петрозаводск, Россия;²Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

*bor6805@yandex.ru

Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of the snow cover in Karelia

G.S. Borodulina^{1*}, I.V. Tokarev², M.A. Levichev¹¹Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia;²Research park of St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*bor6805@yandex.ru

Received April 29, 2021 / Revised July 12, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *Karelia, snow cover, isotopes of oxygen and hydrogen, atmospheric precipitations.*

Summary

For the first time, a regional study of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) of the snow cover in Karelia was performed using a sub-meridional and two sub-latitude profiles (March 2016). Snow nutrition does generally prevail here in the river and underground runoff. Integral snow samples were taken at 45 sites, three horizons were studied at 39 of them. Monitoring of the isotopic composition of atmospheric precipitation is carried out in the Petrozavodsk city from 2012 to the present. The isotopic composition of snow on the territory of Karelia varied through the following range: for $\delta^{18}\text{O}$ it is from -15.7 to -21.1 ‰, and for $\delta^2\text{H}$ – from -118 to -158 ‰, which is significantly less than the isotopic composition of atmospheric precipitation for the same period: $\delta^{18}\text{O} = -8.7 \div -30.9$ ‰, $\delta^2\text{H} = -77 \div -239$ ‰. The exception is snow in the valleys of the large Shuya and Suna rivers with light isotopes $\delta^{18}\text{O}$ (down to -21 ‰). According to two sublatitude profiles in southern and central Karelia, there were no obvious trends in the isotopic composition of snow. The decrease in the contents of deuterium ($\delta^2\text{H}$) and oxygen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) in the sections of snow cover corresponds to an almost complete loss of snow at the beginning of winter due to the December thaws of 2015 and its intensive accumulation in abnormally cold January 2016. According to trajectory analysis data, air masses containing isotopically heavy moisture come mainly from the west and southwest, and those containing isotopically light moisture come from the north and east. The results of this research demonstrate that the reconstruction of the isotopic composition of winter precipitation can be approximately performed by the isotopic composition of snow cover.

Citation: Borodulina G.S., Tokarev I.V., Levichev M.A. Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of the snow cover in Karelia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 521–532. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040105.

Поступила 29 апреля 2021 г. / После доработки 12 июля 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *Карелия, снежный покров, изотопы кислорода и водорода, атмосферные осадки.*

Приводятся результаты изотопного анализа состава снежного покрова Карелии, сформировавшегося в зимний период в 2015/16 г., и атмосферных осадков в Петрозаводске. Показано, что состав снега изменяется от $-15,7$ до $-21,1$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -118 до -158 ‰ для $\delta^2\text{H}$, а облегчение изотопного состава происходит с юга на север в соответствии с понижением температуры воздуха. Реконструкцию изотопного состава зимних атмосферных осадков приближённо можно выполнить по изотопному составу снежного покрова.

Введение

Сведения об изотопном составе атмосферных осадков (содержаниях дейтерия – $\delta^2\text{H}$ и кислорода-18 – $\delta^{18}\text{O}$) широко используют для

изучения водных и ледовых объектов при решении прикладных задач и в фундаментальных исследованиях, так как осадки – основной источник формирования водного баланса на континентах [1–4]. Изотопный подход по-

лезен и для изучения сезонной зависимости стока и оценки вклада снега в круговорот воды [5]. Объём научных исследований по данной тематике в России относительно невелик, хотя отдельные группы давно работают в области использования $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ как гидролого-гидрогеологических и климатических трассеров, а в последние годы к данному виду работ вырос интерес и у практиков [6–10]. В северо-западных регионах России изотопные исследования водных объектов и снега немногочисленны [11, 12]. Анализ результатов мониторинга атмосферных осадков и снежного покрова в Арктике, в том числе в финской Лапландии, показал, что изотопный состав снежного покрова даёт представление о процессах переноса и накопления осадков [13].

С 2009 г. Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН изучает изотопный состав атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод в регионе. Исследования на Онежском озере и его водосборе показали, что низкоминерализованные и насыщенные кислородом талые воды, поступающие весной с притоками, формируют в заливах озера значительно более истощённые изотопами водные массы по сравнению с его центральными участками [14, 15]. Кроме того, в центральных частях озера изотопный состав воды изменяется в результате испарения. Указанные особенности водного баланса влияют и на условия формирования химического состава водных объектов [14].

Задачи настоящей работы – определить региональные особенности формирования изотопного состава снежного покрова для последующего изучения водообмена и оценить возможности использования данных об изотопном составе снега для реконструкции изотопного состава атмосферных осадков в зимний период.

Район исследований

Карелия расположена в восточной части Фенноскандии (60–70° с.ш. и 30–40° в.д.), и на её территории находятся крупнейшие водные объекты севера Европейской территории России: Белое море, Онежское и Ладожское (частично) озёра. Карелия относится к атлантико-арктической зоне умеренного пояса, имеет

переходный от морского к континентальному климат с характерным преобладанием переноса воздушных масс атлантического и арктического происхождения (здесь и далее климатическое описание дано по работе [16]). Близость Балтийского, Белого и Баренцева морей и интенсивная круглогодичная циклоническая деятельность обуславливают продолжительную, но не суровую зиму. Средняя температура января изменяется от $-9 \div -10$ °С в южных до $-12 \div -13$ °С в северных районах; весна отличается частыми возвратами холодов; лето прохладное и короткое со средними температурами июля 14–15 °С на севере и 16–17 °С на юге.

С 1980-х годов происходят значимые изменения в климатической системе мира, чётко проявившиеся в повышении среднегодовой температуры воздуха на 1–2 °С [16, 17]. В полярных областях наиболее интенсивное потепление отмечается в зимние месяцы, что обусловило частое наступление оттепелей, как правило, при прохождении атлантических циклонов. На территории Карелии, кроме температурной аномалии, отмечается рост годовых сумм осадков. Среднемноголетние значения за 1991–2013 г. превышают климатическую норму на 20–70 мм. Наибольшее увеличение месячных сумм осадков характерно для января, июля и ноября. Неустойчивость погодных условий, высокая относительная влажность воздуха и значительное количество осадков при широком разнообразии ландшафтов (расчленённый рельеф, обилие озёр и болот, значительная лесистость) позволяют предполагать наличие сложной картины распределения изотопного состава осадков в пространстве, в том числе зимних, вклад которых в формирование водного стока достигает 40%.

Методика исследований

Пробы снега отбирали по субмеридиональному профилю вдоль автомобильной трассы «Кола» (Санкт-Петербург – Мурманск) от г. Олонец до пос. Тедино (протяжённость 650 км) и двум субширотным профилям: пос. Кочкома – г. Костомукша (130 км); г. Петрозаводск – г. Сортавала (180 км, рис. 1). Пробы отбирали в последнюю декаду марта 2016 г. – в период максимального снегонакопления и до начала снеготаяния. Для

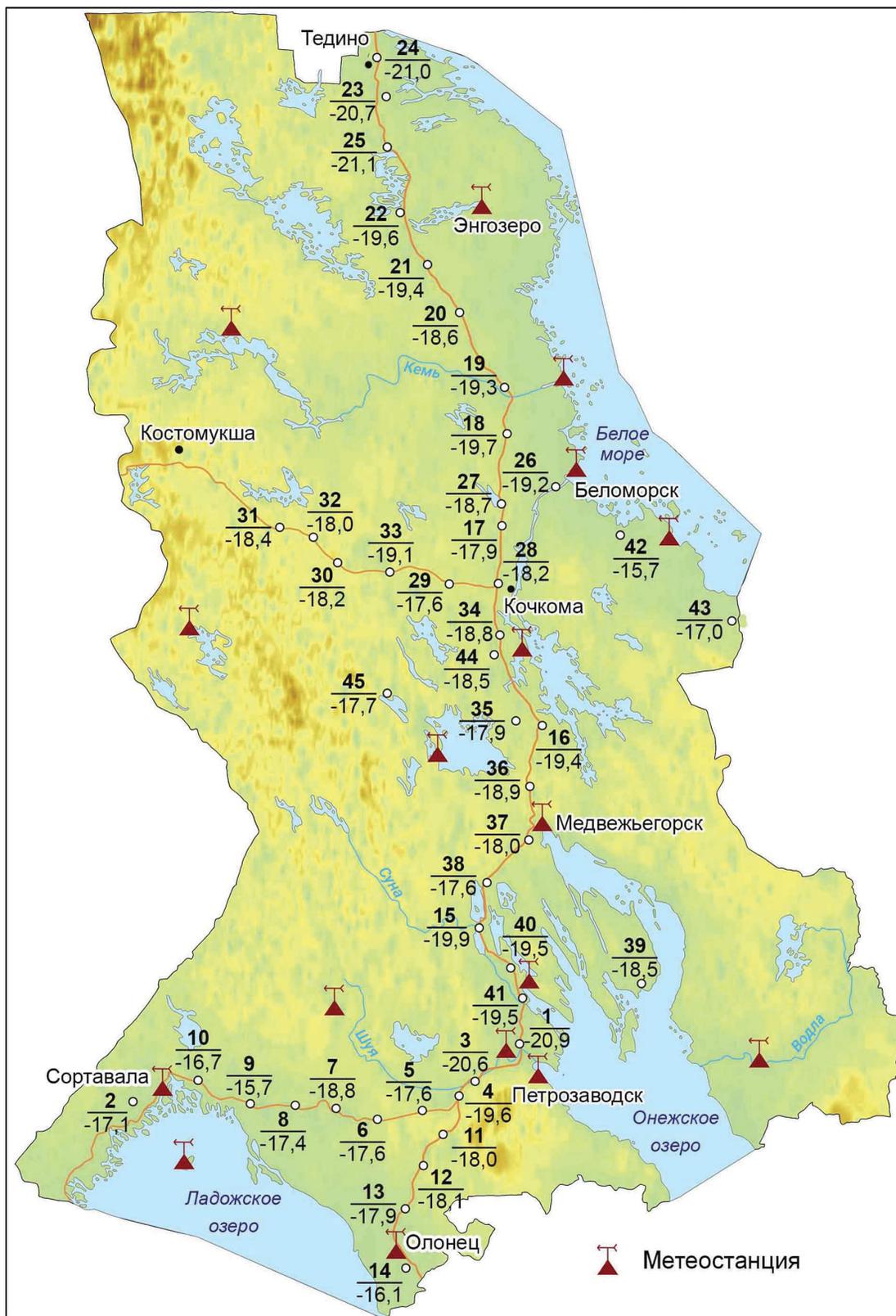


Рис. 1. Расположение пунктов отбора образцов снега и значения $\delta^{18}\text{O}$ на территории Карелии.
 Цифры на карте: в числителе – номера станций отбора проб, в знаменателе – содержание $\delta^{18}\text{O}$ в интегральной пробе снега

Fig. 1. Location of snow sampling points and $\delta^{18}\text{O}$ values.
 Figures on map: in the numerator – the numbers of sampling points, in the denominator – $\delta^{18}\text{O}$ values of integral snow samples

опробования выбирали открытые, небольшие по площади участки, не испытывающие ветрового переотложения снега и удалённые от дорог. На южных и юго-западных станциях снег среднего горизонта имел более плотную структуру, а границы слоёв маркировались ледяной коркой. В северных районах слоистость снега была выражена слабо.

Пробы отбирали трубкой диаметром 100 мм и хранили на холоде в герметичных пластиковых пакетах. При взятии проб фиксировали толщину снежного покрова. Всего было отобрано 45 интегральных проб. На 39 станциях, кроме вальной, взяты пробы из трёх визуально выделенных горизонтов. В лаборатории снег растапливали при комнатной температуре и замеряли объём талой воды. В пробе талой воды определяли рН (потенциометрический метод) и электропроводность воды (кондуктометрический метод). Для анализа изотопного состава воду переливали во флаконы объёмом 50 мл, герметично закупоривали их и хранили в холоде. Атмосферные осадки собирали в г. Петрозаводск на крыше здания ИВПС КарНЦ РАН (61°47' с.ш., 34°21' в.д.). Пробы брали еженедельно и/или после массивных выпадений осадков. Для характеристики синоптических условий на метеостанциях Карелии использованы данные с сайта <http://rp5.ru>. Средневзвешенный изотопный состав атмосферных осадков вычисляли по соотношению

$$\delta' = \sum(\delta_i \times v_i) / \sum v_i, \quad (1)$$

где δ_i – изотопный состав водорода или кислорода; v_i – объём талой воды i -го слоя снежного покрова; $\sum v_i$ – сумма осадков за расчётный период.

Измерения содержания $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в талой воде проводили на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L 2120-i в Научном парке Санкт-Петербургского государственного университета. Используются следующие стандарты: V-SMOW-2, GISP, SLAP и USGS-45 и USGS-46. Ошибка измерения составляла: для $\delta^{18}\text{O}$ – $\pm 0,1$ ‰, для $\delta^2\text{H}$ – ± 1 ‰. Всего проанализировано 174 пробы. Отрицательный дейтериевый эксцесс восьми проб был принят как диагностический признак испорченной при подготовке или хранении пробы; такие результаты исключали из рассмотрения. Для контроля результат анализа полного разреза снега (интегральная проба) сравнивали с расчётным средневзвешенным изотопным составом, определяемым по формуле (1).

При сравнении результатов опробования полной колонки и средневзвешенных значений статистически значимых различий не установлено. Это показывает, что опробование путём отбора полной колонки – достаточно информативный способ изучения изотопного состава снежного покрова, если не стоит задача расчленения процессов накопления снега во времени.

Результаты и обсуждение

В зиму 2015/16 г. снежный покров в Карелии начал формироваться в ноябре, но из-за частых оттепелей запасы снега на большей части территории начали накапливаться только в январе (рис. 2). В январе 2016 г. была зафиксирована самая низкая с 2010 г. средняя температура воздуха, которая составила -15 °С в г. Петрозаводск и -16 °С на севере республики. Январь 2016 г. оказался также самым снежным за последние годы: в Петрозаводске выпало 65 мм снега, на ГМС Энгозеро – 49 мм. Февраль 2016 г. оказался, наоборот, самым тёплым с 2010 г. со средней температурой -2 и -4 °С соответственно. В оттепель 8–11 февраля 2016 г. температура воздуха достигала $+3,8$ °С, что привело к резкому сокращению снежного покрова, а в южной части региона отмечалось практически полное его стайвание, после чего снегонакопление продолжилось. Суммарное количество атмосферных осадков зимой 2015/16 г. (ноябрь–февраль) составило: 207 мм – на севере (ГМС Энгозеро), 284 мм – на юге (г. Олонец) и 190 мм – в г. Петрозаводск. Окончательная деградация снежного покрова в южных районах началась в первой декаде марта, а в центральных и северных районах – в последней. На момент опробования толщина снежного покрова колебалась от 15 см на юге до 70 см на севере.

Уравнение локальной линии метеорных вод (ЛЛМВ) $\delta^2\text{H} = 7,65 \times \delta^{18}\text{O} + 5,4$ получено на основании непрерывных рядов наблюдений в 2009–2016 гг. в Петрозаводске. Изотопный состав атмосферных осадков зимой 2015/16 г. в Петрозаводске изменялся от $-10,8$ до $-29,5$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -75 до -222 ‰ для $\delta^2\text{H}$; средневзвешенные значения для холодного периода составили: $\delta^{18}\text{O} = -12,6 \div -22,4$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -92 \div -164$ ‰; величины по меся-

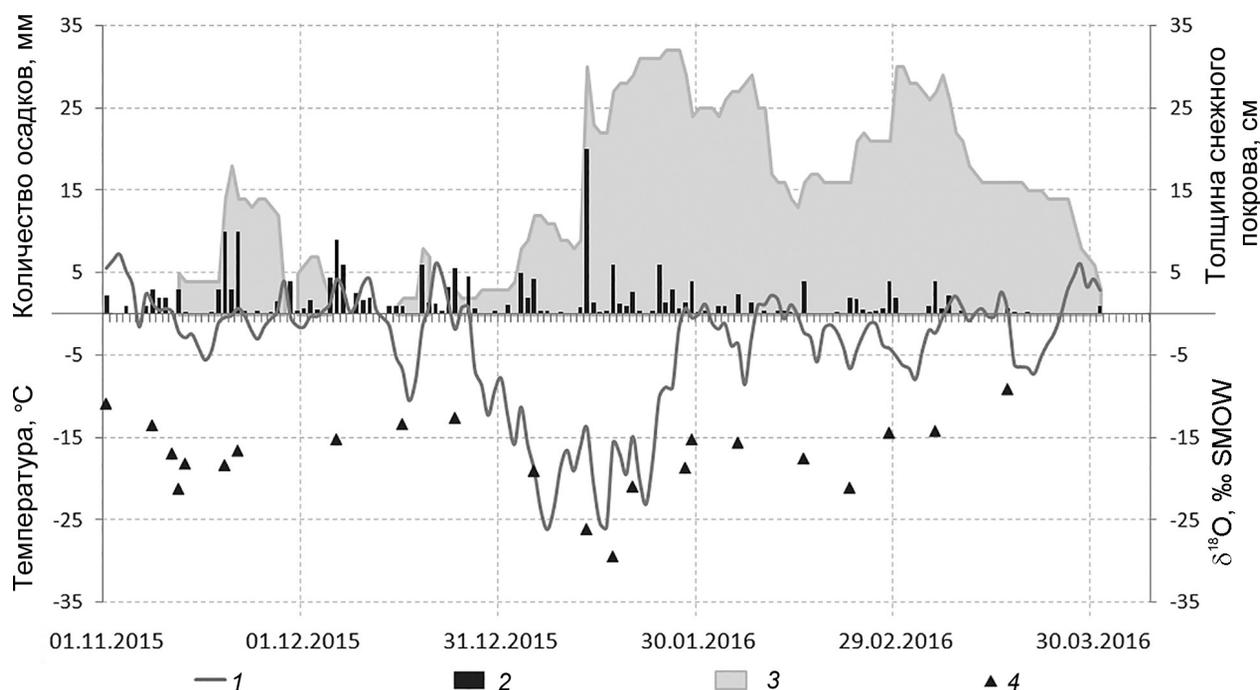


Рис. 2. Температура воздуха (1), количество осадков (2), толщина снежного покрова (3) (ГМС Петрозаводск) и содержание $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках г. Петрозаводск (4) зимой 2015/16 г.

Fig. 2. Air temperature (1), amount of precipitation (2), height of snow cover (3) (Petrozavodsk meteorological station) and $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation samples in Petrozavodsk (4) in winter 2015–2016

цам приведены в табл. 1. Хронологический ход значений $\delta^{18}\text{O}$ зимой 2015/16 г. соответствует температурному профилю зимнего периода (см. рис. 2). Субмеридиональный профиль проб снежного покрова характеризует практически все орографические районы Карелии (см. рис. 1). Абсолютные отметки точек опробования меняются от 9 м (Северное Приладожье) до 175 м (Онежско-Беломорский водораздел). Субширотные профили оказались недостаточно протяжёнными, чтобы отразить все региональные особенности.

Снеговая вода характеризуется очень низкой минерализацией. Электропроводность воды в региональном плане изменяется от 5,6 до 16,2 мкСм/см, в среднем составляя 9 мкСм/см при кислой реакции – рН = 4,88–6,06 (в среднем 5,3) (табл. 2). В разрезе снежного покрова рН единичных проб из нижнего и верхнего слоёв достигает 6,4, что связано с воздействием почвенных вод или аэрогенным влиянием. В среднем, послойные значения рН изменяются от 5,2 (верх) до 5,4 (низ), составляя в середине 4,9. Какой-либо чёткой закономерности распределения показателей в разрезе снежного покрова

Таблица 1. Средневзвешенные на объёмы выпадений месячные значения изотопного состава атмосферных осадков в г. Петрозаводск зимой 2015/16 г.

Период наблюдений	Число проб	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
Ноябрь 2015 г.	7	-16,4	-122
Декабрь 2015 г.	3	-14,6	-113
Январь 2016 г.	6	-22,4	-164
Февраль 2016 г.	4	-17,4	-125
Март 2016 г.	2	-12,6	-92

не наблюдается. Однако в большинстве случаев самыми кислыми оказались пробы среднего горизонта. По результатам исследований 1996–1999 гг. величина рН снежного покрова на фоновых территориях Карелии изменялась в пределах 4,7–5,1, а вблизи промышленных центров была равна 4,9–5,5 [18]. Пробы зимних осадков 2015/16 г. в Петрозаводске отличаются более высокими значениями величин рН и электропроводности: в среднем 5,7 и 16,5 мкСм/см соответственно, что объяснимо влиянием пылевых частиц в городских условиях.

В региональном плане изотопный состав интегральных проб снежного покрова варьирует в следующем диапазоне: $\delta^{18}\text{O} = -15,7 \div -21,1\text{‰}$;

Таблица 2. Химический и изотопный состав снега Карелии (март 2016 г.)

Пункт наблюдения*	Интегральная проба					Средневзвешенный состав**	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exs} , ‰	pH	электропроводность, мкСм/см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰
1	-20,9	-150	17,0	5,82	7,3	-21,8	-160
2	-17,1	-127	7,4	5,8	8,3	-16,1	-121
3	-20,6	-158	6,8	5,01	6,3	-20,2	-153
4	-19,6	-151	5,6	5,11	6,1	-20,2	-152
5	-17,6	-136	5,1	5,34	7,0	-17,5	-135
6	-17,6	-133	8,2	6,02	10,3	-17,3	-130
7	-18,8	-142	8,3	5,84	10,9	-16,4	-123
8	-17,4	-130	9,9	5,27	8,3	-17,2	-130
9	-15,7	-118	7,7	5,13	7,6	-16,4	-125
10	-16,7	-124	10,4	5,33	9,2	-16,3	-124
11	-18,0	-135	8,5	5,00	7,7	-17,4	-130
12	-18,1	-137	7,6	4,90	7,4	-17,5	-133
13	-17,9	-136	7,0	5,18	7,8	-17,7	-134
14	-16,1	-124	5,1	5,39	15,2	—	—
15	-19,9	-148	11,2	5,04	10,4	-19,5	-147
16	-19,4	-147	7,9	5,06	8,4	-19,5	-146
17	-17,9	-134	8,8	6,06	9,4	-18,5	-138
18	-19,7	-145	12,7	5,19	10,8	-19,3	-143
19	-19,3	-143	12,2	5,78	11,9	-18,6	-137
20	-18,6	-133	16,2	5,00	9,6	-18,4	-136
21	-19,4	-143	11,6	5,29	7,7	-19,3	-138
22	-19,6	-146	11,0	5,17	8,6	-18,2	-135
23	-20,7	-153	13,1	5,00	8,5	-20,3	-150
24	-21,0	-157	11,4	5,06	7,9	-20,6	-152
25	-21,1	-157	12,3	5,04	10,1	-20,5	-148
26	-19,2	-142	11,3	5,43	7,3	-19,3	-141
27	-18,7	-141	8,8	5,47	16,2	-17,7	-134
28	-18,2	-142	3,2	4,94	7,2	—	—
29	-17,6	-134	6,9	5,00	6,4	-19,0	-144
30	-18,2	-137	8,7	5,16	5,6	-18,6	-144
31	-18,4	-140	7,3	5,09	6,2	-18,7	-142
32	-18,0	-137	7,4	4,95	6,3	-18,5	-136
33	-19,1	-138	14,8	5,06	6,0	-18,9	-142
34	-18,8	-140	11,3	5,63	5,9	-19,1	-144
35	-17,9	-141	2,3	6,04	8,1	-17,6	-137
36	-18,9	-146	5,4	4,88	8,2	—	—
37	-18,0	-141	3,0	5,07	7,5	-16,6	-127
38	-17,6	-134	6,3	5,40	7,1	-18,7	-142
39	-18,5	-143	4,6	5,07	6,6	—	—
40	-19,5	-153	3,3	4,98	8,6	-18,8	-145
41	-19,5	-145	10,8	5,32	5,9	-19,5	-148
42	-15,7	-121	4,6	4,89	17,3	—	—
43	-17,0	-129	7,1	5,01	17,6	—	—
44	-18,5	-135	13,6	5,30	6,0	-18,8	-142
45	-17,7	-130	11,6	5,40	4,5	-18,2	-135

*Номера соответствуют нумерации пунктов на рис. 1. **Средневзвешенный на объём талой воды трёх слоёв снежного покрова.

$\delta^2\text{H} = -118 \div -158$ ‰; средневзвешенные значения для $\delta^{18}\text{O} = -16,1 \div -1,8$ ‰, а $\delta^2\text{H} = -121 \div -160$ ‰ (см. табл. 2), т.е. вариации изотопного состава снега несколько меньше, чем диапазон изменения состава атмосферных выпадений в Петрозаводске. Наиболее тяжёлые составы валовых проб снега ($\delta^{18}\text{O} = -15,7 \div -16,1$ ‰) отмечены на побере-

жье Белого моря (станция 42, Сумской посад), в Северном Приладожье (станция 9) и в районе г. Олонец (станция 14) (см. рис. 1, табл. 2). Дейтериевый эксцесс d_{exc} для интегральных проб снега варьирует от 2,3 до 17 ‰, а в зимних осадках – от 2,4 до 28 ‰. В обоих случаях показатель изменяется в антифазе с $\delta^{18}\text{O}$, но коэффициенты достоверности аппроксимации невысоки: 0,22 и 0,13 соответственно, поэтому d_{exc} не может в данном случае однозначно выполнить диагностическую роль условий образования атмосферных осадков. Тем не менее, тенденция увеличения значений d_{exc} при обеднении осадков тяжёлыми изотопами наблюдается. Такой процесс, вероятно, происходит во время длительного осаждения, когда воздушные массы перемещаются далеко от источника пара [19].

Наибольшее изотопное истощение ($\delta^{18}\text{O}$ до $-21,1$ ‰) в снеге зафиксировано на севере республики и локально на западном берегу Онежского озера в районе Пряжа – Петрозаводск – Гирвас (см. рис. 1). При исключении точек этой локальной аномалии оказывается, что широта местности – определяющий фактор в распределении изотопного состава снежного покрова Карелии (см. рис. 1). Коэффициент корреляции для $\delta^{18}\text{O}$ – широта местности составил 0,7. Данная корреляция – результат регионального тренда зимней температуры воздуха [16, 20].

Уравнение регрессии, описывающее зависимость изотопного состава выпадающих осадков от температуры воздуха зимой 2015/16 г. в Петрозаводске, имеет следующий вид: $\delta^{18}\text{O} = 0,49t - 15,3$ ($R^2 = 0,5$). Для валовых проб снега у зависимости схожий вид: $\delta^{18}\text{O} = 0,59t - 12,8$, но коэффициент корреляции значительно ниже ($R^2 = 0,15$). В последнем случае необходимо учесть, что температура воздуха за зимний период для точек отбора проб получена методом интерполяции данных ближайших ГМС. В первом приближении можно сделать вывод, что в регионе наблюдается зависимость изотопного состава выпадающих осадков от температуры воздуха, как это было показано для северных областей [20–22].

Лёгкий изотопный состав валовых проб снега аномальной зоны, вероятно, связан с обильным январским снегопадом и сохранностью снежного покрова на участках депрессий на водосборе Онежского озера – в долинах крупных рек Шуя и Суна. Одна из аномальных точек (станция 1,

Верховье, долина р. Шуя) расположена недалеко от Петрозаводска, что даёт возможность сравнить изотопный состав атмосферных выпадений и снежного покрова. Средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для снега ($-21,8$ и -160 ‰) оказались близки к январской средневзвешенной величине атмосферных осадков в Петрозаводске ($-22,4$ и -164 ‰ соответственно) (см. табл. 1 и 2). Вероятнее всего, массивное выпадение изотопически лёгких январских осадков определило изотопный состав снежного покрова в целом.

В Южной Карелии в валовых пробах снега на субширотном профиле пос. Святозеро – г. Сортавала обнаружены вариации для $\delta^{18}\text{O}$ от $-18,8$ до $-15,7$ ‰, а в северной, на профиле пос. Кочкома – г. Костомукша, – от $-17,6$ до $-19,1$ ‰. По субширотным профилям явных региональных трендов изменения изотопного состава снега не установлено. Точки наблюдения 42 и 43 на южном побережье Белого моря отличаются аномально тяжёлым изотопным составом: $\delta^{18}\text{O} = -15,7$ и -17 ‰, что, вероятно, связано с морским влиянием. Линия аппроксимации для интегральных проб снега имеет уравнение $\delta^2\text{H} = 6,7 \times \delta^{18}\text{O} - 14,5$ и пересекает ЛЛМВ в точке $\delta^{18}\text{O} \approx -22$ ‰ и $\delta^2\text{H} \approx -165$ ‰ (рис. 3), соответствующей среднему составу январских атмосферных осадков (см. табл. 1). Точка пересечения указанных линий определяется январским минимумом годовых температур, совпадающим с глобальной перестройкой атмосферной циркуляции в рассматриваемом регионе. Разница в угловых коэффициентах ЛЛМВ и линии аппроксимации снега определяется поведением во времени дейтериевого эксцесса.

Самый лёгкий средневзвешенный изотопный состав атмосферных выпадений отмечен в январе 2016 г. при экстремальных значениях $\delta^{18}\text{O} = -29,5$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -222$ ‰ и температуре воздуха до $-26,2$ °С, в то время как в ноябре и в декабре 2015 г. средневзвешенный изотопный состав осадков был тяжёлым при экстремальных значениях $\delta^{18}\text{O} = -12,6$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -96$ ‰. Вариации изотопного состава атмосферных выпадений связаны с приходом воздушных масс из различных регионов. Обратные траектории движения воздушных масс, определяющие выпадение атмосферных осадков, рассчитаны с помощью модели HYSPLIT [23] (рис. 4). Для дат с резкими изменениями синоптических условий

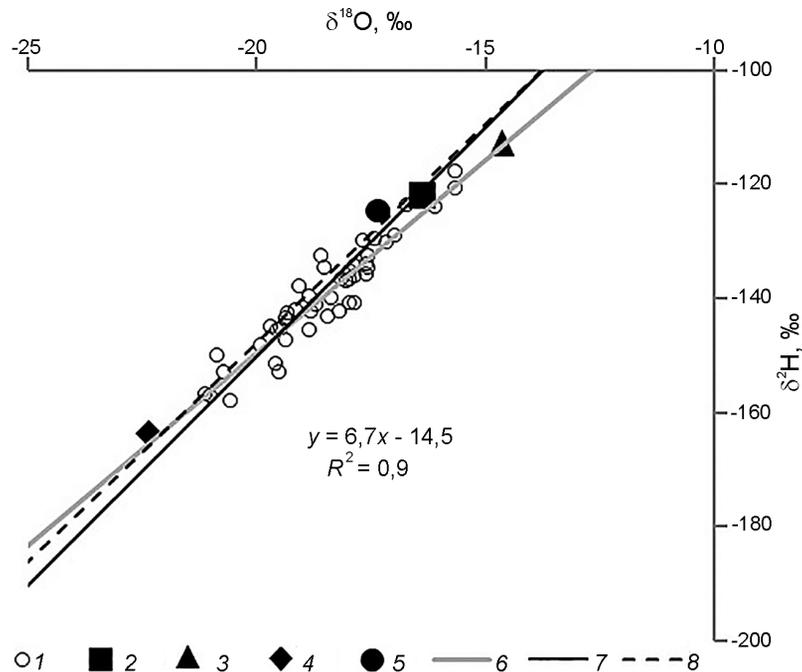


Рис. 3. Содержание $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в снеге по данным валовых проб из снежной толщи в марте 2016 г. (1) и средне-месячный изотопный состав зимних атмосферных осадков в г. Петрозаводск:

2 – ноябрь 2015 г.; 3 – декабрь 2015 г.; 4 – январь 2016 г.; 5 – февраль 2016 г.; 6 – линия аппроксимации изотопного состава снега (уравнение на диаграмме); 7 – глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ); 8 – локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) (уравнение $y = 7,65x + 5,4$)

Fig. 3. Deuterium and oxygen-18 content in samples whole snow cover of Karelia in March 2016 (1) and the average monthly isotopic composition of winter atmospheric precipitation in Petrozavodsk:

2 – November 2015; 3 – December 2015; 4 – January 2016; 5 – February 2016; 6 – the line of approximation of the isotopic composition of snow (equation in the diagram); 7 – global meteoric water line (GLMV); 8 – local meteoric water line (LLMV) (equation $y = 7.65x + 5.4$)

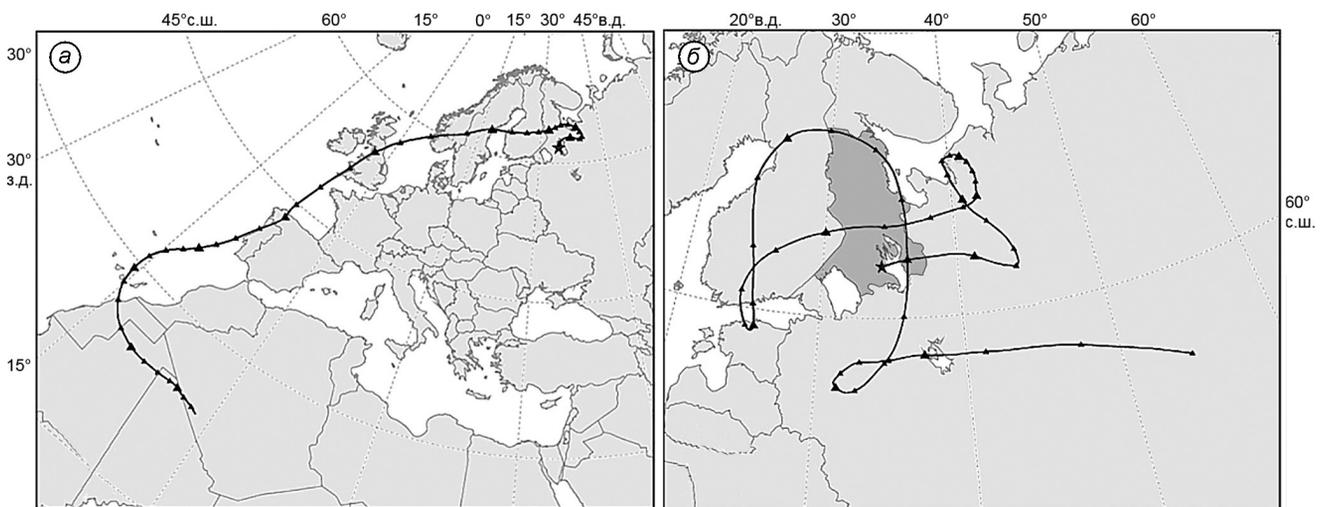


Рис. 4. Обратные траектории движения воздушных масс (использован онлайн инструмент HYSPLIT на сайте NOAA [23]), вызывающие осадки на территории Карелии 24.12.2015 г. (а) и 13.01.2016 г. (б).

Выделенная область – территория Карелии

Fig. 4. Backward trajectories of air masses causing precipitation in Karelia 24.12.2015 (a) and 13.01.2016 (b). (used online tool HYSPLIT on NOAA website [23]).

Selected area – the territory of Karelia

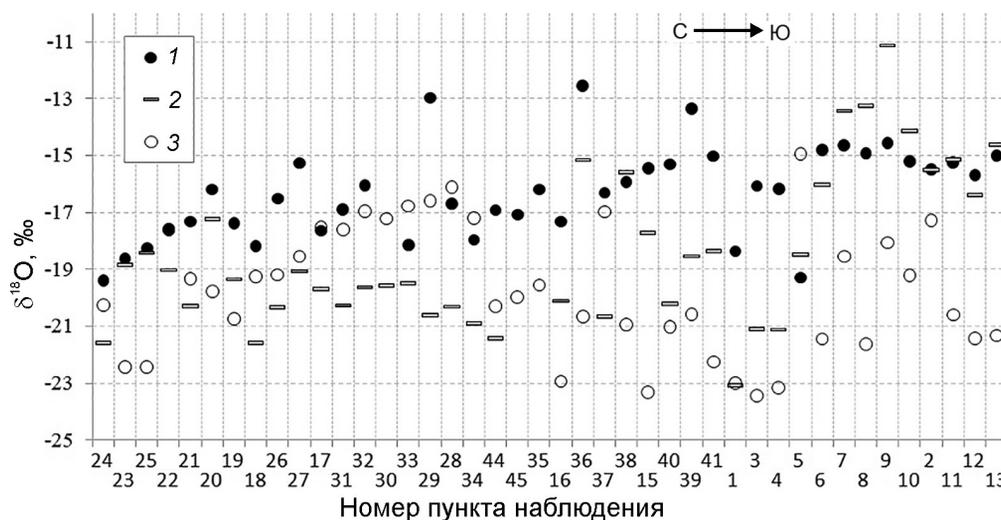


Рис. 5. Распределение $\delta^{18}\text{O}$ в снежных колонках (для пунктов наблюдения на территории Карелии в марте 2016 г.) по слоям:

1 – верхний; 2 – средний; 3 – нижний

Fig. 5. The $\delta^{18}\text{O}$ distribution in the snowpack by layers:

1 – top; 2 – middle; 3 – bottom (for snow sampling points on the territory of Karelia in March 2016)

(24.12.2015 г. и 13.01.2016 г.) выбрана траектория, восстановленная на пять суток и описывающая движение воздушных масс выше нижней границы облачности (200 м). Воздушные массы, содержащие изотопически тяжёлую влагу, поступают преимущественно с запада и юго-запада, а содержащие изотопически лёгкую – с севера и востока (см. рис. 4).

Послойный анализ снежного покрова показал значительные изменения изотопного состава в разрезе: от $-11,1$ до $-23,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -77 до -182 ‰ для $\delta^2\text{H}$. Причин может быть множество: ветровое переотложение снега, сублимация, диффузионное движение и кристаллизация/испарение влаги в толще снега, перенос влаги из почвы, фильтрационное движение воды при оттепелях и дождях [5, 13, 24]. Поверхностный снег в исследованных пробах, как правило, самый изотопически тяжёлый по сравнению с нижележащими слоями (рис. 5). Разница в содержаниях $\delta^{18}\text{O}$ между поверхностным и нижним горизонтом достигает $-9,7$ ‰. В снежном покрове значения $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной в большинстве случаев становятся более отрицательными, что соответствует практически полной потере снега в начале зимы за счёт декабрьских оттепелей и интенсивному его накоплению в аномально холодном январе. В снежных колонках юго-запада в средней части разреза чётко выделяется

слой плотного, часто более тёмного снега, образовавшегося при декабрьском потеплении. Этот слой небольшой мощности отличается тяжёлым изотопным составом, что, вероятно, объясняется трансформацией изотопного состава снега в результате процессов перераспределения водяного пара и воды в толще снега [24]. В центральных и северных районах Карелии нижний слой снега сохранил состав изотопически более тяжёлых атмосферных выпадений начала зимы по сравнению с январскими осадками.

Выводы

Впервые на территории Карелии выполнены региональные исследования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) снежного покрова в конце периода снегонакопления (март 2016 г.) на фоне продолжающихся с 2012 г. наблюдений за изотопным составом атмосферных выпадений в Петрозаводске. Осадки характеризуются низкой минерализацией и кислой реакцией (в среднем электропроводность $\text{EC} = 9$ мкСм/см при $\text{pH} = 5,3$), кроме городских территорий (в среднем $\text{EC} = 16,5$ мкСм/см при $\text{pH} = 5,7$).

Изотопный состав снега изменялся в следующем диапазоне: $\delta^{18}\text{O} = -15,7 \div -21,1$ ‰ и $\delta^2\text{H} = -118 \div -158$ ‰, что значительно мень-

ше, чем вариации состава атмосферных осадков за зиму 2015/16 г.: $\delta^{18}\text{O} = -8,7 \div -30,9 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -77 \div -239 \text{ ‰}$. Выявлен тренд уменьшения содержаний $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с юга на север в соответствии с понижением зимней температуры воздуха. Широтная зависимость изотопного состава снега не фиксируется. Согласно данным траекторного анализа, воздушные массы, содержащие изотопически тяжёлую влагу, поступают преимущественно с запада и юго-запада, а содержащие изотопически лёгкую влагу — с севера и востока. Обнаружены локальные аномалии облегчения изотопного состава снега, связанные с температурной инверсией воздуха в долинах нижнего течения крупных рек Шуя и Суна.

Уменьшение содержаний $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в снеге зимы 2015/16 г. с глубиной соответствует практически полному стаиванию снежного покрова в начале зимы за счёт декабрьских оттепелей и интен-

сивному его накоплению в аномально холодном январе. По-видимому, реконструкцию средневзвешенного изотопного состава зимних атмосферных осадков можно приближённо выполнить по изотопному составу снежного покрова.

Благодарности. Работа выполнена при финансовом обеспечении средств федерального бюджета на выполнение государственного задания Карельского научного центра РАН (Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН) и при финансовой поддержке полевых работ РНФ (проект № 18-17-00176).

Acknowledgements. The study was carried out under state order to the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences (Northern Water Problems Institute KRC RAS) and the field work was supported by the Russian Science Foundation (project № 18-17-00176).

Литература

1. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
2. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: изд. МГУ, 2000. 616 с.
3. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
4. Rozanski K., Araguafis-Araguafis L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monograph Series. Washington DC. 1993. V. 78. P. 1–36. doi: 10.1029/GM078p0001.
5. Beria H., Larsen J.R., Ceperley N.C., Michelon A., Vennemann T., Schaeffli B. Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes // *WIREs Water*. 2018. V. 5. № 6. P. 1–23. doi: 10.1002/wat2.1311.
6. Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S. Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // *Climate of the Past*. 2017. № 13. P. 473–489. doi: 10.5194/cp-13-473-2017.
7. Чижова Ю.Н., Васильчук Дж.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станюковская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 56–66. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-55-66.
8. Малыгина Н.С., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Жирков А.Ф., Железняк М.Н. Изотопный состав атмос-

References

1. Ferronskij V.I., Polyakov V.A. *Izotopiya gidrosfery Zemli*. Isotopia of the Earth's hydrosphere. Moscow: Scientific World, 2009: 632 p. [In Russian].
2. Vasil'chuk Yu. K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoj geokriologii i glyaciologii*. Fundamentals of isotopic geocryology and glaciology. Moscow: Publishing of the Moscow University, 2000: 616 p. [In Russian].
3. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
4. Rozanski K., Araguafis-Araguafis L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monograph Series. Washington DC. 1993, 78: 1–36. doi: 10.1029/GM078p0001.
5. Beria H., Larsen J.R., Ceperley N.C., Michelon A., Vennemann T., Schaeffli B. Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes. *WIREs Water*. 2018, 5 (6): 1–23. doi: 10.1002/wat2.1311.
6. Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S. Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores. *Climate of the Past*. 2017, 13: 473–489. doi: 10.5194/cp-13-473-2017.
7. Chizhova Yu. N., Vasil'chuk Dzh. Yu., Joshikava K., Budantseva N.A., Golovanov D.L., Sorokina O.I., Stanilovskaya Yu. V., Vasil'chuk Yu. K. Isotopic composition of snow-cover of the Baikal region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 55–66. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-55-66. [In Russian].

- ферных осадков и снежного покрова в г. Якутске // Наука и образование. 2015. № 3. С. 10–15.
9. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Панеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 81–87.
 10. Папина Т.С., Эйрих А.Н., Малыгина Н.С., Эйрих С.С., Останин О.В., Яшина Т.В. Микроэлементный и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 41–55. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-41-55.
 11. Виноград Н.А., Токарев И.В., Строганова Т.А. Особенности формирования подземных вод основных эксплуатируемых водоносных горизонтов Санкт-Петербурга и окрестностей по данным о химическом и изотопном составе // Вестн. Санкт-Петербургского гос. ун-та. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 4. С. 575–597. doi: 10.21638/spbu07.2019.405.
 12. Tokarev I.V., Borodulina G.S., Subetto D.A., Voronyuk G.Y., Zobkov M.B. Fingerprint of the geographic and climate evolution of the Baltic–White Sea region in the Late Pleistocene–Holocene in groundwater stable isotopes (^2H , ^{18}O) // Quaternary International. 2019. V. 524. P. 76–85. doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.022.
 13. Ala-aho P., Welker J.M., Bailey H., Højlund Pedersen S., Kopec B., Klein E., Mellat M., Mustonen K.-R., Noor K., Marttila H. Arctic Snow Isotope Hydrology: A Comparative Snow–Water Vapor Study // Atmosphere. 2021. V. 12. № 2. P. 1–32. doi: 10.3390/atmos12020150.
 14. Лозовик П.А., Зобков М.Б., Бородулина Г.С., Токарев И.В. Оценка внешнего водообмена заливов озер по химическим показателям воды // Водные ресурсы. 2019. Т. 46. № 1. С. 91–101. doi: 10.31857/S0321-059646191-101.
 15. Бородулина Г.С., Токарев И.В., Левичев М.А. Оценка компонентов водного баланса Онежского озера по изотопным данным // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы II Междунар. конф. Казань: изд. Академии наук Республики Татарстан, 2019. С. 239–243.
 16. Назарова Л.Е. Атмосферные осадки в Карелии // Тр. Карельского науч. центра РАН. Сер. Лимнология. 2015. № 9. С. 114–121. doi: 10.17076/lim56.
 17. Назарова Л.Е. Изменчивость средних многолетних значений температуры воздуха в Карелии // Изв. РГО. 2014. Т. 146. № 4. С. 27–33.
 18. Лозовик П.А., Потاپова И.Ю. Поступление химических веществ с атмосферными осадками на территорию Карелии // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 1. С. 111–118.
 19. Васильчук Ю.К. Новые данные о тенденции и причинах изменения величины дейтериевого
 8. Malygina N.S., Papina T.S., Ejrih A.N., Zhirkov A.F., Zheleznyak M.N. Isotopic composition of precipitation and snow cover in Yakutsk. *Nauka i obrazovanie*. Science and Education. 2015, 3: 10–15. [In Russian].
 9. Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Papesh V. Isotope composition trend in individual snowfall in northeast of Europe. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2005, IX (3): 81–87. [In Russian].
 10. Papina T.S., Ejrih A.N., Malygina N.S., Ejrih S.S., Ostaniin O.V., Yashina T.V. Microelement and stable isotopic composition of snowpack in the Katunsky Biosphere Reserve (Altai Republic). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 41–55. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-41-55. [In Russian].
 11. Vinograd N.A., Tokarev I.V., Stroganov, T.A. Features of groundwater formation of the main aquifers of St. Petersburg and suburbs based on data of chemical and isotope composition. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. Bulletin of the St. Petersburg University. Earth sciences. 2019, 64 (4): 575–597. doi: 10.21638/spbu07.2019.405. [In Russian].
 12. Tokarev I.V., Borodulina G.S., Subetto D.A., Voronyuk G.Y., Zobkov M.B. Fingerprint of the geographic and climate evolution of the Baltic–White Sea region in the Late Pleistocene–Holocene in groundwater stable isotopes (^2H , ^{18}O). *Quaternary International*. 2019, 524: 76–85. doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.022.
 13. Ala-aho P., Welker J.M., Bailey H., Højlund Pedersen S., Kopec B., Klein E., Mellat M., Mustonen K.-R., Noor K., Marttila H. Arctic Snow Isotope Hydrology: A Comparative Snow–Water Vapor Study. *Atmosphere*. 2021, 12 (2): 1–32. doi: 10.3390/atmos12020150.
 14. Lozovik P.A., Zobkov M.B., Borodulina G.S., Tokarev I.V. Effects of external water exchange between bays of lakes on chemical indicators of water. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2019, 46 (1): 94–102. doi: 10.1134/S0097807818050123.
 15. Borodulina G.S., Tokarev I.V., Levichev M.A. Isotopic estimation of the components of the Onega lake water budget. *Ozera Evrazii: problemy i puti ih resheniya. Materialy II Mezhdunarodnoj konferencii*. Lakes of Eurasia: problems and ways to solve them. Proc. of the II Intern. Conf. Kazan: Publishing of the Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, 2019: 239–243. [In Russian].
 16. Nazarova L.E. Precipitation over the territory of Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN*. Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences. 2015, 9: 114–121. doi: 10.17076/lim56. [In Russian].
 17. Nazarova L.E. Variability of average long-term air temperature values in Karelia. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Herald of the Russian Geographical Society. 2014, 146 (4): 27–33. [In Russian].
 18. Lozovik P.A., Potapova I. Yu. Input of chemical substances with atmospheric precipitation onto the terri-

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.583.7

doi: 10.31857/S2076673421040106

Морской лёд Арктического бассейна в свете современных и прошлых климатических изменений

© 2021 г. И.И. Борзенкова*, А.А. Ершова, Е.Л. Жильцова, К.О. Шаповалова

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*irena_borzen@mail.ru

Arctic sea ice in the light of current and past climate changes

I.I. Borzenkova*, A.A. Ershova, E.L. Zhiltsova, K.O. Shapovalova

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

*irena_borzen@mail.ru

Received May 26, 2020 / Revised August 8, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *current warming, area and thickness sea-ice, warm epochs in the past, ice-free Arctic past and future.*

Summary

Data from satellite observations (1979–2020) showed that over the last 40 years, years with a decrease in the area of summer ice extent and their thickness have prevail. Over 10 years, negative trends in anomalies of ice area and thickness of the ice are –13 and –15%, respectively. There is also a rapid reduction in the area of old ice (> 4 year-old): while in 1985 it was estimated at 2.7 million km² while in March 2010 it was 0.34 million km². The paper analyses paleo-sea ice extent during the Holocene (the last 12,000 years) based on empirical biomarkers IP₂₅ (a sea ice proxy with 25 carbon atoms synthesized by the specific Arctic sea ice diatoms *Haslea* spp. which have been proven to be a suitable proxy for paleo-sea ice reconstructions) obtained from deep-sea cores from the North Atlantic. The data obtained showed that during the warm periods of the Early and Middle Holocene, the area of summer sea ice was reduced to a minimum. This confirms the conclusion made earlier in [28] that the current trend of reducing the area and thickness of ice is unprecedented over the past 1,500 years. There is no complete analogue of the climate in the past corresponding to the current level of the CO₂ concentration in the atmosphere. The closest time interval in terms of CO₂ content is the warming of the Middle Pliocene between 3 and 4 million years ago, when the CO₂ content in the atmosphere was 450–500 ppm against approximately 420 ppm at present. Paleo-climate reconstructions for this period estimate the global temperature to be 3.0–3.5±0.5 °C higher than at the end of the 19th century. Summer air temperatures in the high latitudes of the Northern Hemisphere exceeded the current ones by 8–10 °C, and the sea ice in the Arctic shelf seas was completely absent in the summer. Empirical data and model simulations have shown that presently the main driver of the reduction of the Arctic sea ice area is the increase in concentration of CO₂ in the atmosphere. At the present time old sea ice tends to be replaced by seasonal ice demonstrating natural shift from predominance of permanent ice to the ice-free Arctic. In case of continuous increase in CO₂ concentration in the atmosphere despite the emission control measures, one of the scenarios, which had happened in the past, may come true.

Citation: Borzenkova I.I., Ershova A.A., Zhiltsova E.L., Shapovalova K.O. Arctic sea ice in the light of current and past climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 533–546. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040106.

Поступила 26 мая 2021 г. / После доработки 8 августа 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *современное потепление, площадь и толщина морского льда Арктики, морской лёд, тёплые эпохи прошлого, безлёдная Арктика в прошлом и будущем.*

За период спутниковых наблюдений (1979–2020 гг.) происходит постоянное уменьшение площади летних льдов и их толщины со скоростью 13 и 15% за 10 лет соответственно. Отмечается быстрое сокращение площади льдов старше четырёх лет и увеличение площади однолетних льдов. Анализ данных о состоянии морских льдов в Арктике за голоцен, за тёплую стадию последнего межледникового и середину плейстоцена показал, что в тёплые эпохи прошлого площадь летних льдов сокращалась до минимальных значений. Эмпирические данные и результаты моделирования показывают, что в настоящее время запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными, что является естественным состоянием перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике. Основной драйвер современного сокращения морских льдов – рост содержания CO₂. Если концентрация CO₂ в атмосфере будет увеличиваться, то может сработать один из сценариев, имевший место в прошлом.

Введение

Анализ спутниковой информации за последние десятилетия позволяет детально представить пространственную и временную картину изменения площади и толщины морского льда в Арктическом бассейне [1–4]. Беспрецедентно быстрое сокращение площади и толщины морского льда в Арктике свидетельствует о несомненной роли повышения температуры воздуха – следствия усиления «парникового эффекта» в результате выбросов углекислого газа и других парниковых газов. В связи с этим возникает вопрос о возможном частичном или даже полном исчезновении морских льдов, по крайней мере в летнее время, на значительной части Арктического бассейна в ближайшие десятилетия. Даже при соблюдении Парижского соглашения 2015 г. [5] об ограничении выбросов, что не позволит повысить глобальную температуру более чем на 1,5–2,0 °C по сравнению с доиндустриальным периодом, максимальное сокращение площади морского оледенения в Арктике по данным моделирования может наступить уже к середине настоящего столетия [6, 7].

Геологическая история морского оледенения Арктического бассейна показала, что даже при относительно небольшом повышении глобальной температуры на 1,0–1,2 °C в среднем голоцене и на 1,5–1,8 °C во время максимума потепления последнего межледникового (морская изотопная подстадия 5e, около 130 тыс. лет назад) площадь морских льдов и их толщина значительно сокращались в летнее время при одновременном увеличении площади однолетних льдов [8–13]. Анализ палеоклиматической информации за последние 65 млн лет позволяет сделать вывод, что снижение концентрации «парниковых» газов и, прежде всего, содержания CO₂ в атмосфере было основной причиной формирования холодных донных вод в океане на границе эоцена/олигоцена (около 38 млн лет назад), что в дальнейшем привело к появлению горного, наземного и морского оледенения в высоких широтах [13–15].

Совместный анализ современных данных об изменении площади морских льдов в Арктике и данных о содержании CO₂ в атмосфере показал тесную зависимость между ростом концентрации CO₂ и сокращением площади оледенения

в последние 40 лет [16]. Вывод о том, что содержание углекислого газа – основной драйвер изменения морского оледенения в Арктическом бассейне в настоящее время, был получен и в работах по моделированию климата Арктического бассейна [2, 7, 17].

Задача настоящего исследования – сопоставить данные о современных изменениях площади морских льдов с состоянием оледенения в Арктике во время относительно близких к нашему времени потеплений в прошлом, когда глобальная температура превышала современную на 1,0 и 1,5–1,8 °C, что реально может произойти в сравнительно близком будущем. Ситуация, когда морской лёд в Арктике из многолетнего превращался в сезонный, неоднократно имела место в прошлом, даже при сравнительно небольшом повышении глобальной температуры [9, 11, 12].

Современное потепление и состояние морского льда в Арктическом бассейне

На рис. 1 приведены данные об изменении глобальной температуры и температуры воздуха в высоких широтах (севернее 60° с.ш.) с 1979 по 2020 г., охватывающие период мониторинга площади морских льдов с помощью системы спутниковых наблюдений. В качестве индикатора состояния морского оледенения Арктики чаще всего используются месячные данные о протяжённости ледяного покрова (sea ice extent) или площадь морского льда (sea ice area). Данные доступны на сайте Национального центра данных USA по исследованию снега и льда (National Snow and Ice Data Center, NSIDC) [19, 20]. На рис. 1, б представлены данные о протяжённости ледяного покрова в Арктике с 1979 по 2020 г. в конце весенне-летнего сезона (июнь–сентябрь), когда площадь морского оледенения достигает минимальных значений. С целью расчёта этого показателя для каждой ячейки Арктического бассейна размером 25 × 25 км оценивается наличие или отсутствие льда, пороговым значением служит сплочённость морского льда 15% и более. Ячейки со сплочённостью менее 15% считаются чистой водой, при превышении порога 15%-й сплочённости данная ячейка считается полностью занятой льдом. Протяжённость ледяного покрова – удобная характеристика для

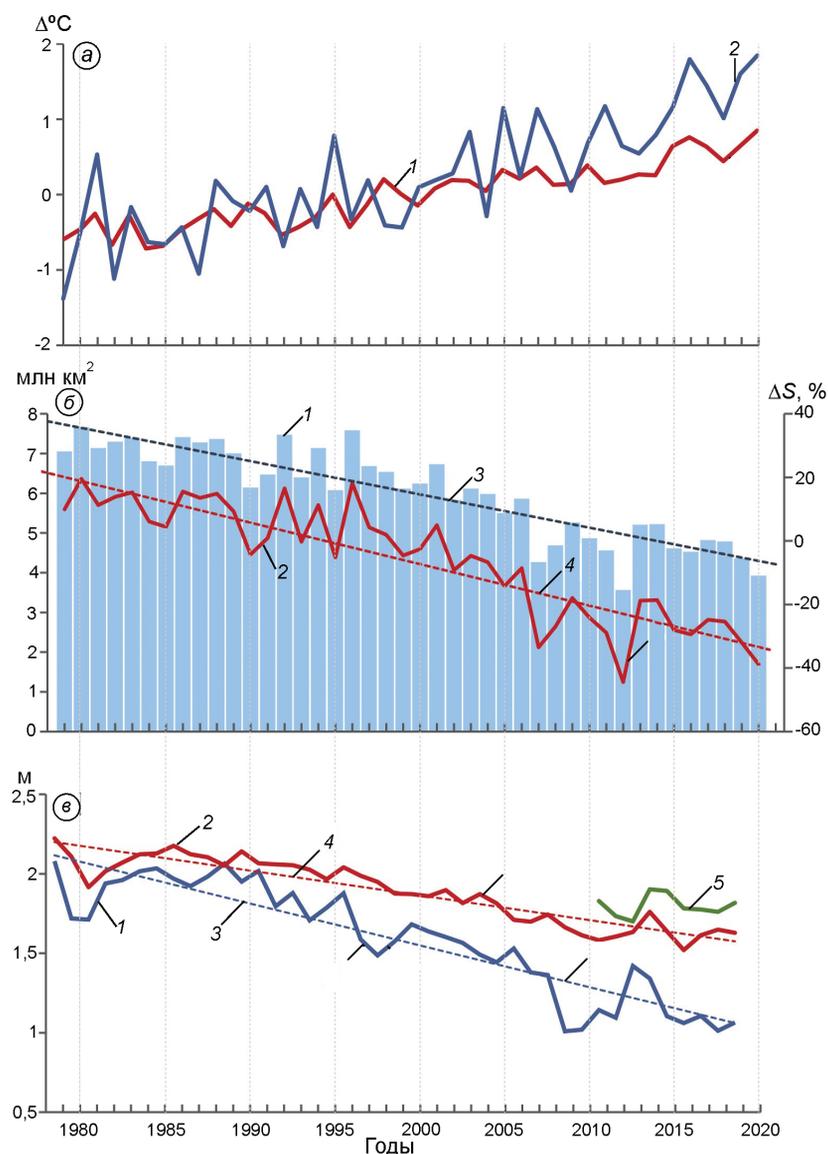


Рис. 1. Глобальная температура, температура воздуха в высоких широтах (севернее 60° с.ш.) и морские льды Арктического бассейна за последние 40 лет (1979–2020 гг.).

а: 1 – аномалии глобальной температуры воздуха (90° с.ш. – 90° ю.ш.) в отклонениях от температуры за период 1981–2010 гг.; 2 – аномалии температуры воздуха в широтном поясе 60° – 90° с.ш. в отклонениях за период 1981–2010 гг.; источник данных [18];

б: 1 – минимальная площадь морского льда (sea ice extent) в сентябре, млн км^2 ; 2 – отклонения значений минимальной площади льда (в %) от нормы (1981–2010 гг.) за период спутниковых наблюдений с 1979 по 2020 г.; 3 и 4 – линейные тренды соответственно минимальной площади льда (3) и её отклонения от нормы (4); источник данных [19];

в: 1 – изменение средней толщины льда в Арктическом бассейне в сентябре (м) и 2 – в марте с 1979 по 2020 г.; источник данных [19, 20]; 3 и 4 – линейные тренды толщины льда в сентябре и в марте соответственно; 5 – изменение толщины льда с 2009 по 2020 г. по данным CryoSAT-2; источник данных [21]

Fig. 1. Global air temperature, high-latitude air temperature and sea ice extent in the Arctic Basin over the last 40 years (1979–2020).

a: 1 – global air temperature anomalies (90° N – 90° S) relative to the 1981–2010 reference period; 2 – air temperature anomalies averaged for 60° – 90° N relative to the 1981–2010 reference period; source: [18];

b: 1 – minimum sea ice extent in September (million square kilometers); 2 – curve shows percentage of minimal sea ice extent departures from reference period (1981–2010) from 1979 to 2020; linear trends of the minimal sea ice extent (3) and its departure relative to the period 1981–2020 (4); source: [19];

v: mean sea ice thickness (m) in the Arctic Basin in September (1) and in March (2) from 1979 to 2020 [19, 20]; 3 and 4 – linear trends for September and March respectively; 5 – sea ice thickness from CryoSAT-2 over the period from 2009 to 2020; source: [21]

Тренды площади и толщины льда в сентябре [19–21]*

Годы	Площадь морского льда			Толщина льда (по данным PIOMAS)		
	в сентябре, млн км ²	аномалии площади льда относительно среднего за период 1981–2010 гг., %	тренд с 1979 г. относительно среднего за период 1981–2010 гг., %/10 лет	в сентябре, м	аномалии толщины льда относительно среднего за период 1981–2010 гг., %	тренд с 1979 г. относительно среднего за период 1981–2010 гг., %/10 лет
2000	6,25	-2,6	-6,8	1,58	-8,3	-11,1
2001	6,73	5,0	-6,2	1,68	-2,5	-11,0
2002	5,83	-9,1	-7,2	1,64	-4,9	-11,0
2003	6,12	-4,6	-7,4	1,6	-7,2	-11,2
2004	5,98	-6,7	-7,7	1,57	-8,9	-11,3
2005	5,50	-14,2	-8,5	1,49	-13,6	-11,7
2006	5,86	-8,6	-8,6	1,44	-16,5	-12,2
2007	4,27	-33,5	-10,4	1,53	-11,2	-12,1
2008	4,69	-26,9	-11,3	1,38	-19,9	-12,5
2009	5,26	-17,9	-11,5	1,36	-21,1	-12,9
2010	4,87	-24,1	-11,9	1,01	-41,4	-14,2
2011	4,56	-28,9	-12,5	1,02	-40,8	-15,3
2012	3,57	-44,4	-13,6	1,14	-33,9	-15,7
2013	5,21	-18,8	-13,3	1,1	-36,2	-16,1
2014	5,22	-18,6	-13	1,42	-17,6	-15,5
2015	4,62	-28,0	-13,1	1,34	-22,3	-15,1
2016	4,53	-29,4	-13,1	1,11	-35,6	-15,3
2017	4,82	-24,8	-13	1,06	-38,5	-15,5
2018	4,79	-25,4	-12,8	1,11	-35,6	-15,5
2019	4,36	-31,9	-12,8	1,01	-41,4	-15,7
2020	3,93	-38,8	-13,1	1,06	-38,5	-15,7

*Тренды площади льда и толщины льда значимы на 95%-м уровне значимости.

анализа сезонных и межгодовых изменений, которая позволяет наиболее адекватно построить границу распространения льда, особенно во время таяния льдов, когда использование других индикаторов может привести к недооценке площади оледенения [22].

Как видно из рис. 1, б, повышение температуры воздуха в широтной зоне (60–90° с.ш.) в последние годы составляет около 2 °С по сравнению с нормой (1981–2010 гг.), что практически вдвое превышает изменение глобальной температуры (90° с.ш.–90° ю.ш.). Как видно из рис. 1, б и таблицы, за весь период спутниковых наблюдений площади летних льдов постоянно уменьшаются, причём скорость их сокращения увеличилась практически вдвое с 2007 г., и в настоящее время тренд составляет около –13% за 10 лет. Из данных таблицы видно, что сокращение площади морских льдов сопровождается уменьшением их толщины.

Методы измерения и оценки толщины льда достаточно многообразны. Первыми методами наблюдений, позволяющими оценить толщину льда, были визуальные наблюдения с морских судов и непосредственно с поверхности льда. С зарождением и развитием авиации для описания параметров ледяного покрова начали использовать визуальные наблюдения во время авиаразведок, позднее к ним добавили и инструментальные. Технологии дистанционного зондирования, которые начали применять с середины XX в., позволили увеличить пространственный охват и число наблюдаемых параметров состояния ледяного покрова. Большое значение для оценки толщины льда играют данные, полученные в XX в. с помощью гидролокаторов верхнего обзора, установленных на подводных лодках. С развитием космических технологий появилась возможность использовать для мониторинга спутниковую информацию [3].

Спутниковое дистанционное зондирование позволило расширить знания о пространственном и временном изменении толщины льда и его возрастном составе. Методы дистанционных спутниковых наблюдений развивались в разных направлениях: использование инфракрасных спутниковых снимков, данных пассивного микроволнового излучения, измерений радиолокационных станций с синтезированной апертурой (РСА), лазерных высотомеров (альтиметров). В настоящее время данные спутникового зондирования играют главную роль в анализе состояния морского льда, при этом данные инструментальных измерений *in situ* с авиационных аппаратов и морских судов обеспечивают необходимую валидацию и корректировку спутниковых данных [13, 23].

В апреле 2010 г. Европейским космическим агентством (ЕКА) был запущен искусственный спутник Земли CryoSat-2, одна из главных целей которого – измерение толщины морского льда [19, 21]. Основным инструментом зонда служит радиолокационный интерферометрический высотомер с синтезированной апертурой SIRAL, измеряющий с высокой степенью точности превышение морского льда над уровнем моря. Толщина льда рассчитывалась по уравнению гидростатического равновесия надводной части снежно-ледяного покрова и подводной части льда, учитывающему различия плотностей воды, льда и снега.

Наблюдения со спутника CryoSat-2 покрывают почти всю территорию Северного Ледовитого океана, что обусловило широкое использование этих данных в качестве основного источника информации при оценке колебаний толщины и объёма арктического льда. Данные исследования с подводных лодок за период с 1958 по 2000 г., дополненные спутниковыми наблюдениями с 1999 по 2017 г., показали, что в шести районах Арктического океана толщина морского льда за последние 60 лет уменьшилась в среднем на 2 м, или на 66% [13, 19].

Кроме непосредственных наблюдений за изменением толщины льда, была разработана система панарктического численного моделирования льда и океана – PIOMAS (Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System), позволяющая получать непрерывные данные о толщине и объёме морского оледенения в Арктике. Полное описание данных, получаемых с помо-

щью системы PIOMAS, даётся в работах [23, 24]. Количественные оценки толщины льда в системе PIOMAS учитывают характеристики циркуляции в верхнем слое океана в полярных областях Земли, используя при этом данные реанализа NCEP/NCAR. Сравнение данных, полученных системой PIOMAS, с материалами дистанционного зондирования, наблюдений с субмарин, аэросъёмки и других натуральных наблюдений, показало хорошее воспроизведение этой системой пространственного распространения льда разной толщины, а также сезонные и межгодовые изменения толщины льда [25]. Численные оценки, полученные в рамках системы PIOMAS, охватывают площадь севернее 43° с.ш., обеспечивая достаточную временную протяжённость и полноту данных, что важно для климатических моделей, требующих длительных временных рядов данных. Результаты вычислений объёма и толщины льда в системе PIOMAS были использованы в качестве инструмента для оценки долгосрочных климатических трендов с помощью семейства моделей CMIP6 [7].

На рис. 1, в приведены данные об изменении толщины льда в Арктике с 1979 по 2020 г. в марте и сентябре с использованием сведений системы PIOMAS и данных, полученных спутником CryoSat-2 за период с 2010 по 2020 г. Как видно из рис. 1, в и таблицы, с 2010 г. отмечается значительное уменьшение толщины льда: отрицательный тренд составляет более 15% за 10 лет. Отметим, что отрицательный тренд толщины льда сохраняется за весь период с 1979 по 2020 г. как в сентябре во время минимальной годовой площади льда, так и в марте, когда ледяной покров Арктики достигает максимума. За 15-летний период спутниковых наблюдений (ICESat-2 и CS-2) Арктический океан потерял около 210⁶ км² [3].

Наряду с данными о толщине льда, важный показатель состояния ледяного покрова Арктического бассейна – возраст льда. Для его определения используют спутниковые наблюдения и наблюдения за дрейфом льдов. Эти исследования позволяют получить сведения о возрасте льда с 1980-х годов. Самые старые льды, возраст которых более четырёх лет, – главный компонент ледяного покрова Арктического бассейна, хотя в настоящее время такой лёд составляет лишь небольшую фракцию пакового льда.

Если в 1985 г. 33% льдов Арктического бассейна составляли старые льды, то в марте 2020 г. на долю старого льда в паковом льде приходилось всего 4,4%. Общая площадь распространения старых льдов в марте 2010 г. оценивается в 0,34 млн км² по сравнению с 2,7 млн км² в 1985 г. Однако в марте 2020 г. количество старых льдов даже несколько увеличилось по сравнению с 2019 г., когда его площадь оценивалась всего в 1,2% (или 0,09 млн км²) всей площади морского оледенения. Площадь ледяного покрова 3–4-летнего возраста уменьшилась с 6,4% в 2019 г. до 3,7% в 2020 г. (NOAA Arctic Repor Card, 2020) [1].

Как показал анализ эмпирических данных о температурном и ледовом режиме, в Арктике за последние 40 лет за счёт современной тёплой аномалии, когда повышение глобальной температуры по сравнению с доиндустриальным периодом составило около $0,8 \pm 0,2$ °C [6], значительно изменилось состояние морского оледенения высоких широт Северного полушария. Вероятно, и в прошлом, когда повышение глобальной температуры было сравнимо с современным или несколько превышало его, площадь морского оледенения сокращалась, а в отдельные тёплые периоды в летнее время в шельфовых морях Арктике мог наблюдаться безлёдный режим [10–12, 15].

Морские льды в голоцене (последние 12 тыс. лет)

Сведения о состоянии морских льдов в высоких широтах Северного полушария за последние тысячелетия носят в основном качественный характер, хотя неоднократно предпринимались попытки реконструкции границ распространения льдов во время тёплой аномалии средних веков (IX–XIII вв. н.э.) и похолодания «малой ледниковой эпохи» около 1450–1850 гг. Детальный обзор современных данных о состоянии морского оледенения за последние 1000 лет представлен в работе [26]. Реконструкции состояния морского оледенения в Арктике за последние 1000 лет в этой работе основаны на данных об изменении видового состава морской микрофауны, растительности на островах и в прибрежных районах, изменениях в составе глубоководных осадков, получаемых в результате морского

бурения. В работе [27] сделана первая попытка получить количественную оценку изменения площади морских льдов в Арктике за последние 1500 лет на основе обобщения косвенных данных и прямых измерений. На основе обобщения большого объёма косвенной информации авторы сделали вывод о том, что современное сокращение площади льдов в Арктическом бассейне — беспрецедентное за последние 1450 лет.

Исследования последних лет были направлены на разработку количественного индекса, позволяющего оценить изменение площади морского оледенения в прошлом [28–30]. Как они показали, некоторые виды диатомовых, живущие в морском льду при температурах воды, близких к 0 °C, могут быть использованы в качестве индикатора наличия или отсутствия морского льда. В результате этих исследований был предложен биомаркер IP₂₅ и различные его модификации (P_BIP₂₅ и P_{III}IP₂₅), основанные на наличии в ископаемой морской микрофлоре диатомовых вида *Haslea* spp. с 25 атомами углерода. Количественные значения биомаркера IP₂₅ могут изменяться от 0,2 (минимальная площадь льда или его отсутствие) до 1,0 (полное покрытие льдом). В настоящее время доступны несколько десятков непрерывных временных рядов биомаркера IP₂₅ из разных районов Северного Ледовитого океана, позволяющие получить определённую пространственную картину изменения морского оледенения за последние 10–12 тыс. лет с временным шагом от первых десятилетий до первых столетий.

На рис. 2 приведены данные об изменении площади морского льда за последние 2000 лет на основе анализе осадков глубоководного керна MSM5/5-712-1 с временным разрешением около 50 лет. КERN взят на континентальном шельфе Западного Свальбарда в проливе Фрама [31]. В результате биохимического анализа водорослей и фитопланктона в осадках керна были получены временные ряды биохимических маркеров (IP₂₅, P_{III}IP₂₅, P_BIP₂₅) от 47 г. н.э. до 1989 г. На рис. 2, а приведена реконструкция температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (севернее 30° с.ш.), выполненная на основе обобщения дендроклиматической информации за последние 2000 лет [32, 33]. Совместный анализ этих данных с данными о состоянии морского оледенения позволяет сделать

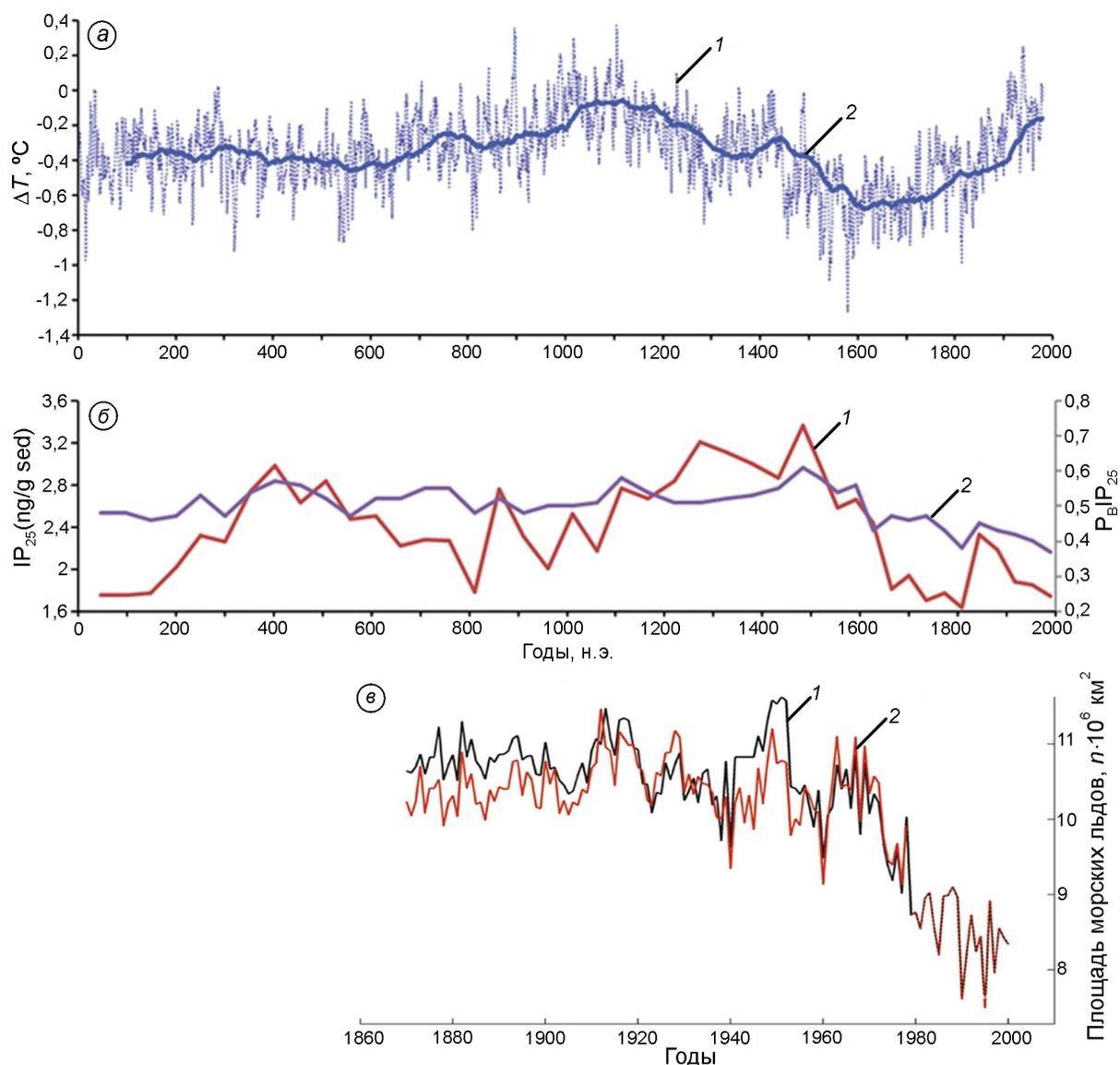


Рис. 2. Аномалии температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария и площадь морских льдов за последние 2000 лет.

a: 1 – ежегодные аномалии температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (30–90° с.ш.) в отклонениях от современной, °C; 2 – осреднённые 100-летние скользящие аномалии температуры; источник данных [33];

б: биомаркеры площади морского льда IP_{25} , P_BIP_{25} (sea ice extent), полученные по данным глубоководного ядра MSM5/5-712-1 (78°55' с.ш., 6°46' в.д.), взятого у западной континентальной границы архипелага Западный Шпицберген, пролив Фрама. 1 – IP_{25} ; 2 – P_BIP_{25} ; числовой материал взят из электронного приложения к работе [31];

в: рисунок из работы [27]; площадь морского оледенения Арктики между 1860 и 2000 гг.; 1 – площадь морских льдов (sea ice extent) в августе по косвенным данным; 2 – площадь льдов в августе, дополненная эмпирическими (спутниковыми) данными за последние годы и скорректированная авторами [27] с помощью статистических связей; рисунок из электронного приложения к статье [27]

Fig. 2. Air temperature (°C) for the extratropical zone of the Northern Hemisphere and sea ice extent over the last 2000 years.

a: 1 – annual air temperature anomalies (°C) relative to the reference period 1961–1990 averaged over extratropical part of the Northern Hemisphere (30–90° N) during the last 2000 years; 2 – 100-year running means. Air temperature reconstruction is based on tree-ring data; source data: [33];

б: – sea ice proxy indices of the sea ice extent (IP_{25} and P_BIP_{25}) from marine core MSM5/5-712- (78°55' N, 6°46' E). Continental margin of the West Svalbard, Frame Strait. 1 – IP_{25} and 2 – P_BIP_{25} ; source: data from electronic supplement of [31];

в: – figure from [27]; sea ice extent in the Arctic between 1860 and 2000; 1 – curve represents August sea ice extent; 2 – curve shows improved data of historical August ice extent index derived by statistical interpolation [27]

вывод о высокой чувствительности площади морского льда к сравнительно небольшим колебаниям температуры Северного полушария.

Три периода глобального потепления разной продолжительности (первый — от начала нашей эры до 200 г. н.э., известный как потепление Романского времени, Roman Warm Period, RWP; второй — около 700–800 г. н.э. и третий — между X и XIII вв. н.э.) характеризовались сокращением площади морского оледенения в летнее время, что нашло отражение в величинах биохимических показателей. Двум последним тёплым интервалам, потеплению между 700 и 800 гг. н.э., которое сильнее всего проявилось в Средиземноморье, и потеплению средних веков (900–1300 гг.) соответствуют самые низкие значения биохимических индексов, в отдельные годы площадь морского льда могла составлять 20% и менее. Анализ этого рисунка подтверждает вывод, сделанный в работе [27], о том, что современное потепление, начавшееся в 1980-х годах, — беспрецедентное за последние 2000 лет.

Отметим ещё две реконструкции площади морского оледенения, охватывающие последние 700–800 лет, выполненные на основе альтернативного подхода. Реконструкция, выполненная в работе [30], основана на ежегодных данных о площади морских льдов (sea ice extent) в Баренцевом и Карском морях в летнее время с 1289 по 1993 г. Реконструкция выполнена на основе кислородно-изотопного анализа ледяных кернов, взятых из шести покровных ледников архипелага Свальбард, островов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Эти данные показали, что если в конце потепления средних веков (между 1300 и 1400 гг.) площадь морских льдов составляла около 5×10^5 км² и была значительно ниже по сравнению с $8 \div 10 \times 10^5$ км² во время похолодания малой ледниковой эпохи, то в 1920–40 годах и в конце 1980-х годов прошлого столетия летние льды в этих морях составляли всего около $2 \div 3 \times 10^5$ км².

Вторая реконструкция охватывает примерно тот же период — с 1200 до 1997 г. — и характеризует состояние площади зимних льдов для обширной территории северных морей, от Гренландского моря до восточного шельфа Карского [34]. Реконструкция основана на изотопно-кислородном анализе керна, взятого из ледников архипелага Свальбард, и данных о температуре воздуха на севере Скандинавии, восстановленной

по дендроклиматическим данным. По данным работы [34], за последние 700 лет площадь морских льдов (sea ice extent) в зимнее время в северных морях изменялась от $800 \div 1000 \times 10^3$ км² во время похолодания малой ледниковой эпохи до 600×10^3 км² и менее в конце потепления средних веков, в начале XX в. (1920–40 годы) и в 1980–90-х годах.

На рис. 3 представлены данные о температуре воздуха в высоких широтах и площадь морских льдов за голоцен (последние 11 тыс. лет), полученные по исследованию глубоководных морских кернов с высокой степенью временного разрешения (около 50 лет и менее) из двух районов Арктики (пролив Фрама и Баффинов залив) [35, 37]. Температуры воздуха восстановлены на основе изотопно-кислородного анализа Гренландского керна, взятого в рамках международного проекта GRIP. Реконструкция морских льдов представлена в виде временных рядов биомаркеров $P_{\text{B}}IP_{25}$ и PIP_{25} . Как видно из рис. 3, на фоне быстрого повышения температуры на границе позднего дриаса и раннего голоцена (около $12,700 \div 11,600 \pm 0,1$ календарных лет назад) площадь морских льдов быстро сокращалась (значения биомаркеров уменьшилось с 0,8–0,9 до 0,4–0,3).

Холодный эпизод раннего голоцена около «8,2 тыс. лет назад» нашёл чёткое отражение в увеличении площади морского оледенения (величина биомаркера возросла до 0,8), о чём свидетельствуют в том числе и независимые данные из разных районов северных широт и высокой Арктики [38]. Относительно низкая степень ледовитости (биомаркеры в пределах 0,5–0,4) отмечалась в течение всего среднего голоцена, увеличение площади морского льда началось около 4 тыс. лет назад синхронно с похолоданием в высоких широтах. В течение последних 3 тыс. лет биомаркеры не отмечали похолодания в неогляциале. Уменьшение значений биомаркеров $P_{\text{B}}IP_{25}$, PIP_{25} и $НВІ ІІІ (P_{\text{III}}IP_{25})$ между ~ 2,1 и ~ 1,3 тыс. лет назад могло быть связано с потеплениями во время Романского периода (RWP) и тёплой аномалии в средние века (Medieval Warm Anomaly, MWA), которые отмечались на значительной части Северного полушария. Такие связи подтверждаются и независимой информацией из других районов (район Диско в Гренландии, Канадская Арктика и Лабрадорское море) [15, 34, 37].

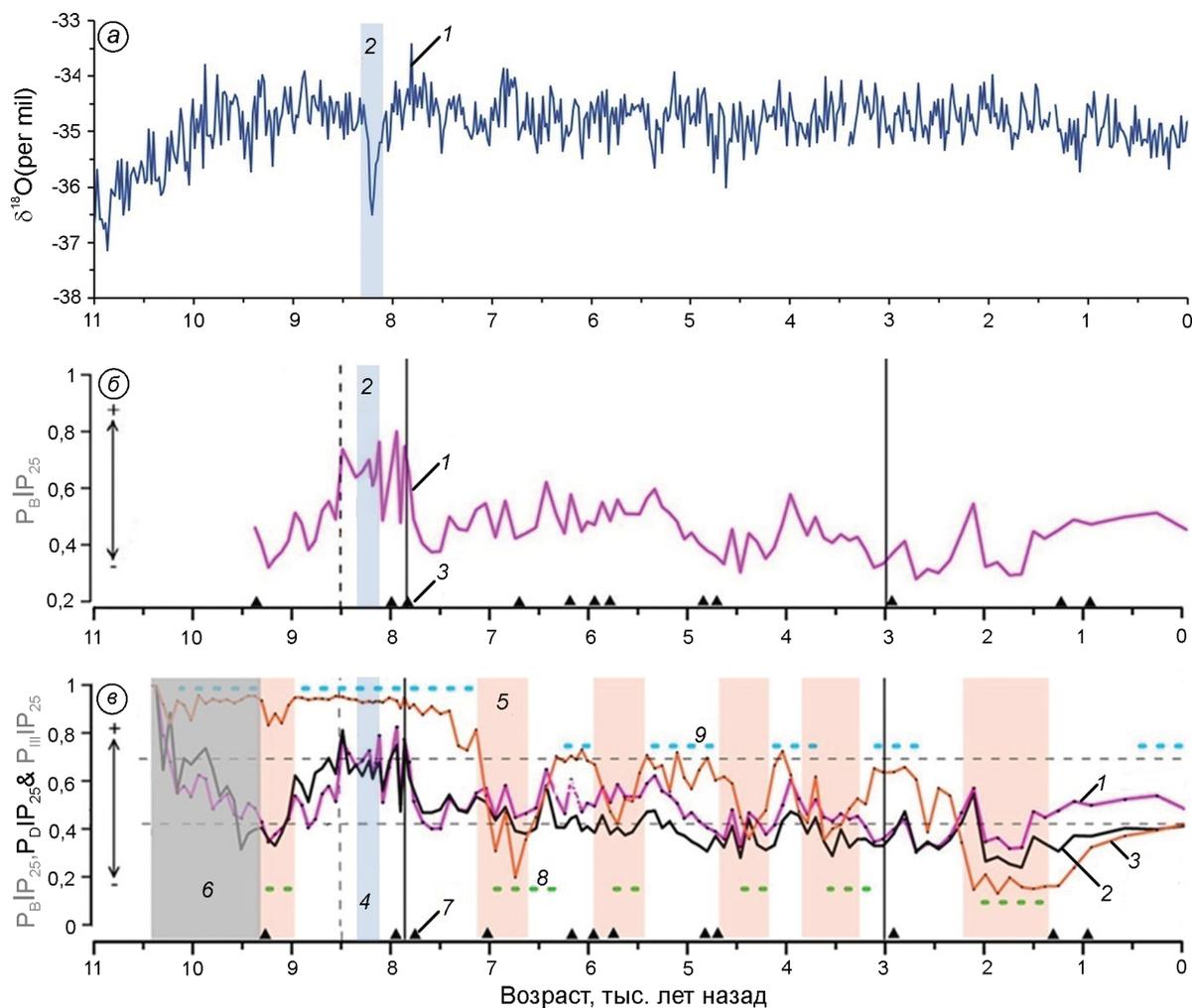


Рис. 3 Температура воздуха и морские льды Арктики в голоцене (последние 11 тыс. лет).

a: 1 – температура воздуха в высоких широтах по данным Гренландского ядра ($\delta^{18}\text{O}$) (проект GRIP); источник данных [36]; 2 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»;

b: 1 – реконструкция площади морского оледенения за последние 11 тыс. лет по данным биомаркеров IP_{25} и P_BIP_{25} ; морской ядр (GeoB19927-3, 73°35' с.ш., 58°05' з.д.) взят у западного побережья Гренландии в Баффиновом заливе; 2 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»; 3 – отмечены слои морских осадков, датированные ^{14}C ; материалы из статьи [35];

в: 1, 2 – реконструкция площади морского оледенения для поздней весны по данным биомаркеров P_BIP_{25} , P_DIP_{25} ; 3 – реконструкция площади морского оледенения по данным биомаркера $\text{P}_{III}\text{IP}_{25}$ на границе ранней весны/поздней зимы; биомаркеры определены по осадкам из морских ядер, взятых на континентальном шельфе Восточной Гренландии между 70° и 73° с.ш.; 4 – холодный эпизод около «8,2 тыс. лет назад»; 5 – интервалы голоцена с наименьшей площадью морских льдов, соответствующие периодам потепления; 6 – интервал раннего голоцена с отсутствием радиоуглеродных датировок; 7 – чёрными треугольниками отмечены слои осадков, датированные ^{14}C ; 8 – зелёными точками отмечены интервалы с минимальным количеством морского льда; 9 – голубыми точками отмечены интервалы с максимальным количеством весеннего льда; рисунок из работы [35]

Fig. 3. High-latitude air temperature and sea ice extent during the Holocene (the last 11,000 yr).

a: 1 – high-latitude air temperature record ($\delta^{18}\text{O}$) over the last 11,000 years from the GRIP (Greenland Ice Core Project) ice cores; source [36]; 2 – cool episode about «8.2 ka ago»;

b: 1 – sea ice cover reconstruction over the last 11,000 years from deep-sea marine core sediment core by using biomarkers IP_{25} and P_BIP_{25} biomarkers; the core (GeoB19927-3, 73°35' N, 58°05' W) was recovered from Baffin Bay offshore West Greenland; 2 – cool episode about «8.2 ka ago»; 3 – black solid triangles mark the AMS ^{14}C -datings; data are from the supplement to [35];

в: 1, 2 – late spring sea ice cover by using biomarkers P_BIP_{25} and P_DIP_{25} and 3 – early spring/winter sea ice cover by biomarker $\text{P}_{III}\text{IP}_{25}$. Time series of the biomarkers based on marine deep cores obtained from the continental margins of East Greenland between 70° and 73° N; 4 – cool episode about «8.2 ka ago»; 5 – the warm intervals with minimal sea ice cover; 6 – marks the core base where the age model is extrapolated only; 7 – black solid triangles mark the AMS ^{14}C -datings; 8 – green dots mark intervals with minimal sea ice cover; 9 – blue dots mark intervals with maxima spring sea ice cover; figure from [35]

Данные глубоководного бурения показывают, что в наиболее тёплые периоды голоцена ситуация напоминала современную, когда сокращалась площадь летних льдов при более стабильной площади зимнего оледенения. Самое значительное сокращение площади летнего оледенения имело место в раннем голоцене — между 10 и 8 тыс. лет назад, когда, по оценкам, сделанным в работе [11], граница льда в Гренландии отступала в глубь континента на 1000 км. Возможно, что сомкнутый ледяной покров в Северном Ледовитом океане мог отсутствовать или сильно сокращаться в шельфовых морях Арктики в летнее время.

Обсуждение результатов

Сравнительный анализ эмпирических данных о площади и толщине морского льда за последние 40–50 лет и в целом за весь голоцен (последние 12 тыс. лет) показал, что единственный временной интервал, когда скорость изменения температуры могла быть сравнима с современной, — это быстрое потепление на границе позднеледниковья и голоцена. Детальная временная шкала климатических событий этого времени датирует границу позднего дриаса/голоцена в $12,700 \pm 11,600 \pm 100$ календарных лет назад, а повышение температуры в конце этого периода (около 11,320 календарных лет назад) по изотопным данным составило от $5-6$ °C до 10 ± 4 °C за промежуток времени от 50 до 100 лет [39, 40]. Термический максимум раннего голоцена ярче всего проявился в изменении площади ледяного покрова шельфовых морей Северного Ледовитого океана (от Баренцева до Восточно-Сибирского) и растительности на островах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [41]. В этих районах зафиксировано появление древесных форм растительности, а данные глубоководного бурения в районе Свальбарда показали быстрое снижение биомаркера IP_{25} от значений, близких к полному оледенению (0,8–0,9), до величин менее 0,2 [12, 15]. Данные биомаркера IP_{25} , полученные по осадкам глубоководного керна из района Восточной Гренландии, приведены на рис. 3, в.

Авторы работы [12] считают, что во время раннеголоценового оптимума температуры шельфовые моря Северного Ледовитого океана могли

быть свободны ото льда в конце летнего сезона. Во время более длительного потепления среднего голоцена между 8 и 6 тыс. лет назад, когда глобальная температура превышала температуру конца XIX в. на $1,0 \pm 0,2$ °C, что практически совпадает с аномалией современной температуры, граница летних морских льдов смещалась к северу, о чём свидетельствует появление лесной растительности в тундровой зоне и освобождение ото льда части Гренландии [11, 14, 15].

При более значительном повышении глобальной температуры на $1,5-1,8$ °C по сравнению с концом XIX в., которое имело место во время максимума потепления последнего межледниковья (125–130 тыс. лет назад, изотопная подстадия 5e в морском разрезе), граница морского льда даже в зимнее время отступала к северу, например в Тихоокеанском секторе примерно на 800 км [9, 14, 15, 42]. Самые северные разрезы, содержащие осадки последнего межледниковья, изучены на о. Большой Ляховский, островах Северной Земли, на полуострове Таймыр и на севере Гренландии [43–45]. Анализ палеоботанических данных показал, что летние температуры воздуха во время максимума потепления 125–130 тыс. лет назад были сравнимы с температурами раннего голоцена и превышали их всего на $1-2$ °C. Граница древесной растительности продвигалась к северу на 600–700 км [9, 42, 43, 45], температуры воздуха в северо-восточной Сибири превышали современные на 9 °C. Температура воды в северной Атлантике была на 2 °C выше современной. Температура воздуха в центральной части Гренландии по данным ледяных кернов превышала температуру за последние 1000 лет на 8 ± 4 °C [9, 45, 46]. Основное отличие потепления последнего межледниковья от потепления раннего голоцена — в его продолжительности. Если потепление в раннем голоцене продолжалось от 100 до 1000 лет, то длительность тёплого периода подстадии 5e (около 125–130 тыс. лет назад) могла быть не менее пяти тысяч лет [45, 46].

Причина сокращения площади морских льдов и смещения к северу границы древесной растительности в раннем голоцене и во время максимума последнего межледниковья связана с влиянием радиационного фактора, когда приход летней солнечной радиации в результате астрономических факторов (изменения па-

раметров земной орбиты) превышал современный уровень в летнее время на 8–10%. Не менее важное влияние на повышение весенне-летних температур воздуха и таяние льдов оказывает и увеличение продолжительности солнечного сияния во время полярного дня в высоких широтах. В результате суммирования этих двух факторов количество суммарной радиации, достигающее земной поверхности в высоких широтах, могло быть сравнимо с радиацией, получаемой умеренными и даже южными широтами [12]. По расчётам, сделанным в работе [12], во время раннего-позднего оптимума температуры между 12 и 10 тыс. лет назад, количество солнечной радиации, поступающей в высокие широты Северного полушария, превышало современный уровень на 5 Вт/м^2 . По оценкам моделей климата, радиационный форсинг при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере по сравнению с доиндустриальным уровнем составляет около $3,5 \text{ Вт/м}^2$ [47]. Хотя порядок величин от влияния этих двух факторов довольно близкий, влияние солнечной радиации на термический режим зависит также от изменения облачности и альбедо поверхности.

В настоящее время предполагают, что причина быстрого сокращения площади и толщины морского льда в Арктике – увеличение концентрации CO_2 и других парниковых газов [2, 7, 8, 16]. Так, в начале 2020 г. концентрация CO_2 уже превысила 400 ppm и составляет около 412–418 ppm [48].

Глобальные климатические модели семейства CMIP (фазы 3 и 5) при задании разных сценариев внешнего (например, концентрации CO_2) и естественного воздействия воспроизводят отрицательные тренды площади морского оледенения и освобождение шельфовых морей Арктики ото льда в конце тёплого сезона к концу XXI в. [49, 50]. Сравнение результатов, полученных в ансамбле климатических моделей CMIP3 и CMIP5, показало, что при значительном разбросе данных режим свободной ото льда Арктики в летнее время в ансамбле моделей CMIP5 наступает раньше по сравнению с моделями CMIP3, хотя разброс данных остаётся значительным [51]. Некоторые из моделей показывают освобождение ото льда уже к 2060 г. и даже ранее. Результаты моделирования шестой фазы семейства моделей CMIP показали более высокую чувствительность моделей для всех вариантов внешнего воздействия (SSP1-1.9, SSP1-2.6,

SSP2-4.5 и SSP5-8.5) к концентрации CO_2 в атмосфере. Во всех сценариях свободные ото льда в сентябре (площадь морских льдов менее $1 \times 10^6 \text{ км}^2$) шельфовые моря Арктики могут образоваться даже ранее 2050 г., если антропогенная эмиссия CO_2 превысит уровень 1000 Gt по сравнению с уровнем 2019 г. [7].

История образования криосферы в высоких широтах Северного и Южного полушарий свидетельствует, что, начиная с позднего мела (около 100 млн лет назад), концентрация CO_2 в атмосфере играла ведущую роль в этом процессе [10, 15, 16]. Можно предположить, что быстрое и резкое снижение концентрации CO_2 на границе эоцен/олигоцен (около 38–37 млн лет назад) от величин, превышающих 1000 ppm в середине эоцена, до значений не выше 700–600 ppm в последующие 36 млн лет, было основной причиной снижения температуры воздуха в высоких и умеренных широтах [14, 15, 48, 52]. В конце этого периода, около 3–3,5 млн лет назад, началось формирование покровных ледников Восточной Антарктиды и Гренландии: сначала в виде горного оледенения, а позднее (около 3–2 млн лет назад) появилось постоянное морское оледенение в высоких широтах обоих полушарий [15, 16].

Полного аналога климата в прошлом, соответствующего современному уровню концентрации CO_2 в атмосфере, не существует. Самый близкий по содержанию CO_2 временной интервал – потепление среднего плиоцена между 3–4 млн лет назад, когда содержание CO_2 в атмосфере составляло около 450–500 ppm. Реконструкции климата для этого периода оценивают величину глобальной температуры на $(3,0 \div 3,5) \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ выше по сравнению с концом XIX в. [15]. Летние температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария превышали современные на 8–10 $^\circ\text{C}$, морские льды в шельфовых морях Арктики отсутствовали полностью в летнее время, в зимнее время ледяной покров занимал минимальную площадь, преимущественно в центральной части Арктики [14, 15, 51]. Если предположить, что, несмотря на ограничительные меры Парижского соглашения, рост CO_2 в атмосфере продолжится в последующие 20–30 лет и концентрация CO_2 достигнет нижнего предела, характерного для потепления среднего плиоцена, то площадь морского оледенения может сократиться до минимальных значений.

Заключение

Анализ эмпирических данных о состоянии морских льдов Арктики за последние 12 тыс. лет показал, что криосфера Земли, включающая в себя и морской лёд, представляет собой наиболее чувствительную часть глобальной климатической системы к изменению внешних факторов. Устойчивый тренд сокращения площади и толщины морского льда в Арктическом бассейне в течение последних десятилетий в определённой степени подтверждает это заключение. Быстрое сокращение площади старых льдов при одновременном увеличении площади однолетних льдов показывает, что в настоящее время механизм замещения многолетних льдов сезонными уже запущен. Это – естественное состояние перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике.

Расчёты, выполненные по климатическим моделям, показали, что в настоящее время концентрация CO_2 в атмосфере – основной драйвер сокращения площади морского оледенения в Арктическом бассейне. По оценкам Д. Нотца, арктический лёд теряет около $3 \pm 0,3 \text{ м}^2$ при поступлении в атмосферу каждой тонны CO_2 [4].

Вопрос о том, насколько должна повыситься температура воздуха в высоких широтах, чтобы процесс таяния морского льда стал необратимым, – ключевой в свете современных изменений климата. Такие оценки были сделаны уже сравнительно давно, ещё в начале 1960-х годов, когда для этих целей использовались достаточно простые теплбалансовые расчёты [52]. По мнению Дж. Скринна [8], если даже все страны исполнят обязательства по Парижскому соглашению 2015 г., то Арктика может освободиться ото льда в летнее время, когда глобальная температура превысит уровень конца XIX в. на $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Такая ситуация имела место в прошлом во время максимума потепления последнего межледниковья (около 125 тыс. лет назад) и в среднем плиоцене.

В результате дальнейшего сокращения площади покровного оледенения Гренландии и частичного таяния морских льдов дополнительные объёмы пресной воды будут поступать в Северную Атлантику, что может привести к нарушению циркуляции поверхностных и глубинных вод. Подобная ситуация неоднократно имела место в конце позднеледниковья и в раннем го-

лоцене в процессе выхода климатической системы из состояния оледенения. В результате быстрого таяния покровных ледников и сокращения площади морского оледенения огромные массы пресной воды поступали в океан, что привело к изменению скорости формирования глубинных вод в высоких широтах Северной Атлантики и вызвало ослабление Гольфстрима. Следствие этих процессов – серия быстрых похолоданий между 13 и 9 тыс. лет назад, наиболее сильно выраженных в континентальных районах Европы и Северной Америки [38].

В настоящее время первые признаки такого процесса уже обнаружены в поведении Гольфстрима, что связано с распреснением верхнего слоя океана в северной части Атлантики из-за увеличения осадков в высоких широтах и с опреснением верхнего слоя океана при таянии ледников Гренландии и морских льдов в Арктике [53, 54]. В работе [54] впервые сделана попытка реконструкции интенсивности меридиональной циркуляции в Северной Атлантике (АМОС, Atlantic Meridional Overturning Circulation) с 400 г. н.э. до 2000 г. Реконструкция сделана на основе синтеза изотопных измерений ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{15}\text{N}$ бентосной и планктонной микрофауны из глубоководных осадков), а также данных о температуре глубинных и поверхностных вод с привлечением данных континентальных разрезов и ледяных кернов из покровных ледников Гренландии. Анализ этих материалов показал, что первые признаки ослабления АМОС были отмечены ещё в XIX в., затем последовала следующая фаза ослабления с середины XX в., которая продолжается до настоящего времени, с усилением в последние десятилетия. Как показали оценки, сделанные в работе [38], последствием таких изменений в интенсивности АМОС в начале раннего голоцена стало ослабление Гольфстрима и похолодание в течение 160–200 лет, наиболее отчётливо проявившееся в прибрежных регионах Северной Европы.

Палеоклиматические реконструкции для тёплых межледниковий плейстоцена, раннего и среднего голоцена, когда глобальная температура превышала современную на $1,0\text{--}1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, показали, что площадь морского оледенения сокращалась и постоянный морской лёд превращался в сезонный [12, 15, 47]. Относительно небольшие изменения приходящей солнечной радиации в весен-

не-летнее время выступали в роли триггера для начала таяния. В настоящее время эмиссия CO₂ может выступать в роли триггера для начала процесса таяния морских льдов в Арктике.

Анализ современных и палеоклиматических данных показывает, что механизм замещения многолетних льдов сезонными в настоящее время уже запущен. Это — естественное состояние перехода от этапа преобладания сезонных льдов к безлёдной Арктике. Если предположить, что, несмотря на принимаемые меры по ограничению выбросов CO₂, рост концентрации углекислого газа и других «парниковых» газов будет продолжаться, то радиационный форсинг приведёт к повышению глобальной температуры на 1,5 °C и

более и можно ожидать существенных изменений в ледовом режиме Арктического бассейна, имевших место во время потеплений в прошлом.

Благодарности. Работа была выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60005 «Экосистемы и природопользование в арктических регионах России в контексте стратегий адаптации к изменению климата и устойчивого развития».

Acknowledgements. This study was supported by Russian Foundation For Basic Research, grant № 18-05-60005 «Ecosystems and ecosystem services in the Russian Arctic regions in the context of climate adaptation strategies and sustainable development».

References

1. NOAA Arctic Report Card: 2007–2020. www.arctic.noaa.gov/Report.
2. Overland J., Dunle E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The urgency of Arctic change. *Polar Science*. 2019, 21: 6–13.
3. Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: Losses and coupled variability (1958–2018). *Environment Research Letters*. 2018, 13: 105005. doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec.
4. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environment Research Letters*. 2018, 13: 103001.
5. UNFCCC 2015 Adoption of the Paris Agreement FCCC/CP/2015/L.9/Rev.1 <https://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/l09r01.pdf>
6. IPCC, 2018. Special Report on Global Warming of 1.5 °C. SR15. <http://www.ipcc.ch/report/sr15/>.
7. Notz D. *SIMIP Community*. Arctic sea ice in CMIP6. *Geophys. Research Letter*. 2020, 47: e2019GL086749. <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>.
8. Screen J.A. Arctic sea ice at 1.5 and 2 °C. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 360–369.
9. Stein R., Fahl K., Gierz P., Niessen F., Lohmann G. Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial. *Nature Communications*. 2017, 8: 373.
10. Jakobsson M., Long A., Ingólfsson Ó., Kjær K.H., Spielhagen R.F. New insights on Arctic quaternary climate variability from paleo-records and numerical modelling. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 3349–3358.
11. Funder S., Goosse H., Jepsen H., Kaas E., Kjær K.H., Korsgaard N.J., Larsen N.K., Linderson H., Lyså A., Möller P., Olsen J., Willerslev E.A. 10,000-year record of Arctic Ocean sea-ice variability-view from the beach. *Science*. 2011, 333: 747–750. <https://doi.org/10.1126/science.1202760>. 747–750.
12. Stranne C., Jakobsson M., Björk G. Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the Early Holocene insolation maximum. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 92: 123–132.
13. Sea Ice in the Arctic. Past, Present and Future. 2020. Eds.: O.M. Johannessen et al. Springer Nature Switzerland AG, 2020: 575 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21301>.
14. Borzenkova I.I. *Izmenenie klimata v kainozoe*. Climate change in the Cenozoic. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 246 p. [In Russian].
15. Borzenkova I.I. Glaciation history of the Arctic basin: a look from the past to assess possible changes in the future. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 221–234. [In Russian].
16. Johannessen O.M. Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO₂ on decadal time scale. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2008, 1: 51–56.
17. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environ. Research Letter*. 2018, 13: 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>.
18. <https://www.ncei.noaa.gov/data/noaa-global-surface-temperature/v5/access/timeseries>. NOAA/NCEI NOAA Global Temperature v5 (Data of rotation 20.10.2020).
19. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>. NSIDC National Snow and Ice Data Center (Data of rotation 13.10.2020).
20. <https://pscfiles.apl.washington.edu/zhang/PIOMAS/data/v2.1>. PIOMAS (Data of rotation 27.10.2020).
21. <http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/data.html>. CryoSAT-2 (Data of rotation 27.10.2020).
22. Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnage A.K. Updated daily. Sea Ice Index, Version 3. Boulder, Colorado USA, 2017. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>.
23. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophys. Research Letter*. 2013, 40: 732–737. doi:10.1002/grl.50193.
24. Zhang J., Hibler W.D., Steele M., Rothrock D.A. Arctic ice–ocean modeling with and without climate restoring. *Journ. of Physical Oceanography*. 1998, 28: 191–217. <https://doi.org/10.1175/1520-0485/>.
25. Zachary L., Gudrun M., Hal S. Variability of Arctic sea ice thickness using PIOMAS and the CESM large ensemble. *Journ. of Climate*. 2018, 31: 3233–3247. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0436.1.

26. *Bobylev L.P., Miles M.W.* Sea ice in the Arctic paleoenvironments. Sea ice in the Arctic. Past, Present and Future. Eds.: O.H. Johannessen et al. Springer Polar Sciences, Springer Nature Switzerland AG, 2020: <https://doi.org/10.1007/978-3-030-21301>.
27. *Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G.* Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*. 2011, 479: 509–512. doi: 10.1038/nature10581.
28. *Belt S.T., Smik L., Köseoglu D., Knies J., Husum K.* A novel biomarker-based proxy for the spring phytoplankton bloom in Arctic and sub-arctic settings – HBI T25. *Earth and Planetary Science Letters*. 2019, 523: 115703.
29. *Vare L.L., Massé G., Belt S.T.* A biomarker-based reconstruction of sea ice conditions for the Barents Sea in recent centuries. *Holocene*. 2010, 20: 637–643.
30. *Zhang Q., Xiao C., Ding M., Dou T.* Reconstruction of autumn sea ice extent changes since AD1289 in the Barents-Kara Sea, Arctic. *Science China Earth Sciences*. 2018, 61: 1279–1291.
31. *Cabedo-Sanz P., Belt S.T.* Seasonal sea ice variability in eastern Fram Strait over the last 2000 years. *Arktos*. 2016, 2 (22). doi: 10.1007/s41063-016-0023-2.
32. *Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M., Karlen W.* Northern Hemisphere annual temperatures from low- and high-resolution proxy data over the last 2000 years. *Nature*. 2005, 433 (7026): 613–617.
33. <https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/>.
34. *Macias Fauria M., Grinsted A., Helama S., Moore J., Timonen M., Martma T., Isaksson E., Eronen M.* Unprecedented low twentieth century winter sea ice extent in the Western Nordic seas since a.D. 1200. *Climate Dynamics*. 2009, 34: 781–795.
35. *Saini J., Stein R., Fahl K., Weiser J., Hebbeln D., Hillaire-Marcel C., de Vernal A.* Holocene variability in sea ice and primary productivity in the northeastern Baffin Bay. *Arktos*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s41063-020-00075-y>.
36. <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/su>.
37. *Müller J., Wagner A., Fahl K., Stein R., Prange M., Lohmann G.* Towards quantitative sea ice reconstructions in the northern North Atlantic: a combined biomarker and numerical modelling approach. *Earth Planet Sci. Letter*. 2011, 306: 137–148.
38. *Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhiltsova E.L., Sapelko T.V.* Cold Episode 8,200 Years Ago in Northern Europe: An Analysis of Empirical Evidence and Possible Causes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 117–132. [In Russian].
39. *Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Anders M., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M.* A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 106: 14–28.
40. *Grachev A.M., Severinghaus J.P.* A revised $+10\pm 4^\circ\text{C}$ magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. *Quaternary Science Reviews*. 2005, 4: 513–519.
41. *Paleoklimat polyarnykh oblastej Zemli v golocene.* Paleoclimate of the polar regions of the Earth in the Holocene. Eds.: D.Y. Bol'shiyanov, S.R. Verkulich St. Petersburg: AARI, 2019: 204 p. [In Russian].
42. *Brigham-Grette J., Hopkins D., Ivanov V., Basilyan A., Benson S., Heiser P., Pushkar V.* Last interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka Peninsula and St. Lawrence Island, western Beringia. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20: 419–436.
43. *Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeyer L., Andreev A.A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., Kunitsky V.V.* Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30: 2134–2159.
44. *Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C.* The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and paleo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2). *Quaternary Science Reviews*. 2015, 107: 149–181.
45. *McFarlin J.M., Axford Y., Osburn M.R., Kelly M.A., Osterberg E.C., Farnsworth L.B.* Pronounced summer warming in northwest Greenland during the Holocene and Last Interglacial. *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2018: 1720420115. doi: 10.1073/pnas.
46. NEEM Community Members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*. 2013, 493: 489–494.
47. *Berger M., Brandefelt J., Nilsson J.* The sensitivity of the Arctic sea ice to orbitally induced insolation changes: a study of the mid-Holocene Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 and 3 simulations. *Climate of the Past*. 2013, 9: 969–982.
48. *Cui Y., Brian A., Schubert B.A., Hope Jahren A.H.* A 23 m.y. record of low atmospheric CO₂. *Geology*. 2020, 48 (9): 888–892. <https://doi.org/10.1130/G47681.1>.
49. *Meleshko V.P., Pavlova N., Bobylev L., Golubkin P.* Current and projected sea ice in the Arctic in the twenty-first century. *Sea Ice in the Arctic. Past, Present and Future*. Eds.: O.M. Johannessen et al. Springer Nature Switzerland AG, 2020: 399–464.
50. *Semenov V.A., Martin T., Berens L.K., Latif M., Astafeva E.S.* Changes in the area of Arctic sea ice in the ensembles of climate models CMIP3 and CMIP5. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 77–107. [In Russian].
51. *de Nooijer W., Zhang Q., Li Q., Zhang Q., Li X., Zhang Z., Guo C., Nisancioglu K.H., et al.* Evaluation of Arctic warming in mid-Pliocene climate simulations. *Climate of the Past*. 2020, 16: 2325–2341. <https://doi.org/10.5194/cp-16-2325-2020>.
52. *Budyko M.I.* *Evolutsiya biosfery.* Evolution of the biosphere. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 487 p. [In Russian].
53. *Sévellec F., Fedorov A.V., Liu W.* Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*. 2017, 7: 604–610.
54. *Caesar L., McCarthy G.D., Thornalley D.J.R., Cahill N., Rahmstorf S.* Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium. *Nature Geoscience*. 2021, 14: 118–120. www.nature.com/naturegeoscience.

Расчёт экстремальных толщин и прочностных характеристик однолетнего ледяного покрова Карского моря с помощью термодинамической модели

© 2021 г. О.М. Андреев*, Д.В. Драбенко

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

*andoleg@aari.ru

Calculating of extreme thicknesses and strength characteristics of the first-year ice cover of the Kara Sea using a thermodynamic model

O.M. Andreev*, D.V. Drabenko

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*andoleg@aari.ru

Received October 13, 2020 / Revised March 22, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *compressive strength, flexural strength, freezing degree-days, ice thickness, thermodynamic model.*

Summary

Using the example of the Kara Sea, the possibility to calculate values of the thickness and strength characteristics of ice of rare occurrence for areas of marine waters with seasonal ice cover, where field observations are absent, is considered. A method for obtaining climatic characteristics of meteorological elements for conditions of different occurrence (extreme values) has been developed. It is based on the selection of a statistical distribution law for the «freezing degree-days» (FDD). On the basis of the obtained sums of the degree-days, the restoration of daily values of the air temperature is carried out. This technique can be applied to areas of the Arctic seas with seasonal ice cover. The obtained climatic characteristics allow us to estimate the strength properties and thickness of sea ice using a thermodynamic model. The proposed method makes it possible to calculate values of the thickness and strength characteristics of ice for the entire water area of the Kara Sea. For average climatic conditions, the calculated estimates of the periods of stable ice formation, thickness and strength characteristics of ice are in good agreement with the results of field observations. It is established that the moment of maximum ice strength does not coincide with the time when the ice reaches its maximum thickness. The characteristics of the ice cover calculated for conditions of rare occurrence also do not contradict the values observed in nature. The differences in the duration of the ice season in the south-western part of the sea from the north-eastern part, obtained under climatic conditions of different occurrence, are shown.

Citation: Andreev O.M., Drabenko D.V. Calculation of extreme thicknesses and strength characteristics of the first-year ice cover of the Kara Sea using a thermodynamic model. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021, 61 (4): 547–560. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040107.

Поступила 13 октября 2020 г. / После доработки 22 марта 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *прочность на сжатие, прочность на изгиб, сумма градусодней мороза, термодинамическая модель, толщина льда.*

Для оценки прочностных свойств и толщины морского льда использована методика получения климатических данных при условии разной повторяемости, которая может применяться для арктических морей с сезонным ледяным покровом. Проведены расчёты толщины и прочностных характеристик льда Карского моря для разных климатических условий. Полученные расчётные значения сроков устойчивого ледообразования, а также толщины и прочностных характеристик льда хорошо совпадают с результатами натурных наблюдений.

Введение

В настоящее время регион Российской Арктики — важнейший полигон для добычи полезных ископаемых (включая шельфовые разработки) и гидротехнического строительства. Из всех арктических морей именно Карское море не только богато на шельфовые месторождения углеводородов, но и характеризуется наиболее подходящими для их добычи гидрографическими условиями. Карское море — важная транспортная

артерия (участок Северного морского пути), по которому не только планируется, но и уже идёт вывоз добываемого сырья. Однако акватория моря большую часть года покрыта льдом. Именно поэтому к ключевым параметрам, определяющим возможность хозяйственного освоения акватории Карского моря, относятся морфометрические и прочностные характеристики ледяного покрова.

Проектирование и эксплуатация гидротехнических сооружений требует наличия обоснованных оценок подобных природных характеристик,

но относительно редкая сеть прибрежного гидрометеорологического мониторинга в данном регионе часто приводит к их отсутствию в конкретных локальных районах. Кроме того, результаты исследований последних лет показывают сокращение продолжительности ледового сезона как в Арктике в целом [1, 2], так и непосредственно в Карском море [3–6], что требует пересмотра полученных ранее климатических констант с учётом потепления. Ещё бóльшая неопределённость возникает, когда обоснованные оценки параметров ледяного покрова необходимо получить для локальных районов открытого моря.

Согласно действующим нормативам, приоритетными для обоснованной оценки морфометрических и прочностных свойств морского льда считаются экспериментальные данные, полученные непосредственно на месте. Если данные прямых натурных наблюдений отсутствуют, то для оценки характеристик ледяного покрова обычно применяют методы математического моделирования [7, 8] с использованием метеорологических данных реанализа (NCEP, ERA и др.) в качестве входных параметров [9, 10]. В соответствии с действующими российскими и международными нормативными документами [11, 12] к определяющим параметрам при проектировании и строительстве относятся характеристики льда редкой повторяемости. Однако на практике часто возникает необходимость оценки и годового хода (эволюции) таких характеристик. При наличии многолетних круглогодичных натурных наблюдений эта задача решается методами математической статистики. Для методов математического термодинамического моделирования обоснованная оценка эволюции необходимых характеристик ледяного покрова редкой повторяемости возможна лишь при решении вопроса об определении входных климатических (метеорологических) характеристик разной степени повторяемости (суровости климата). Одному из способов решения данной задачи и посвящена настоящая статья.

Постановка задачи

Для расчёта толщины ровного морского льда воспользуемся одномерной нестационарной термодинамической моделью, разработанной в ААНИИ [13]. Модель представляет собой тер-

модинамическую систему из двух взаимодействующих между собой сред – снега и морского льда – с граничными условиями, учитывающими их взаимосвязь с атмосферой и океаном. Физические свойства сред в модели (теплоёмкость, теплопроводность, плотность, эффективная теплота плавления/кристаллизации) рассчитываются с помощью полуэмпирических зависимостей этих величин от температуры и солёности (для льда) [14] и температуры (для снега) [8]. Интегральная солёность льда определяется в зависимости от его толщины [7, 12, 15]. Турбулентный тепломассообмен с атмосферой находится по интегральным аэродинамическим формулам [7]. Коротковолновая солнечная радиация перераспределяется в толще среды в соответствии со значениями альбедо, а также коэффициентов пропускания и ослабления [13]. Длинноволновый радиационный баланс определяется с учётом балла общей облачности [16].

Специальный блок модели позволяет рассчитывать прочностные характеристики льда в зависимости от средней по толщине температуры и солёности по методике G. Timco и R. Frederking [17] из Международного нормативного документа ISO [12]. Так, интегральный для всей толщи льда (средний) предел прочности на одноосное сжатие рассчитывается по формуле

$$\sigma_c(T, S) = a\varepsilon^{0,22}[1 - (v_T/b)^{0,5}], \quad (1)$$

где T – температура льда; S – солёность льда; a и b – эмпирические коэффициенты, зависящие от структуры льда и направления воздействия; ε – скорость деформирования; v_T – относительный свободный объём в толще льда (рассол и воздух).

Предел прочности льда на изгиб (для всей толщи) находится по формуле [12, 18]

$$\sigma_f(T, S) = 1,76 \exp(-5,88(v_b)^{0,5}), \quad (2)$$

где v_b – относительный объём рассола в толще льда.

Итак, выходные параметры модели – расчётные значения толщины, а также прочностные характеристики ровного морского льда. Начало расчётов по модели определяется датой устойчивого ледообразования, которая служит для модели внешним (задаваемым) параметром. К стандартным входным параметрам модели относятся и среднесуточные значения основных метеорологических элементов: температуры и

относительной влажности воздуха; атмосферного давления; скорости приземного ветра; балла общей облачности. Толщина снежного покрова на поверхности льда может быть как внешним, так и внутренним параметром модели. Как было показано в работе [19], для рассматриваемой модели вариации только двух из указанных выше элементов (температура воздуха и толщина снега) уже определяют до 95% изменчивости величины расчётной толщины ровного морского льда. Остальные метеорологические параметры при моделировании можно принимать в виде средних климатических значений. Таким образом, определив значения только двух указанных элементов для климата разной степени повторяемости (суровости), с помощью термодинамической модели мы можем получить искомые оценки толщины и прочностных характеристик льда.

Метод расчёта характеристик редкой повторяемости

Согласно описанной в работе [20] теории, существует относительно простой метод вычисления значений редкой повторяемости интересующего параметра непосредственно из его статистического теоретического распределения. Сущность метода состоит в том, что вероятность превышения искомой нами величиной x какого-либо определённого значения P выбирается как функция числа лет N , за которое данное превышение произойдет:

$$P = (mN)^{-1},$$

где m — число указанных событий в течение года.

Исходя из распределения величины x , по требуемому значению вероятности P можно обратным пересчётом вычислить величину интересующего нас параметра y по соотношению следующего вида:

$$\int_y^{\infty} f(x) dx = P, \quad (3)$$

где $f(x)$ — плотность распределения (вероятностей) искомой величины x .

В приведённом выражении (3) нижний предел y и представляет собой искомое нами значение, которое величина x может превышать с вероятностью P . Известно, что толщина льда —

показатель интегрального температурного воздействия, т.е. воздействия накопленных сумм температур воздуха за определённый период времени [7]. В гидрометеорологии данный параметр носит название «сумма градусодней мороза». Таким образом, первый этап решения задачи об определении климатических (метеорологических) характеристик разной степени суровости, по нашему мнению, сводится к расчёту значений соответствующих сумм градусодней мороза редкой повторяемости за холодный сезон. Это можно сделать, например, с использованием ряда сумм градусодней мороза, полученных для точки акватории моря за период продолжительностью 30 лет и рекомендуемых Всемирной метеорологической организацией (ВМО) для климатических расчётов [21].

Дальше переходим к оценке необходимых для термодинамической модели среднесуточных температур воздуха. С этой целью годовой ход температуры воздуха (за указанный 30-летний период) для выбранной нами точки на акватории моря аппроксимируется синусоидой вида

$$T = A \sin(2\pi Bk + C) + D;$$

где T — температура; A — амплитуда колебаний температуры воздуха; k — порядковый номер дня в году; B и C — коэффициенты, отвечающие за форму и смещение синусоиды по оси абсцисс; D — значение среднегодовой температуры воздуха.

Очевидно, что площадь, ограниченная нулевой ординатой сверху и синусоидой снизу (при суточном представлении оси абсцисс), представляет собой сумму градусодней мороза. Смещая полученную синусоиду по оси ординат, получаем разные значения сумм градусодней мороза. Отметим, что при этом меняются и значения абсцисс, соответствующих переходу температуры через нулевую ординату. Следовательно, с использованием определённых нами ранее значений сумм градусодней мороза для точки на акватории моря путём смещения соответствующей синусоиды можно определить как даты перехода температуры воздуха через ноль (или любую иную ординату), так и сами температуры воздуха на каждый календарный день для искомого нами климата разной степени суровости.

Толщина слоя снега на льду характеризуется крайне большой изменчивостью даже в пределах небольших локальных участков. При этом счи-

тается, что снежный покров на припайных льдах несколько толще, чем на дрейфующих [7, 22]. Известно также [7], что в климатически мягкие зимние сезоны толщина снежного покрова на льду больше, чем в холодные. Поэтому задача определения толщины снежного покрова на льду в зависимости от суровости климатических условий имеет весьма нетривиальный характер. В настоящем исследовании нам по имеющимся данным натурных наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) Карского моря удалось составить ряды из соотношения «толщина льда/толщина снега на льду» на конец периода нарастания льда. Считая это соотношение единственным за год и определив соответствующий вид его распределения (используя полученные соотношения за несколько лет), по выражению (3) можно оценить его в терминах редкой повторяемости (аналогично нахождению сумм градусодней мороза). Для получения более обобщённой картины соотношения редкой повторяемости для конкретных точек (ГМС) были усреднены. Осреднённое значение соотношения для каждого периода редкой повторяемости принималось нами единым для всей акватории моря. Данное соотношение принималось также постоянным (неизменным) в течение всего периода роста льда (т.е. до начала периода таяния снега).

Результаты расчётов

Для тестовых расчётов мы выбрали несколько точек, равномерно расположенных по всей акватории Карского моря и совпадающих с узлами метеорологического реанализа (ERA Interim). Точки расположены как непосредственно на акватории открытого моря, так и около побережья, вблизи действующих ГМС. Ряды данных из реанализа (1 января 1979 г. – 31 декабря 2010 г.) подбирали в соответствии с рекомендациями ВМО по длине ряда и его периоду для расчёта климатических норм [21]. Для каждой выбранной точки акватории моря рассчитывали суммы градусодней мороза, накопленные за каждый ледовый сезон (30 сезонов). В результате анализа градаций сумм градусодней мороза получено, что гамма-распределение наилучшим образом описывает по-

вторяемость полученных нами сумм. Общий вид гамма-распределения таков:

$$f(x) = \frac{\lambda^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\lambda x},$$

где $\Gamma(\alpha)$ – гамма-функция; λ – параметр масштаба; α – параметр формы.

По приведённому закону распределения были рассчитаны значения сумм градусодней мороза разной степени повторяемости для каждой из выбранных точек на акватории Карского моря. Для дальнейших расчётов мы выделили наиболее часто используемые в проектировании [11, 12] параметры редкой повторяемости, а именно: повторяемость один раз в 2–3 года (соответствует среднему значению); повторяемость один раз в 25 лет; повторяемость один раз в 100 лет; повторяемость один раз в 1000 лет. В таблице приведены соответствующие расчётные суммы градусодней мороза для каждой из выбранных нами точек на акватории моря. По полученным суммам и с использованием аппроксимационной синусоиды годового хода для каждой точки были получены ряды температур воздуха климата разной степени повторяемости.

Вода Карского моря – солёная, поэтому для начала ледообразования необходимо выполнить условие достижения температурой поверхности моря значения температуры замерзания. Более того, период времени от момента перехода температуры поверхности моря через значение температуры замерзания до момента, когда начинается устойчивое ледообразование, может достигать нескольких дней (или недель). С учётом данных натурных наблюдений на ГМС, за дату устойчивого ледообразования принята дата достижения температурой воздуха значения температуры замерзания морской воды плюс 10 суток (время, затрачиваемое на исчерпание теплозапаса водной толщи). Данное условие – единое для всех выбранных нами точек. Полученные даты устойчивого ледообразования (разной степени повторяемости) на всей акватории Карского моря приведены на рис. 1. Эти даты и представляли собой входные параметры термодинамической модели. Из рис. 1 следует, что лёд начинает образовываться в северо-восточной части моря, а затем в течение месяца достигает его крайней юго-западной части. Данный факт характерен для всех рассмотренных повторяемостей климатических условий.

Расчётные величины «сумм градусоидней мороза» редкой повторяемости, полученные для выбранных точек на акватории Карского моря, °С

Точка акватории	Координаты точки		Суммы, повторяемостью один раз в N лет			
	широта, с.ш.°	долгота, в.д.°	$N = 2 \div 3$	$N = 25$	$N = 100$	$N = 1000$
1	71,75	56,63	2705	3345	3655	4090
2	75,13	65,00	3639	4289	4599	5024
3	71,88	61,50	2998	3698	4033	4508
4	74,50	68,38	3750	4430	4755	5200
5	77,75	76,75	4469	5324	5729	6299
6	75,63	79,75	4346	5096	5446	5936
7	78,13	89,00	4903	5738	6128	6678
8	77,13	96,38	4706	5431	5766	6236
Порт Амдерма	69,75	61,63	2908	3563	3878	4323
О. Белый	73,38	70,00	4255	4950	5325	5812
О. Диксон	73,50	80,38	4660	5425	5780	6280
О. Голомяный	79,50	90,63	5001	5805	6185	6705
О. Визе	79,50	77,00	4773	5713	6158	6783

Толщина слоя снега на льду при наших расчётах по термодинамической модели – внутренний параметр, который определялся из соотношения толщина льда/толщина снега, полученного для всей акватории Карского моря и соответствующих климатических условий редкой повторяемости. Так, для периода повторяемости климатических условий один раз в 2–3 года (средние условия) указанное соотношение по приведённой здесь методике получено в размере 7,5, для повторяемости один раз в 25 лет – 15, а для повторяемости один раз в 100 лет и один раз в 1000 лет – 20 и 30 соответственно. При моделировании динамика снегонакопления (в годы средней и экстремальной толщины ровного морского льда) принималась исходя из этих соотношений. Плотность снега в период снегонакопления считалась равной 280 кг/м³, плотность тающего снега – 380 кг/м³.

Результаты расчётов эволюции толщины ровного морского льда и его термической структуры (распределение температур в толще льда) для района порта Амдерма, полученные при использовании параметров снега и климатических условий разной повторяемости, приведены на рис. 2. Виден значительный рост толщины льда и продолжительности его существования с увеличением суровости зимних условий, однако при этом снегонакопление на поверхности льда снижается. Из рис. 2 также заметен нелинейный характер вертикального профиля температуры льда в начале периода его таяния продолжительностью до нескольких суток. Результаты расчётов максимальной

толщины ровного морского льда для всей акватории Карского моря при климатических условиях разной повторяемости приведены на рис. 3. Видно, что наиболее толстые льды находятся в северо-восточной части моря, а наиболее тонкие – в юго-западной. При этом для средних климатических условий разница в толщине для этих районов составляет 25–30%, а с ростом суровости погодных условий она снижается до 15–20%.

На рис. 4 и 5 представлены результаты расчётов интегральных по толщине максимальных за год пределов прочности морского льда на одноосное сжатие и изгиб соответственно. Они получены по приведённым ранее формулам (1) и (2) для всей акватории Карского моря при использовании климатических условий разной повторяемости. Прочностные характеристики льда рассчитывались в соответствии с требованиями российского нормативного документа СП 38 [11], т.е. предел прочности на одноосное сжатие получен для условия приложения силы параллельно поверхности ледяного покрова, а предел прочности на изгиб соответствует изгибу консолей на плаву [23]. Из рис. 4 и 5 видно, что прочность льда в северо-восточной части моря превосходит прочность льда в юго-западной части. Превышение составляет 10–15% как для прочностей на сжатие, так и на изгиб. Рост прочностей льда при рассматриваемых климатических условиях редкой повторяемости, как видно из сопоставления рис. 4 и 5, также невелик. Например, он достигает превышения 20–30% своего среднего значения только к повторяемости 1 раз в 1000 лет.

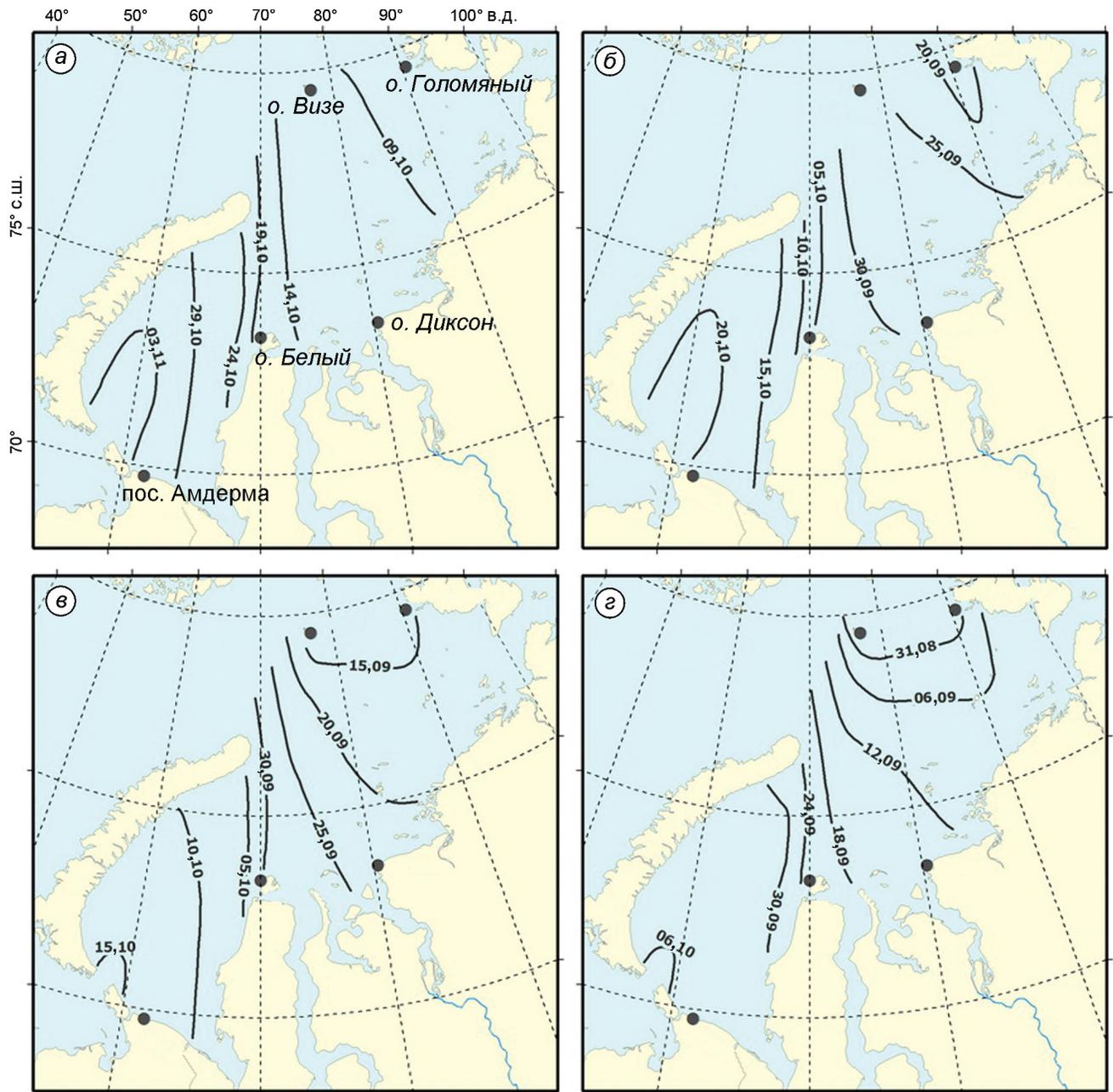


Рис. 1. Средние и экстремальные расчётные даты устойчивого ледообразования на акватории Карского моря: *a* – 1 раз в 2–3 года (средние); *б* – 1 раз в 25 лет; *в* – 1 раз в 100 лет; *г* – 1 раз в 1000 лет

Fig. 1. Average and extreme estimated dates of steady ice formation in the Kara Sea.

a – once every 2–3 years (average); *б* – once every 25 years; *в* – 1 time in 100 years; *г* – 1 time in 1000 years

Дискуссия

В результате многолетних наблюдений установлено, что в период таяния ледяного покрова арктических морей сплочённые льды (8–10 баллов) обычно скапливаются в определённых областях акватории. Эти скопления, получившие название ледяных массивов, для Карского моря

локализуются как в юго-западной части моря (Новоземельский массив), так и в северо-восточной части моря (Карский северный и Северо-земельский массивы). Новоземельский ледяной массив представляет собой обширное скопление толстого однолетнего льда, находящегося между архипелагом Новая Земля и полуостровом Ямал, обычно полностью исчезающего к се-

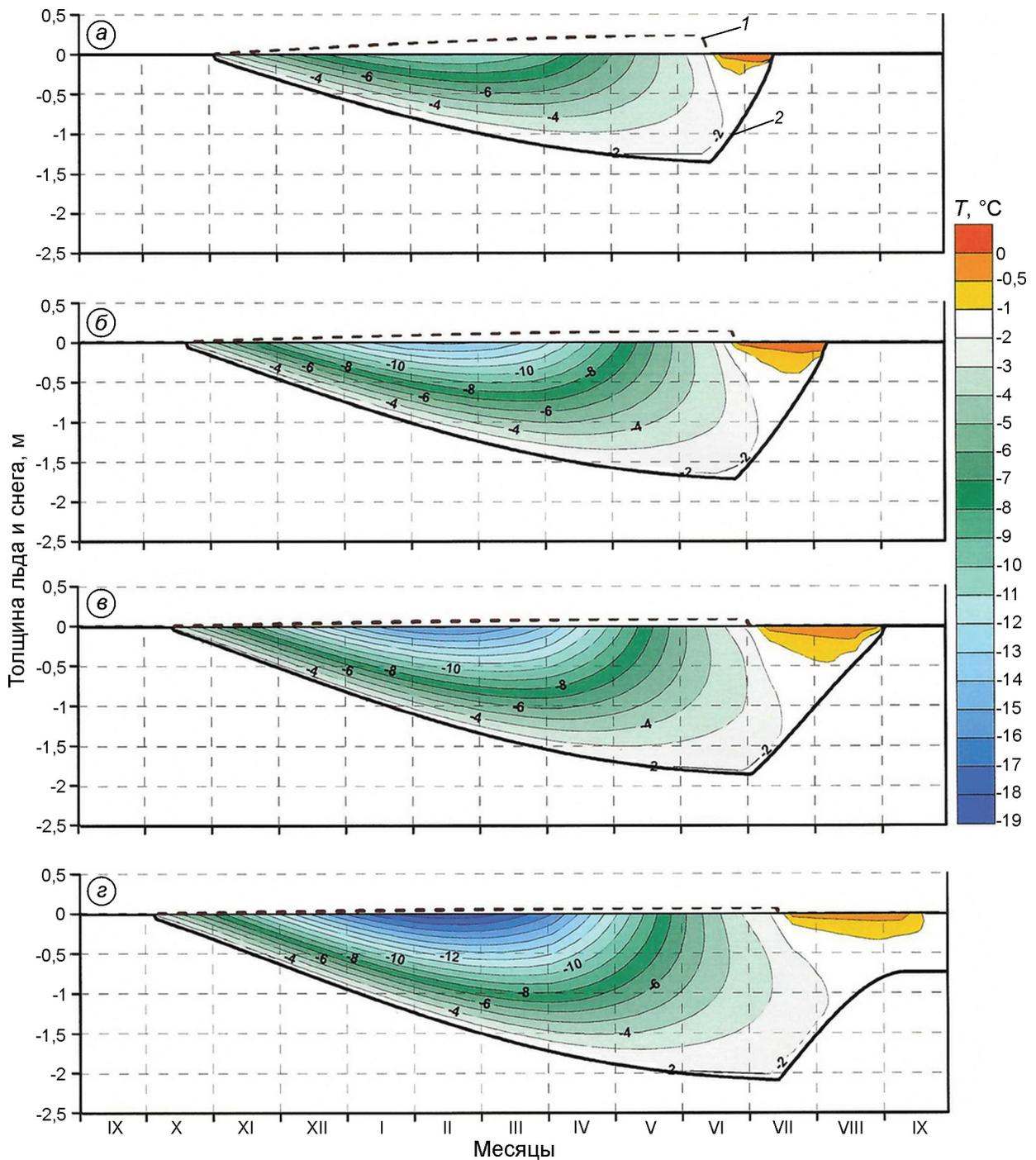


Рис. 2. Результаты расчётов эволюции средней и экстремальной толщины, м, снега (1) и ровного морского льда (2), а также термической структуры льда, $^{\circ}\text{C}$, для района порта Амдерма.

a–г – см. рис. 1

Fig. 2. The results of calculations of the evolution of the average and extreme thickness, m, of snow (1) and smooth sea ice (2), as well as thermal structure of ice, $^{\circ}\text{C}$, for point of Amderma.

a–g – see Fig. 1

редине сентября. Ледяной массив Карский северный – отрог ледяного массива Центрального арктического бассейна – расположен в север-

ной части моря. Североземельский ледяной массив состоит из местных однолетних льдов района архипелага Северная Земля. Известно, что оба

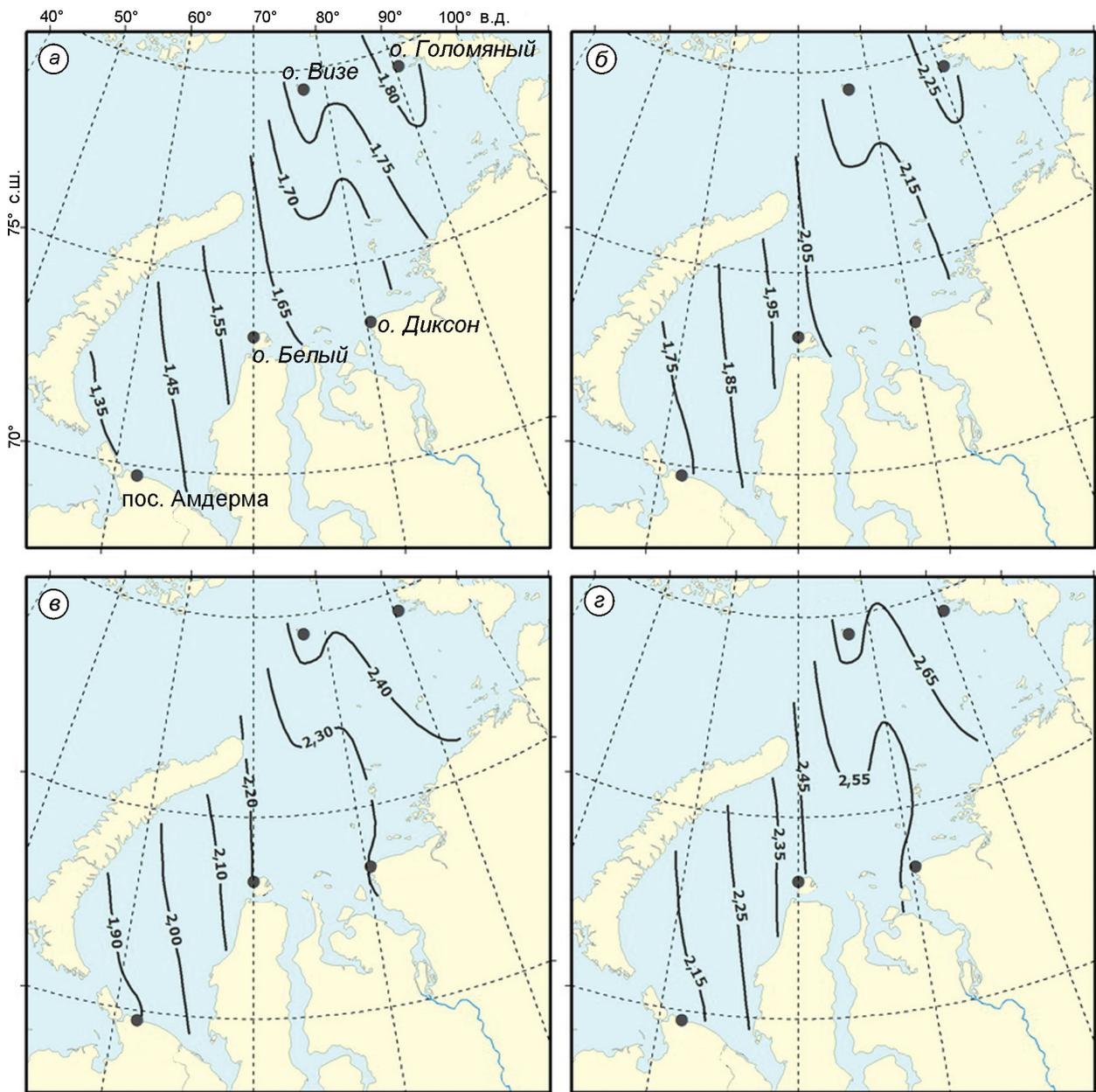


Рис. 3. Средние и экстремальные расчётные значения максимальной толщины морского льда, м.
а–г – см. рис. 1

Fig. 3. Average and extreme calculated values of the maximum thickness of sea ice, m:
а–г – see Fig. 1

эти массива могут пережить период летнего таяния. Однако в результате потепления климата в последние годы Карское море к концу периода таяния часто представляет собой водоём с ярко выраженным сезонным ледяным покровом, т.е. ледяные массивы к началу периода замерзания отсутствуют на всей акватории моря. Таким образом, мы, рассматривая вопрос об определении сроков ледообразования даже для сурового кли-

мата, считали акваторию Карского моря изначально полностью свободной от ледяного покрова. Для дальнейшего анализа важно понимать, что использование нами данных метеорологического реанализа, сглаживающего наиболее сильные колебания метеорологических параметров (характерных для натуральных измерений на ГМС), приводит к снижению их дисперсии. Это может несколько занижать получаемые результаты рас-

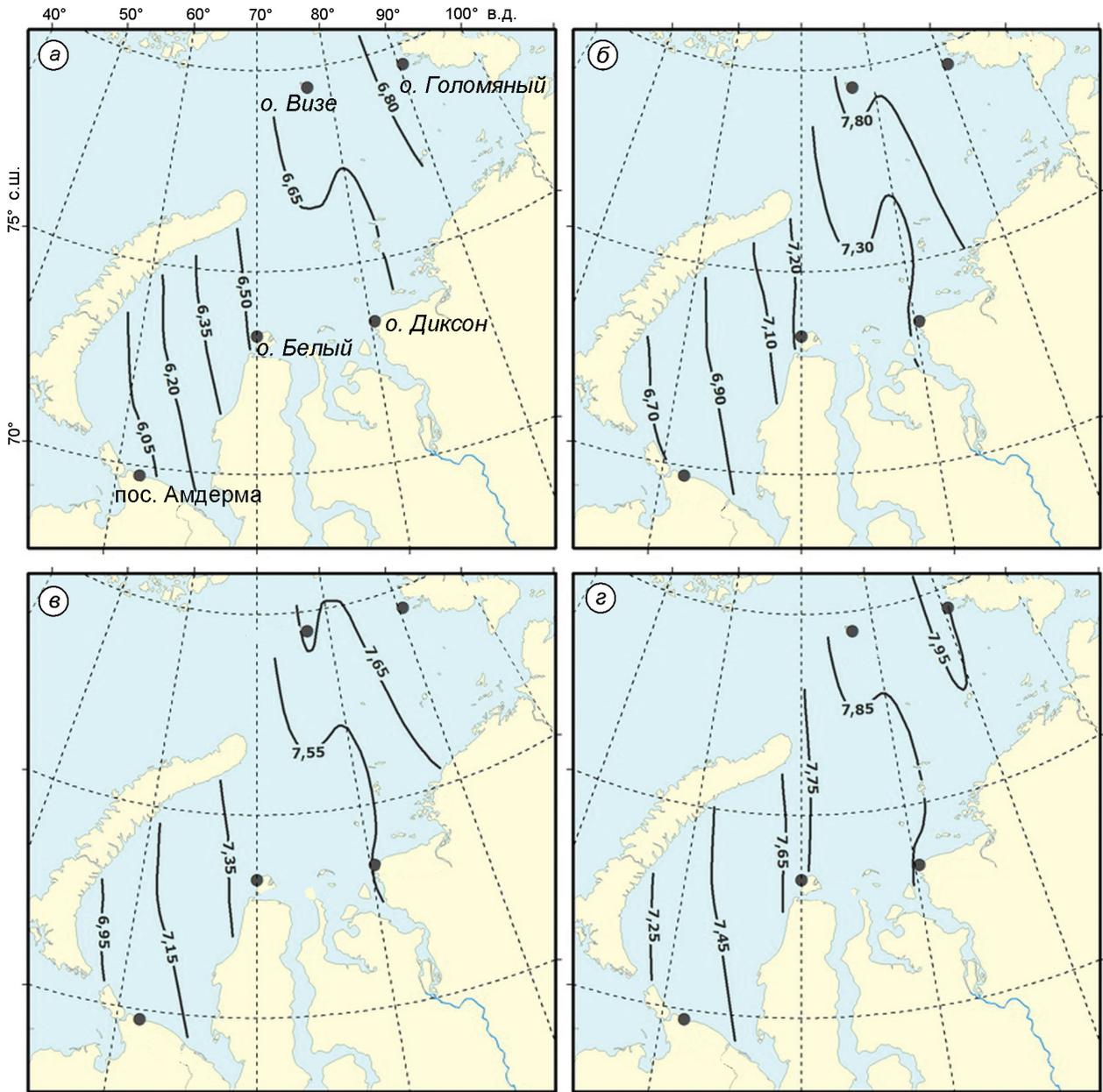


Рис. 4. Средние и экстремальные расчётные значения прочности морского льда на сжатие, МПа.

a–г – см. рис. 1

Fig. 4. Average and extreme calculated values of compressive strength of sea ice, MPa.

a–г – see Fig. 1

чётов для рассматриваемых нами параметров среды редкой повторяемости.

Сравнивая полученные нами даты устойчивого ледообразования на акватории Карского моря (см. рис. 1) с материалами работ [24–27], полученными в результате обработки данных натуральных наблюдений, отметим хорошее совпадение (\pm сутки практически для всей акватории моря) пространственно-временного распределения

для условий климатически среднего года (повторяемость один раз в 2–3 года). Это также подтверждает и аналогичное совпадение расчётных сроков с результатами многолетних наблюдений прибрежных ГМС. Ранние сроки устойчивого ледообразования на акватории Карского моря, приведённые в работах [26, 27], также свидетельствуют о хорошем соответствии ($\pm 1 \div 3$ суток) полученных нами результатов для суровых клима-

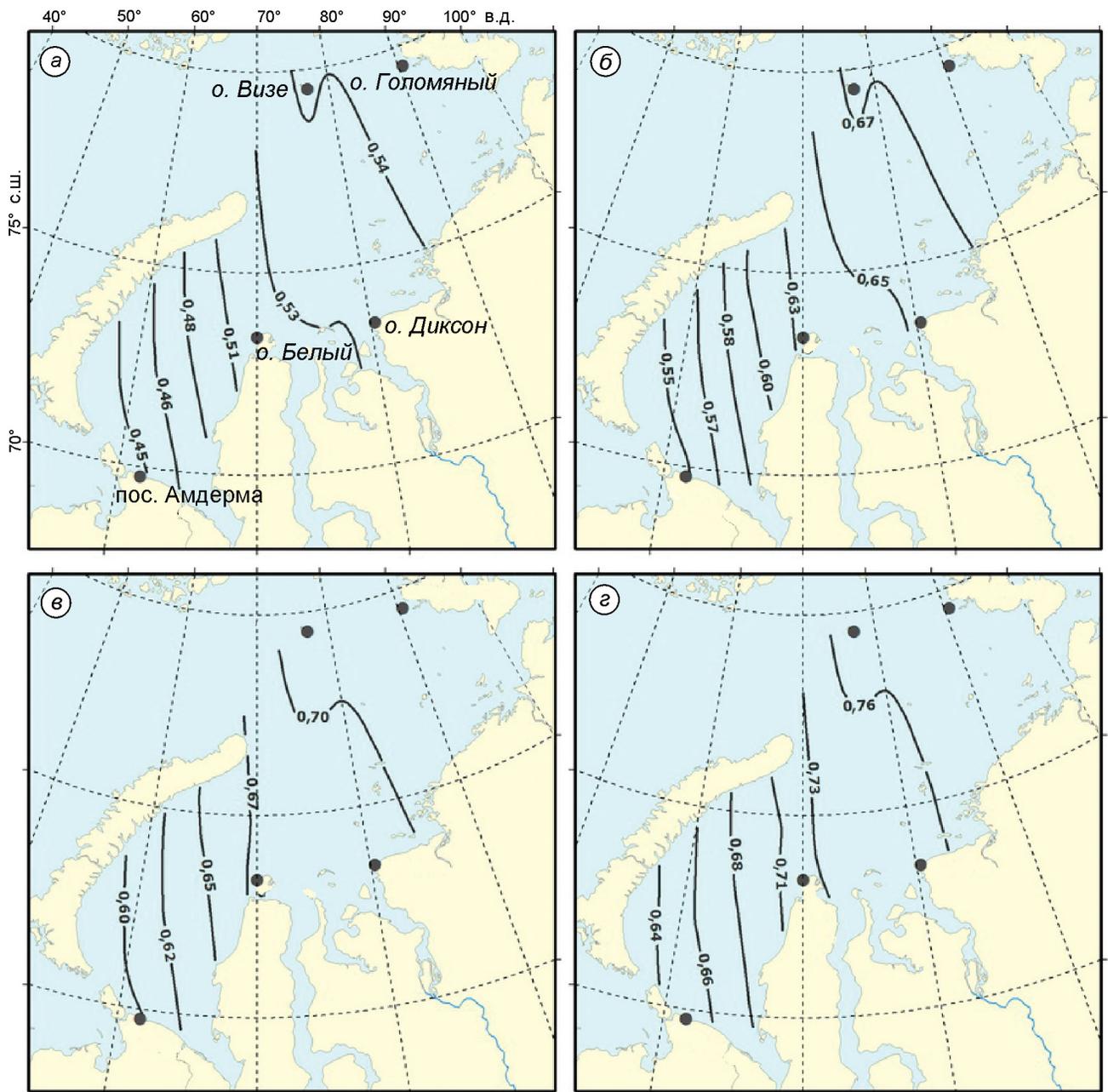


Рис. 5. Средние и экстремальные расчётные значения прочности морского льда на изгиб, МПа.

a–г – см. рис. 1

Fig. 5. Average and extreme calculated values of sea ice flexural strength, MPa.

a–г – see Fig. 1

тических условий (повторяемость 1 раз в 25 лет). К сожалению, сравнить расчётные даты устойчивого ледообразования для более редкой повторяемости с соответствующими натурными измерениями пока невозможно.

Наиболее адекватно сравнить полученные расчётные толщины льда (см. рис. 3) можно лишь с результатами многолетних наблюдений

на ГМС (за период наблюдений, близкий к использованному нами периоду расчётов 1980–2010 гг.), так как для корректного сопоставления расчётных толщин с результатами экспедиционных наблюдений в центральных частях моря недостаточно соответствующей информации. По имеющимся в нашем распоряжении данным, среднее значение толщины льда по многолет-

ним натурным наблюдениям для ГМС Амдерма составляет 1,31 м, для ГМС Марресале – 1,42 м, для ГМС о. Белый – 1,56 м, для ГМС о. Диксон – 1,67 м, а для ГМС о. Визе – 1,73 м. Видно, что совпадение с полученными нами расчётными значениями толщины льда (см. рис. 3) очень хорошее (разница между наблюдаемыми и расчётными значениями толщины льда составляет $\pm 1 \div 3$ см). Максимальное измеренное значение толщины льда, зафиксированное на ГМС Амдерма, равно 1,75 м, на ГМС Марресале – 1,95 м; на ГМС о. Белый – 1,98 м, на ГМС о. Диксон – 2,13 м, что также свидетельствует о хорошем (разница составляет $\pm 1 \div 5$ см) соответствии с ними полученных нами результатов расчёта толщины ровного льда редкой повторяемости. Заметим, что с учётом сокращения времени прогрева моря в его центральной части (при ледообразовании редкой повторяемости и соответствующем сокращении теплозапаса водной толщи) качество воспроизведения толщины в прибрежной и открытой частях моря должно быть, по нашему мнению, примерно одинаковым.

В экстремально суровые зимние сезоны (повторяемостью раз в 100 лет) ледяной покров северо-восточной части моря не успевает полностью растаять. Граница между районами моря, где таяние всё-таки происходит, и нерастаявшими льдами проходит примерно по линии мыс Желания – о. Диксон. Результаты расчётов, выполненных для экстремально суровых зим (повторяемостью 1 раз в 1000 лет), показали, что морской ледяной покров в тёплый период года не успевает растаять на всей акватории моря. Причём в районах северной и северо-восточной границ моря (районы Карского северного и Североземельского ледяных массивов) период таяния льда вообще не наступает. Данные результаты нуждаются в некотором пояснении. В наших расчётах мы принимали все периоды повторяемости климатических условий постоянными в течение не только холодного, но и тёплого периода года. Однако в природных условиях возможно и иное сочетание, т.е. за экстремально холодной зимой может следовать очень тёплое лето. Тогда и соответствующие результаты относительно процессов таяния на акватории моря могут быть несколько иными.

Многолетних непрерывных наблюдений прочностных характеристик льда Карского моря

на сети прибрежных ГМС не велось. Доступны лишь разрозненные результаты экспедиционных наблюдений. Сравнивая полученные нами результаты расчётов прочностных характеристик льда для акватории Карского моря с материалами, приведёнными в работах [22, 28], отметим вполне хорошее их соответствие для средних климатических условий. Так, для климатически среднего года на акватории Карского моря в весенние месяцы (апрель–май) прочность льда на одноосное сжатие (приведённое ко всей толщине льда) по данным натурных наблюдений составляет 1,9–4,3 МПа, а по данным наших расчётов – 2,7–5,1 МПа. Приведённый диапазон изменений включает в себя как пространственную (от точки к точке), так и временную (эволюция прочностных характеристик) составляющую. Прочности льда на изгиб, по данным экспедиционных наблюдений в апреле–мае, оцениваются в диапазоне 0,2–0,4 МПа. По результатам наших расчётов, диапазон изменения составил 0,27–0,46 МПа. Однако с течением времени (апрель–май) указанные расчётные прочностные характеристики льда снижаются от верхнего предела приведённых диапазонов к нижнему в сопровождении незначительных пространственных колебаний.

Для условий редкой повторяемости сравнить расчётные и натурные значения прочности довольно сложно, так как натурные измерения прочностных свойств проводятся в определённых временных рамках (период проведения экспедиции), напрямую не связанных с климатическими факторами. На рис. 4 и 5 приведены максимальные за год величины расчётных прочностей льда (полученные непосредственно из рядов расчётного годового хода для каждой точки). Заметим, что даже для климатически среднего года приведённые на рис. 4 и 5 значения прочностей выше, чем указанные нами средние величины прочностей, полученные по данным экспедиционных наблюдений. Этот момент важен для понимания сути эволюционных изменений прочностных характеристик льда, происходящих в течение годового периода. Он также свидетельствует о необходимости корректного выбора времени проведения экспедиционных исследований.

Используемая нами методика расчёта прочностных характеристик льда из ISO [12] для

российских проектных компаний не является обязательной. Полученные по этой методике оценки прочностных свойств льда, как следует из практики, для предела прочности на сжатие обычно расценивают как завышенные. При этом проведение расчётов эволюции прочностных характеристик льда по методике из СП 38 [11] на настоящий момент осложнено отсутствием прямой функциональной связи указанных характеристик льда с его физическими свойствами (как, например, формулы (1) и (2) для методики ISO).

Для расчёта пределов прочности на сжатие мы использовали формулу для морского льда зернистой структуры как более консервативную. Однако, как было указано в работе [22], лёд Карского моря в природных условиях имеет сложную слоистую структуру, что особенно характерно для районов открытого моря. Работы [22, 23], а также официальный нормативный документ [11] для такого случая рекомендуют вести расчёт по слоям (где верхняя четверть толщи льда представлена зернистой структурой, а нижние три четверти – волокнистой). Также при расчёте предела прочности льда на сжатие долю свободного объёма v_T мы приравнивали к доле, занимаемой только рассолом v_b , что приводило к некоторому завышению получаемых величин. Однако, поскольку проводили расчёты экстремальных (максимальных) значений прочности, с учётом сказанного получаемое искусственное завышение и приближает нас к оценке верхней границы их возможных значений. Наши оценки предела прочности на одноосное сжатие превосходят аналогичные результаты из работы [29], основанной на принципиально ином подходе к расчёту прочностных характеристик и толщины льда Карского моря.

Из приведённых на рис. 2 результатов расчётов эволюции толщины льда и его термической структуры для акватории моря вблизи порта Амдерма хорошо видно несовпадение по времени для наиболее низких температур толщи и значений максимальной толщины льда. С учётом темпов снижения среднеинтегральной солёности низкие температуры толщи льда в феврале–марте приводят к повышению значений прочности льда. Таким образом, в феврале–марте на акватории Карского моря наблюдается так называемый период максимальной прочности льда, а в мае – период максимальных значений тол-

щины льда. Все наши результаты относительно толщины и прочностных характеристик льда для каждой расчётной точки получены при условии образования и дальнейшей эволюции ледяного покрова (включая его таяние) в относительно небольшом локальном районе. В представленном исследовании не учитываются возможный дрейф льда из этого района (включая отрыв и вынос припая) и образование на его месте нового льда.

Выводы

На примере Карского моря показана возможность получения расчётных значений толщины и прочностных характеристик льда редкой повторяемости для районов морских акваторий с сезонным ледяным покровом, где отсутствуют данные натурных наблюдений. Рассмотрен способ получения климатических данных, соответствующих условиям разной повторяемости, для дальнейшей оценки прочностных свойств и толщины морского льда с помощью термодинамического моделирования. Данный способ основан на подборе статистического закона распределения для «сумм градусодней мороза» и получении значений их редкой повторяемости. Для акватории Карского моря выполнены расчёты толщины и прочностных характеристик льда для климатических условий разной повторяемости. Для средних климатических условий расчётные значения толщины и прочностных характеристик льда хорошо совпали с соответствующими результатами натурных наблюдений. Для климатических условий редкой повторяемости полученные расчётные сроки устойчивого ледообразования и расчётные максимальные толщины ровного льда также соответствуют результатам натурных наблюдений на прибрежных ГМС Карского моря.

Результаты расчётов толщины и прочностных характеристик льда редкой повторяемости можно рекомендовать к использованию для проектных организаций в качестве грубой оценки («первого приближения») на начальных этапах проектирования. Однако в дальнейшем они потребуют уточнения с учётом гидрометеорологических, батиметрических и иных особенностей локального района, для которого будет вестись проектирование.

Литература

References

1. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journ. of Climate*. 2003. № 16 (12). P. 2078–2085.
2. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. 2012. № 6 (4). P. 881–889.
3. Бородачев В.Е. Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 182 с.
4. Divine D.V., Korsnes R., Makshatas A.P. Variability and climate sensitivity of fast ice extent in the north-eastern Kara Sea // *Polar Research*. 2003. № 22 (1). P. 27–34.
5. Zubakin G.K., Egorov A.G., Ivanov V.V., Lebedev A.A., Buzin I.V., Eide L.I. Formation of the severe ice conditions in the southwestern Kara Sea // *Proc. of the 18-th Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Canada, Vancouver, 2008*. P. 623–629.
6. Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Moiseev D.V., Zhichkin A.P. Pronounced anomalies of air, water, ice conditions in the Barents and Kara Seas, and the Sea of Azov // *Oceanologia*. 2014. № 56 (3). P. 445–460.
7. Морской лед. Справочное пособие / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоздат, 1997. 402 с.
8. Ebert E.E., Curry J.A. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions // *Journ. of Geophys. Research*. 1993. V. 98. № C6. P. 10085–10109.
9. Электронный ресурс: <https://www.ecmwf.int/>. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
10. Электронный ресурс: <https://www.ncep.noaa.gov/>. National Centers for Environmental Prediction.
11. СП 38.13330.2018 Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04–82. М.: Стандартинформ, 2019. 122 с.
12. ISO/FDIS 19906:2010(E). Petroleum and natural gas industries – Arctic offshore structures. 2010. P. 435.
13. Андреев О.М., Иванов Б.В. Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2001. № 2. С. 81–88.
14. Назинцев Ю.Л., Дмитраж Ж.А., Мусеев В.И. Теплофизические свойства морского льда. Л.: изд. ЛГУ, 1988. 260 с.
15. Cox G.F., Weeks W.F. Salinity variations in sea ice // *Journ. of Glaciology*. 1974. № 13 (67). P. 109–120.
16. Makshatas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for Clouds in Sea Ice Models // *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. 1998. V. 9 (89). 30 p.
17. Timco G.W., Frederking R. Compressive strength of sea ice sheets // *Cold Regions Science and Technology*. 1990. № 17 (3). P. 227–240.
1. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journ. of Climate*. 2003, 16 (12): 2078–2085.
2. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere*. 2012, 6 (4): 881–889.
3. Borodachev V.E. *L'dy Karskogo moria*. Ice of Kara Sea. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1998: 182 p. [In Russian].
4. Divine D.V., Korsnes R., Makshatas A.P. Variability and climate sensitivity of fast ice extent in the north-eastern Kara Sea. *Polar Research*. 2003, 22 (1): 27–34.
5. Zubakin G.K., Egorov A.G., Ivanov V.V., Lebedev A.A., Buzin I.V., Eide L.I. Formation of the severe ice conditions in the southwestern Kara Sea. *Proc. of the 18-th Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Vancouver, Canada, 2008*: 623–629.
6. Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Moiseev D.V., Zhichkin A.P. Pronounced anomalies of air, water, ice conditions in the Barents and Kara Seas, and the Sea of Azov. *Oceanologia*. 2014, 56 (3): 445–460.
7. *Morskoy led. Spravochnoye posobiye*. Sea ice. Reference Guide. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian].
8. Ebert E.E., Curry J.A. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions *Journ. of Geophys. Research*. 1993, 98 (C6): 10085–10109.
9. <https://www.ecmwf.int/>. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
10. <https://www.ncep.noaa.gov/>. National Centers for Environmental Prediction.
11. СП 38.13330.2018 *Nagruzki i vozdeystviya na gidrotekhnicheskiye sooruzheniya (volnovyye, ledovyye i ot sudov)*. Aktualizirovannaya redaktsiya SNIP 2.06.04–82. Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships). Updated edition COD 2.06.04–82. Moscow: Standardinform, 2019: 122 p. [In Russian].
12. ISO/FDIS 19906:2010(E). Petroleum and natural gas industries – Arctic offshore structures. 2010. P. 435.
13. Andreev O.M., Ivanov B.V. Parameterization of radiation processes in the ice cover model. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2001, 2: 81–88. [In Russian].
14. Nazintsev Yu. L., Dmitrazh Z.A., Moiseev V.I. *Teplofizicheskiye svoystva morskogo l'da*. Thermophysical properties of sea ice. L.: Leningrad State University Publishing House, 1988: 260 p. [In Russian].
15. Cox G.F., Weeks W.F. Salinity variations in sea ice. *Journ. of Glaciology*. 1974, 13 (67): 109–120.
16. Makshatas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for Clouds in Sea Ice Models. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. 1998, 9 (89): 30 p.
17. Timco G.W., Frederking R. Compressive strength of sea ice sheets. *Cold Regions Science and Technology*. 1990, 17 (3): 227–240.

18. *Timco G.W.* Flexural strength equation for sea ice // Cold Regions Science and Technology. 1994. № 22 (3). P. 285–298.
19. *Андреев О.М., Драбенко Д.В.* О способе подготовки исходных данных разной повторяемости для термодинамического моделирования льда в Арктике // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 112–120.
20. *Гумбель Э.* Статистики экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 450 с.
21. Рекомендации по расчету климатических норм. ВМО. Сайт Гидрометцентра России. (<https://meteoinfo.ru/news/1-2009-10-01-09-03-06/11151-03062015-1-r>).
22. *Gavrilov V.P., Kovalev S.M., Lebedev G.A., Nedoshivin O.A.* Mapping of the Barents and Kara Seas by strength and bearing capacity of first-year ice // Proceedings of the 13th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. Murmansk, Russia. 1995. V. 3. P. 69–77.
23. *Гладков М.Г., Петров И.Г., Федоров Б.А.* Схема расчета предела прочности льда // Тр. ААНИИ. 1983. Т. 379. С. 75–88.
24. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Формирование возрастного состава льда в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 16–26.
25. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Сезонные изменения возрастного состава льдов в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 41–50.
26. *Егоров А.Г.* Прогноз сроков устойчивого ледообразования в юго-западной части Карского моря // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. С. 328.
27. *Егоров А.Г.* Долгосрочный прогноз сроков устойчивого ледообразования в северо-восточной части Карского моря // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2011. № 38. С. 56–78.
28. *Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Shushlebin A.I., Kolabutin N.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O., Tarasov P.A., Volodin D.A.* Physical and Mechanical Characteristics of Sea Ice in the Kara and Laptev Seas // Proc. of the 29-th Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Honolulu, USA, 2019. P. 2535–2539.
29. *Chenglin D., Sheng D., Zhifeng W.* Estimates of Sea Ice Mechanical Properties in the Kara Sea // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. P. 5101–5116.
18. *Timco G.W.* Flexural strength equation for sea ice. Cold Regions Science and Technology. 1994, 22 (3): 285–298.
19. *Andreev O.M., Drabenko D.V.* About the method of preparing the source data of different repeatability for thermodynamic modeling of ice in the Arctic. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2020, 10: 112–120. [In Russian].
20. *Gumbel E.* *Statistiki ekstremal'nykh znacheniy* Extreme Statistics. Moskva: Mir, 1965: 450 p. [In Russian].
21. <https://meteoinfo.ru/news/1-2009-10-01-09-03-06/11151-03062015-1-r>. *Rekomendatsii po raschetu klimaticheskikh norm. WMO. Sayt Gidromettsentra Rossii*. Recommendations for the calculation of climate standards. WMO Site of the Hydrometeorological Center of Russia.
22. *Gavrilov V.P., Kovalev S.M., Lebedev G.A., Nedoshivin O.A.* Mapping of the Barents and Kara Seas by strength and bearing capacity of first-year ice. Proc. of the 13th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. Murmansk, Russia. 1995, 3: 69–77.
23. *Gladkov M.G., Petrov I.G., Fedorov B.A.* The scheme for calculating the strength of ice. *Trudy AANII*. AARI works. 1983, 379: 75–88. [In Russian].
24. *Karklin V.P., Hotchenkov S.V., Yulin A.V., Smolianitsky V.M.* The formation of the age composition of ice in the southwestern part of the Kara Sea in the autumn and winter period. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2017, 3 (113): 16–26. [In Russian].
25. *Karklin V.P., Hotchenkov S.V., Yulin A.V., Smolianitsky V.M.* Seasonal changes in the age composition of ice in the north-eastern part of the Kara Sea in the autumn and winter period. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2016, 4 (110): 41–50. [In Russian].
26. *Egorov A.G.* Forecast of sustainable ice formation in the southwestern part of the Kara Sea. *Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya*. Modern problems of science and education, 2012, 4: 328. [In Russian].
27. *Egorov A.G.* Long-term forecast for sustainable ice formation in the northeastern Kara Sea. *Rezultaty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologij, modelej i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov*. Test results of new and improved technologies, models and methods of hydrometeorological forecasts. 2011, 38: 56–78. [In Russian].
28. *Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Shushlebin A.I., Kolabutin N.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O., Tarasov P.A., Volodin D.A.* Physical and Mechanical Characteristics of Sea Ice in the Kara and Laptev Seas. Proc. of the 29-th Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Honolulu, USA, 2019: 2535–2539.
29. *Chenglin D., Sheng D., Zhifeng W.* Estimates of Sea Ice Mechanical Properties in the Kara Sea. Pure and Applied Geophysics. 2020, 177: 5101–5116.

Оценка пределов прочности льда на одноосное сжатие в Охотском море по данным измерений и расчётов

© 2021 г. С.В. Годецкий*, О.В. Кокин, О.А. Кузнецова, А.С. Цвезинский, В.В. Архипов

Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия

*godetskiystas@ya.ru

Estimation of ice strength limits for uniaxial compression in the Sea of Okhotsk according to measurements and calculations

S.V. Godetsky*, O.V. Kokin, O.A. Kuznetsova, A.S. Tsvetsinsky, V.V. Arhipov

N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

*godetskiystas@ya.ru

Received December 17, 2020 / Revised September 22, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *first-year ice, sea ice, sea of Okhotsk, uniaxial compressive strength.*

Summary

The data on the strength of sea ice obtained in the course of explorations in the Sea of Okhotsk are compared with the results of calculations for the purpose to test the applicability of analytical methods to the conditions of this Sea. Two groups of samples were used to determine the ice strength limit. The first group included samples obtained from smooth drifting ice fields, and the second one were samples obtained from ice blocks similar to hummocks on a surface of an ice field. The measured characteristics of the temperature and electrical conductivity of ice were used in calculations using empirical formulas. The calculated values of the ice strength limits were compared with the measurements. Note, that application of the ISO 19906:2008 methodology (International Technical Standard) provided greater variety of strength values of both smooth and hummocky ice, and the SP 38.13330.2012 methodology (Russian Technical Standard) underestimated the values. The algorithms from the «Guidelines for Calculating Ice Strength Limits» are suitable for estimating mean values, but do not provide comparable root-mean-square deviation values with real data of direct measurements. The results of calculating the strength characteristics allow us to conclude that to obtain the extremely possible strength values the direct measurements (field tests) are necessary. ISO 19906:2008 is most suitable for estimating the values of smooth ice from the methods under consideration, and the algorithm from the «Methodical Letter on calculating Ice Strength Limits» is better to use for an average assessment of ice blocks.

Citation: S.V. Godetsky, O.V. Kokin, O.A. Kuznetsova, A.S. Tsvetsinsky, V.V. Arhipov. Estimation of ice strength limits for uniaxial compression in the Sea of Okhotsk according to measurements and calculations. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 561–570. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040108.

Поступила 17 декабря 2020 г. / После доработки 22 сентября 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *морской лёд, однолетний лёд, Охотское море, предел прочности на одноосное сжатие.*

Впервые для дрейфующего льда Охотского моря проведено сравнение измеренных и рассчитанных по инженерным методикам значений прочности морского льда на одноосное сжатие. Проанализирована точность российских и зарубежных алгоритмов расчёта с учётом региональной особенности ледовых условий. Сделан вывод, что средние значения прочности льда удовлетворительно воспроизводятся при помощи алгоритма В.В. Богородского, в то время как максимальные значения прочности более точно рассчитываются по методике ISO 19906:2008.

Введение

Один из ключевых факторов, влияющих на безопасность хозяйственной деятельности в российских морях, — морской лёд [1]. Свойства льда зависят от многих параметров: температуры, солёности, пористости, прочности, плотности, наличия минеральных и органических включений и т.д. Эти характеристики существенно меняются в зависимости от условий формирования льда [2, 3]. Согласно требованиям нормативной документации,

при проектировании техногенных конструкций на шельфе необходимо учитывать прочность морского льда [4, 5]. Алгоритмы для расчёта прочности льда, описанные в методических руководствах, базируются на материалах полевых исследований, выполненных преимущественно в Арктических морях, или на данных лабораторных экспериментов.

Главная проблема искусственных опытов — сложность воссоздания всех условий и факторов, влияющих на формирование льда в естественной среде. Основная сложность полевых экспе-

риментов связана с получением ледовых кернов и вариативностью условий, в которых ведётся их дальнейший лабораторный анализ [2]. Российские и зарубежные нормативы по расчёту прочности льда на одноосное сжатие дают разброс величин от 0,3 до 3,3 МПа [6]. Значения прочности льда на акваториях морей России, по данным полевых исследований, меняются от 0,5 до 12 МПа, что объясняется не только региональными свойствами льда, но и широкими спектрами изменения температуры образцов и скорости их нагружения с помощью специальных прессов [6].

Ледовые условия Охотского моря существенно отличаются от условий в морях Российской Арктики: весь лёд имеет местное происхождение, нет многолетних ледовых полей, толщина льда может достигать 180 см и более за счёт многократного наслоения в динамически активных районах, дрейф льда характеризуется высокими скоростями – до 130–140 см/с [7].

Анализ научной литературы и исторической информации по ледовым исследованиям, расчётных данных, работа над архивами карт, построенных на основе спутниковых снимков видимого и радиолокационного диапазонов, позволяют сделать вывод о том, что в ледяном покрове Охотского моря на всех стадиях его развития формируются региональные стабильные зоны и локальная однородность параметров их ледяного покрова может быть условием для районирования. Район Шантарских островов, Сахалинский залив, отличается активным формированием зон сжатий и деформаций льда. Под воздействием низких температур воздуха происходят смерзание и вынос сильно деформированного и восторошенного льда к северо-восточному побережью Сахалина. Включаясь в генеральный дрейф, он движется вдоль восточного побережья о. Сахалин на юг, образуя пояс максимальной ширины до 48 км труднопроходимого льда (даже для современных судов ледового класса) [8]. С севера на юг дрейфуют льды с более низкой солёностью, которые образовались в так называемом «мешке холода» у Шантарских островов и Сахалинского залива из поверхностных вод, сильно распреснённых речным стоком Амура [9]. Прочность льда в Охотском море пока изучена недостаточно.

Задача настоящего исследования – оценить применимость неспецифических методик расчёта прочности льда, описанных в российских и зарубежных инженерных руководствах [4,

10, 14], к условиям Охотского моря путём сравнения результатов вычислений с эмпирическими данными, полученными в ходе полевых работ на восточном шельфе о. Сахалин

Материалы и методы

Полевые исследования проходили в апреле 2016 и 2019 г. Работы вели в условиях умеренной (2016 г.) и мягкой зим (2019 г.) [9]. Уникальность исследования состоит в том, что накоплен большой массив данных. За два ледовых сезона 2016 и 2019 г. были отобраны и исследованы образцы с разных дрейфующих льдов. Исследования проходили в одно время (апрель) на одном и том же участке Охотского моря. Район работ охватывал северо-восточное побережье о. Сахалин – от Луньского залива до залива Пильтун. Измерения вели при помощи ледокольного судна как вдоль побережья, так и в море (от 30 до 80 км по нормали от берега) [13]. Для рассмотрения в данной статье выделены две группы кернов льда. К первой группе относятся образцы, полученные из ровного дрейфующего льда (далее – ровный лёд), ко второй – полученные из блоков льда в результате динамических процессов на поверхности ровного дрейфующего льда и образовавших различные ледяные формы (далее – блоки льда) (рис. 1).

Анализ содержания жидкой фазы в кернах показал, что формирование блоков льда может существенно различаться, однако все они после того как оказываются на поверхности ровного льда и перестают взаимодействовать с морской водой «осушаются» и приобретают отличные от ровного льда физико-механические свойства. Один из важных аспектов настоящей статьи – сравнение неоднородности и вариативности пределов прочности для «осушенных» блоков и ровного и дрейфующего льда. Образцы для испытания на одноосное сжатие представляют собой цилиндры льда высотой 15 см и диаметром 7,5 см (все геометрические параметры измеряли специализированным оборудованием). У каждого образца льда исследовали следующие три характеристики: предел прочности на одноосное сжатие, МПа; температуру, °С; солёность, ‰.

Предел прочности измерялся на специализированном электронном механическом ледовом прессе, в котором фиксируются высота поднятия



Рис. 1. Процесс отбора керна:

a – ровный лёд; *б* – блоки льда.

В статье рассматриваются две группы кернов льда. В первую группу входят образцы, полученные из плоского дрейфующего льда (ровный лёд), во вторую группу входят образцы, полученные из блоков льда, которые в результате динамических процессов оказались на поверхности ровного дрейфующего льда и образовали различные ледяные формы (блоки льда)

Fig. 1. Coring process:

a – level ice; *b* – ice blocks.

The article discusses two groups of ice cores. The first group includes samples obtained from flat drifting ice (level ice), the second group includes samples obtained from ice blocks, which, as a result of dynamic processes, appeared on the surface of flat drifting ice and formed various ice forms (ice blocks)

плиты пресса, а также время и сила нагружения образца (жёсткое нагружение). Перед выполнением полевых работ измерительное оборудование прошло проверку. Предел относительной погрешности измерения составлял 1%, частота записи данных – 2 Гц, средняя скорость нагружения образца – 0,23 МПа/с. Пресс находился в открытой лаборатории на палубе судна. Средняя температура воздуха во время работ, по данным судовой метеостанции, в 2016 г. составляла $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, в 2019 г. – $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.



Рис. 2. Разрушение образца при испытании на одноосное сжатие в момент регистрации разрушающей (пиковой) нагрузки

Fig. 2. Fracture of a specimen during testing for uniaxial compression at the moment of registration of the breaking (peak) load

Плоско-параллельность образцов обеспечивалась разделкой на специализированном станке с закреплёнными циркулярными пилами, что позволяло обеспечить одинаковую высоту образцов и аккуратный продольный срез. При выполнении экспериментов использовали прокладки из полиэтилена, которые помещали на верхнюю и нижнюю плиты для повышения трения и предотвращения смещения образцов из-под плит пресса. На рис. 2 приведён фрагмент испытания образца в момент регистрации разрушающей (пиковой) нагрузки. Время подготовки образцов максимально минимизировалось: после извлечения керна до испытаний проходило не более 10–15 мин.

Предел прочности вычислялся по формуле [4]

$$\sigma = P/S,$$

где σ – предел прочности льда на сжатие, Па; P – нагрузка, при которой происходит разрушение, Н; S – площадь сечения образца, см^2 .

Таблица 1. Пример описания текстуры керна льда, отобранного при полевых работах 2016 г.

Глубина, см	Описание горизонта
0–115	Серовато-белый лёд, количество воздушных и солевых включений – 4 балла. Плотный, с равномерно распределёнными сферическими пузырьками $d = 0,1 \div 0,5$ мм, нитями длиной до 5 мм и цилиндрами $d = 0,5$ мм.
115–220	Белёсо-серый лёд с равномерно распределёнными воздушными включениями (1–2 балла), сферическими пузырьками $d = 0,5 \div 1$ мм, вертикально вытянутыми цилиндрами $d = 0,1 \div 0,5$ мм высотой до 4 мм.
229–243	Серый прозрачный лёд, пузырьков практически нет (<5% – до 1 балла), визуальное – мелкокристаллический лёд с изометричными зёрнами $1 \times 1, 1 \times 2$ мм. При нагреве керна рукой воздушные пузырьки появляются между кристаллами льда.
243–282	Блок прозрачного серого льда, раздробленные, с крупными наклонными каналами стока рассола, кавернами, заполненными мелкокристаллическим льдом – зёрна $d = 1 \div 3$ мм, часть каналов стока – полые, $d = 5 \div 6$ мм.
282–320	Серый прозрачный лёд (1 балл) с каналами стока рассола диаметром до 5–6 мм. Лёд зернистый, кристаллы $d = 2 \div 3$ мм.
320–390	Перемешанная толща – зёрна-кристаллы льда $d = 2 \div 3$ мм, блоки серого полупрозрачного льда (1–2 балла), границы между слоями наклонные.
390–420 (подошва керна)	Полупрозрачный лёд (2 балла), зёрна $d = 2 \div 3$ мм, при переворачивании керна между кристаллами возникают воздушные пузырьки. Полностью торос не пробурен – лёд продолжается и ниже; пробурен на максимальную глубину, которую позволяют имеющиеся штанги.

При измерении прочности льда замечен большой разброс исследуемой величины, что связано с пространственно-временной изменчивостью текстуры и подтверждается описанием кернов. Текстуру исследовали на каждой ледовой станции. Пример её описания дан в табл. 1.

Температура и солёность льда измерялись у керна, отобранного в 10–15 см от мест взятия образцов для испытания предела прочности. Температуру измеряли с шагом 10 см по всей толщине керна. Показатели солёности получали путём измерения электропроводности талого льда; образцы также отбирали с шагом 10 см.

Из всего массива полевых данных были отобраны и разделены на группы только те керны льда, которые примерно соответствовали толщине льда при естественном нарастании в апреле 2016 и 2019 гг. Возможное нарастание морского льда на момент проведения зимних исследовательских работ было оценено с помощью известных эмпирических формул:

а) Н.Н. Зубова [15] –

$$h_i^2 + 50h_i = 8\Sigma(-T_a);$$

б) В.П. Гаврило и К.К. Сухорукова [16] –

$$h_i^2 + 6,7h_i = 6,1\Sigma(-T_a);$$

в) В.П. Доронина [17] –

$$h_i^2 - h_i^0 = 12\Sigma(-T_a),$$

где h_i – толщина льда; h_i^0 – начальная толщина льда; $\Sigma(-T_a)$ – сумма градусодней мороза.

Данные формулы не учитывают теплофизические свойства снежного покрова и их влияние на нарастание льда. Расчёты были выполнены по СГДМ (сумме градусодней мороза), рассчитанной по значениям температур, зафиксированным на метеостанции сети Росгидромета на о. Большой Шантар (индекс ВМО 31174). Результаты расчётов СГДМ соответствуют времени выполнения полевых измерений на акватории Охотского моря. Они приведены в табл. 2. После расчётов СГДМ по эмпирическим формулам была выполнена оценка нарастания льда. Итоговые результаты возможной теоретической толщины льда даны в табл. 3.

Исходя из расчётных данных табл. 3 и сравнения их с полученными измерениями, были выделены критерии для анализа. Ровный лёд в исследуемом районе в данное время года примерно соответствовал толщине 110–120 и 100–110 см для 2016 и 2019 гг. соответственно. Для дальнейшего исследования были выбраны измерения в тех кернах, мощность которых соответствовала указанным здесь показателям. Предел прочности льда по методике из СП 38.13330.2012 [4] получают при помощи табличных значений и рассчитанного количества жидкой фазы. При расчёте количества жидкой фазы использовалась следующая формула [4]:

$$\xi_i = Swt(1 - 0,018ti)/0,018ti, \quad 0 < ti < -7,3^\circ\text{C},$$

где ξ_i – количество жидкой фазы; Swt – солёность льда; ti – температура льда.

Таблица 2. Расчёты суммы градусодней мороза по данным ГМС Большой Шантар

Даты	Сумма градусодней мороза, °С	
	2016 г.	2019 г.
1 апреля	-2324	-2025
10 апреля	-2348	-2055
20 апреля	-2406	-2072

Расчёты по методике из ISO 19906:2008 [12] похожи на расчёты по методике СП 38.13330.2012 [4], так как в обоих случаях требуется определить количество жидкой фазы. По Международному стандарту [12] рассчитывать данную величину предлагается с применением формулы

$$v = S(49,18/|T| + 0,53),$$

где v – объёмная доля рассола; S – солёность льда; T – температура льда.

Предел прочности вычисляют по формуле [12]

$$\sigma = 37\varepsilon^{0,22}(1 - (v_i/0,27)^{0,5}),$$

где σ – предел прочности льда на сжатие, Па; ε – скорость деформации; v_i – общая объёмная доля пустот.

Методика допускает использование вместо параметра v_i параметр v . Скорость деформации ε можно заменить на коэффициент 0,22 [12]. Для расчёта предела прочности по алгоритму «Методического письма по расчёту пределов прочности льда» [11] была оцифрована номограмма зависимости обобщённого (среднего) предела прочности образцов льда при сжатии (МПа) от температуры для различных солёностей (рис. 3); каждая кривая соответствует определённой солёности льда. Для этого применялось программное обеспечение GetData Graph Digitizer. С целью упрощения дальнейшего процесса расчёта для кривых (см. рис. 3) были вычислены полиномиальные функции (табл. 4). Изучить поведение функции на графике, аппроксимировав её некоторым многочленом, часто легче, чем исследовать ту же функцию непосредственно с графика.

При помощи полученных полиномиальных функций и алгоритма, указанного в работе [11], были рассчитаны пределы прочности льда при сжатии. В расчётах использовали значения температуры и солёности льда, полученные при полевых исследованиях.

Таблица 3. Расчётная толщина морского льда по разным формулам для 2016 г. (числитель) и 2019 г. (знаменатель), см

Даты	Н.Н. Зубова	В.П. Доронина	В.П. Гаврило и К.К. Сухорукова
1 апреля	114/105	167/156	121/113
10 апреля	114/106	168/157	122/114
20 апреля	116/106	170/158	124/115

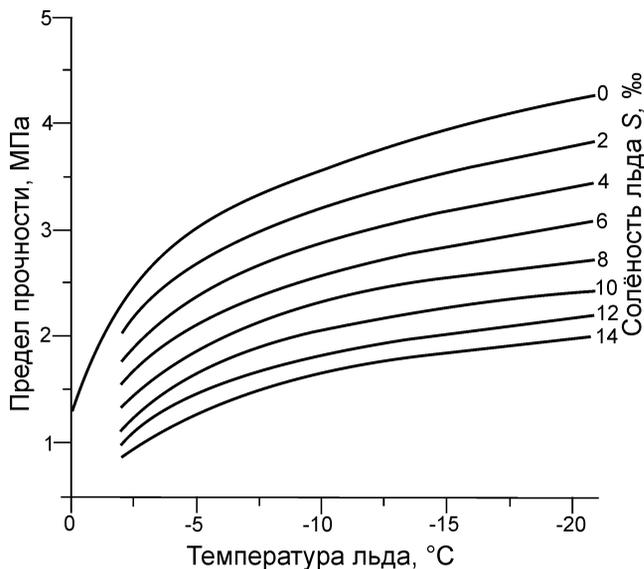


Рис. 3. Зависимости прочности льда на одноосное сжатие (МПа) от температуры (°С) при разной солёности льда (‰), построенные с использованием предрасчитанных полиномиальных функций по алгоритму В.В. Богородского [11]

Fig. 3. Dependence of ice uniaxial compressive strength (MPa) on temperature (°C) and salinity (‰) of ice, based on calculated polynomial functions, using algorithm of V.V. Bogorodsky [11]

Результаты

Данные о числе испытанных образцов морского льда и блоках сухого льда, результаты расчётов среднеквадратического отклонения (СКО) и средних значений предела прочности льда приведены в табл. 5. Вычисления были разделены на группы по измеренным температурам исследуемого керна. Зависимости средних значений предела прочности льда от температуры показаны на рис. 4. Прочность льда на одноосное сжатие по алгоритму [11] учитывает изменение температуры и солёности льда. Прочность, рассчитанная по методике [4] и [12], зависит от объёмной доли рассола. Самый большой массив полевых дан-

Таблица 4. Полиномиальные функции для предела прочности льда на одноосное сжатие при различной солёности, по данным из методического письма В.В. Богородского (X – температура образца, °C; Y – предел прочности образцов при сжатии, МПа)

Солёность, ‰	Полиномиальные функции
0	$Y = 1,29 - 0,65X - 9,08 \cdot 10^{-2}X^2 - 7,2 \cdot 10^{-3}X^3 - 2,8 \cdot 10^{-4}X^4 - 4,2 \cdot 10^{-6}X^5$
2	$Y = 1,17 - 0,555X - 7,3 \cdot 10^{-2}X^2 - 5,67 \cdot 10^{-3}X^3 - 2,2 \cdot 10^{-4}X^4 - 3,3 \cdot 10^{-6}X^5$
4	$Y = 0,91 - 0,53X - 7,1 \cdot 10^{-2}X^2 - 5,565 \cdot 10^{-3}X^3 - 2,19 \cdot 10^{-4}X^4 - 3,4 \cdot 10^{-6}X^5$
6	$Y = 0,83 - 0,44X - 5,4 \cdot 10^{-2}X^2 - 4 \cdot 10^{-3}X^3 - 1,55 \cdot X^4 - 2,35 \cdot 10^{-6}X^5$
8	$Y = 0,72 - 0,365X - 3,78 \cdot 10^{-2}X^2 - 2,5 \cdot 10^{-3}X^3 - 9,1 \cdot 10^{-5}X^4 - 1,37 \cdot 10^{-6}X^5$
10	$Y = 0,44 - 0,42X - 4,8 \cdot 10^{-2}X^2 - 3,1 \cdot 10^{-3}X^3 - 10^{-4}X^4 - 1,26 \cdot 10^{-6}X^5$
12	$Y = 0,39 - 0,368X - 4,4 \cdot 10^{-2}X^2 - 3,2 \cdot 10^{-3}X^3 - 1,2 \cdot 10^{-4}X^4 - 1,76 \cdot 10^{-6}X^5$
14	$Y = 0,52 - 0,2X - 1,16 \cdot 10^{-2}X^2 - 2,89 \cdot 10^{-4}X^3 + 3,3 \cdot 10^{-6}X^4 + 9,12 \cdot 10^{-8}X^5$

Таблица 5. Расчёт среднеарифметических значений (знаменатель) и средних квадратических отклонений (числитель) прочности льда на одноосное сжатие разными методами

Температура льда, °C	Полевые данные, МПа	По алгоритму В.В. Богородского, МПа	По методике из СП 38.13330.2012, МПа	По методике из ISO 19906:2008 г, МПа	Число образцов
<i>Ровный лёд</i>					
-1	1,21/1,70	0,11/1,45	0,19/0,90	0,83/1,82	18
-2	1,44/2,03	0,13/1,58	0,15/1,01	0,67/2,34	124
-3	0,60/1,03	0,34/1,95	0,37/1,42	1,27/3,76	9
<i>Блоки льда</i>					
-1	0,77/1,74	0,12/1,50	0,94/1,37	1,20/3,90	27
-2	0,55/1,88	0,24/1,74	0,71/1,04	1,46/3,43	5

ных получен из кернов ровного льда при температуре -2 °C, 124 образца). Значения солёности данных образцов находятся в диапазоне от 2 до 8,5 ‰. Вероятно, такие колебания обусловлены расположением образцов на различных горизонтах. В кернах из блоков льда – разброс от 0 до 4 ‰. Здесь неоднородность солёности обусловлена разным временем «осушения» данных блоков после подъёма на поверхность дрейфующего льда в результате той или иной деформации ледяного покрова. На рис. 5 представлены данные предела прочности льда, распределённые по глубине их отбора, для двух зимних исследовательских работ: 2016 и 2019 гг. Также на рис. 5 приведены данные, полученные по расчётным эмпирическим формулам.

Обсуждение результатов

Главная задача данной работы – изучить неоднородность и вариативность прочностных свойств льда, а также возможность повторить их с помощью эмпирических формул. Эти зада-

чи имеют как прикладной, так и научный интерес, так как ранее не было подобных сравнений для данного вида морского льда в рассматриваемом районе Охотского моря. В работе [18] изучается прочность ледяного поля в заливе Петра Великого, рассматривается ровный припайный лёд, коэффициент неоднородности которого 0,75. Рассматриваемый в данной работе ровный дрейфующий лёд имеет коэффициент неоднородности 0,23, блоки льда – 0,5. Это связано с тем, что дрейфующий лёд имеет более сложную текстуру и подвержен постоянным динамическим нагрузкам в отличие от изучаемого в заливе Петра Великого припайного льда. Как уже отмечалось, неоднородность блоков льда – 0,5, они более однородны, чем рассматриваемый ровный дрейфующий лёд, а значит есть больше возможностей корректно описать их прочностные свойства эмпирическими формулами, несмотря на то, что они находятся под неконтролируемым атмосферным воздействием, вероятно, даже инсоляции. Возможность воссоздания прочностных свойств льда вызывает большой интерес, так как именно дрейфу-

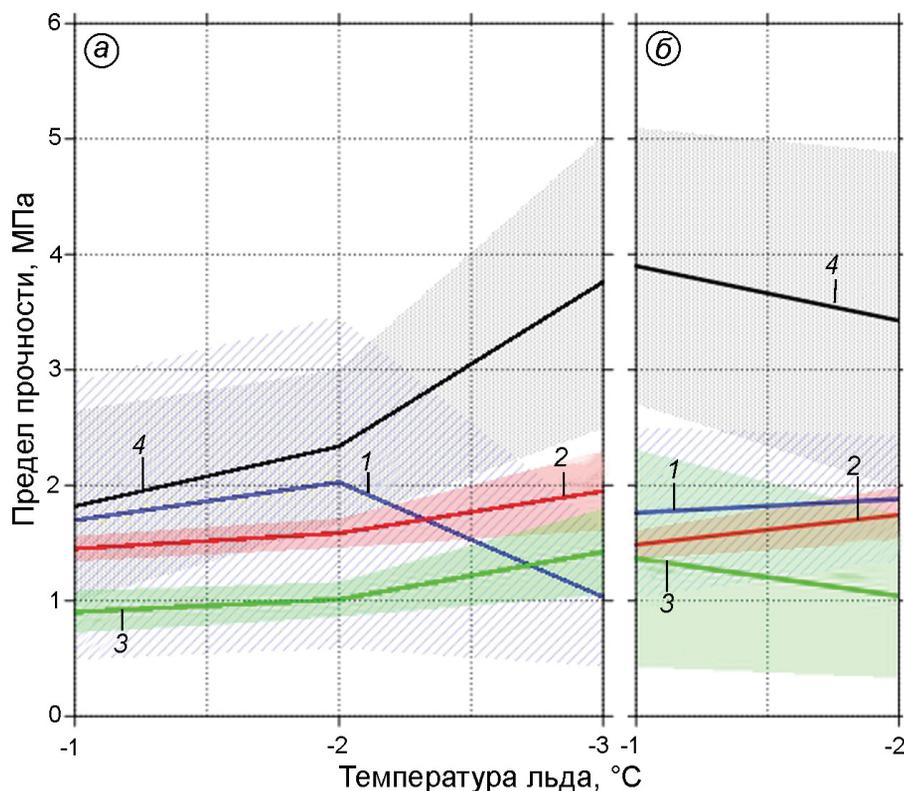


Рис. 4. Зависимость прочности морского льда на одноосное сжатие (МПа) от температуры (°С):

a – ровный лёд; *б* – блоки льда; *1* – полевые данные; *2* – алгоритм В.В. Богородского [11]; *3* – методика из СП 38.13330.2012 [4]; *4* – методика из ISO 19906:2008 [12]

Fig. 4. Dependence of ice uniaxial compressive strength (MPa) on temperature (°C):

a – level ice; *б* – ice blocks; *1* – field data; *2* – V.V. Bogorodsky algorithm [11]; *3* – method of SP 38.13330.2012 [4]; *4* – method of ISO 19906:2008 [12]

ющий лёд представляет собой существенную угрозу для техногенных сооружений [4, 5, 12].

По графикам зависимости прочности ровного льда от его температуры (см. рис. 4, 5) можно сделать вывод, что расчётные величины среднего арифметического значения прочности получились максимально приближёнными к полевым данным по алгоритму [11] и методике ISO 19906:2008 [12] для образцов льда температурой -1 и -2 °С. Для льда температурой -3 °С близкими по расчётам оказались значения, полученные по методике из СП 38.13330.2012 [4], однако испытаний таких образцов в рамках полевых исследований было проведено значительно меньше, поэтому их влияние статистически менее значимо. При использовании методики СП 38.13330.2012 [4] необходимо рассчитывать количество жидкой фазы («обводнённость»). Если количество жидкой фазы сравнительно мало (1–10 г/кг), то показатели прочности льда оказываются завышенными в 3–4 раза относительно тех, которые были получены при полевых испытаниях. Если же количество жидкой фазы составляет более 10 г/кг, то показатели прочности в основном оказываются занижены. В зависимости от обводнённости образцов к сближению теоре-

тических вычислений и полевых данных приводят разные формулы расчёта предела прочности.

Отметим, что количество данных для температур -3 °С в 15 раз меньше, чем для температур -1 и -2 °С. Разброс значений СКО, вычисленных по эмпирическим формулам, меньше, чем значений СКО, полученных при помощи испытаний на одноосное сжатие в рамках полевых испытаний. Натурные данные показывают большой диапазон изменения прочностных характеристик из-за пространственной неоднородности текстуры льда. Большее разнообразие величин предела прочности как ровного, так и блоков льда даёт применение методики из ISO 19906:2008 [12]. Для образцов ровного льда методика из СП 38.13330.2012 [4] скорее занижала значения, а для образцов льда, полученных из блоков льда, значения предела прочности, напротив, были завышены. Алгоритм [11] из инструкции не дал сравнимых значений СКО с реальными полевыми данными как в случае с ровным льдом, так и в случаях с блоками льда. Однако при сравнении среднеарифметических значений пределов прочности льда данные, расчеты [11] адекватно приближаются к полевым значениям (см. табл. 5).

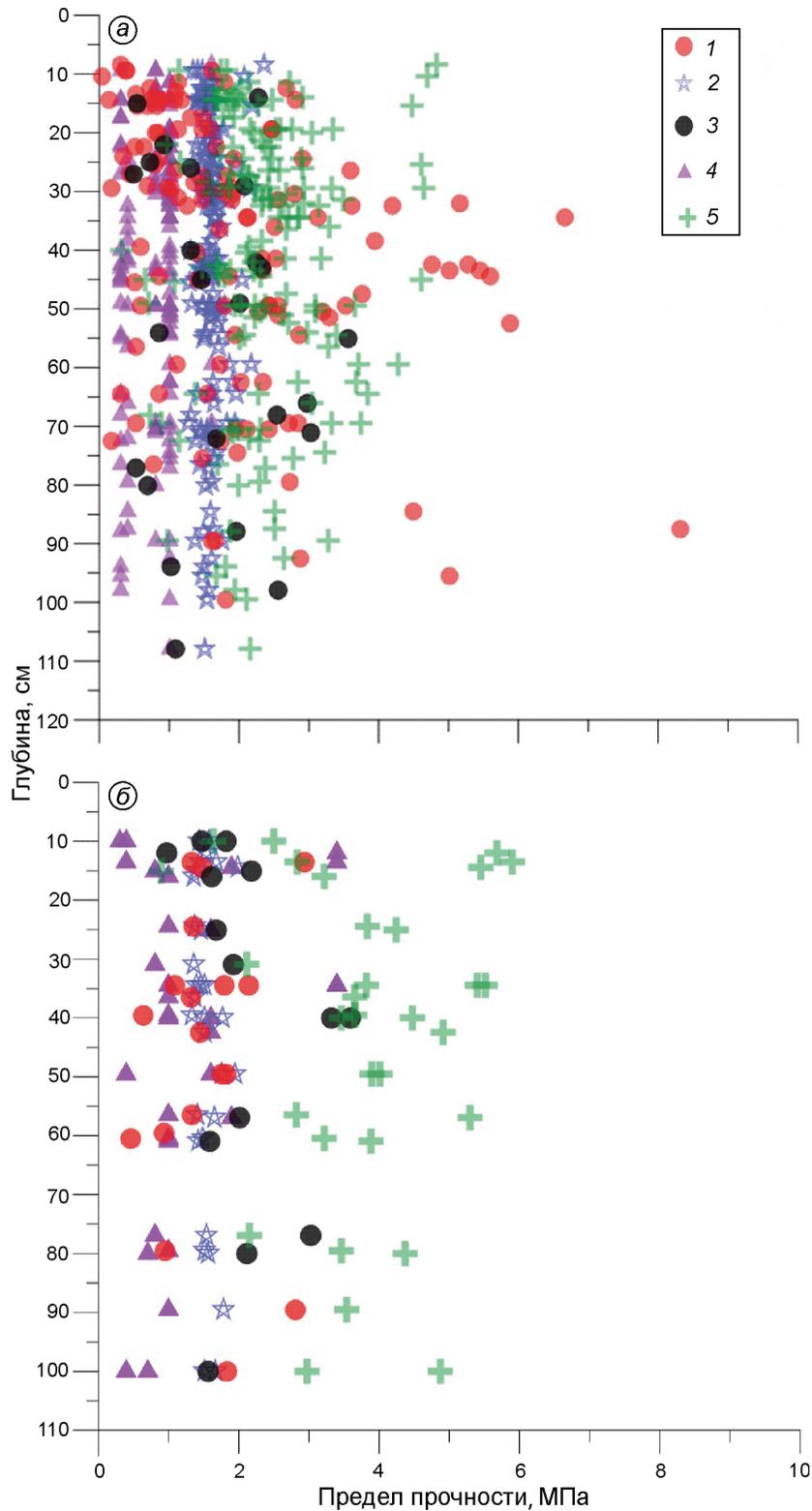


Рис. 5. Вертикальное распределение прочности льда (МПа) по горизонтам (см) отбора образцов: *a* – ровный лёд; *b* – блоки льда; 1 – полевые данные 2019 г.; 2 – алгоритм В.В. Богородского [11]; 3 – полевые данные 2016 г.; 4 – методика из СП 38. 13330.2012 [4]; 5 – методика из ISO 19906:2008[12])

Fig. 5. Vertical distribution of ice uniaxial compressive strength (MPa) along the horizons (cm) of sampling: *a* – level ice; *b* – ice blocks; 1 – field data 2019; 2 – V.V. Bogorodsky algorithm [11]; 3 – field data 2016; 4 – method of SP 38. 13330.2012 [4]; 5 – method of ISO 19906:2008[12])

Выводы

На основе массива полевых наблюдений за прочностью льда проанализированы свойства дрейфующего льда на северо-восточном шельфе Охотского моря. Уникальность данных состоит в том, что накоплен большой массив данных за два ледовых сезона 2016 и 2019 гг., когда были отобраны и исследованы образцы с разных дрейфующих льдов. Средняя прочность ровного льда составила 1,93 МПа (СКО = 1,38 МПа), максимальная – 8,31 МПа. Средняя прочность блоков льда – 1,78 МПа (СКО = 0,7 МПа), максимальная – 3,58 МПа.

Впервые для северо-восточного шельфа о. Сахалин в период максимального развития ледяного покрова проведено сравнение значений прочности льда на одноосное сжатие, полученных на дрейфующем льду и рассчитанных по имеющимся эмпирическим формулам. Установлено, что в целом средние значения как в случае с ровным льдом, так и с блоками удовлетворительно воспроизводятся при помощи алгоритма В.В. Богородского. Максимальные значения для ровного льда более

точно рассчитываются по методике, описанной в ISO 19906:2008. В условиях мягких и умеренных зим методика, изложенная в СП 38.13330.2012, показала для рассматриваемого района неудовлетворительные результаты как при оценке средних, так и максимальных значений прочности льда на одноосное сжатие. На основе результатов анализа сделан вывод, что для расчёта оценочных значений предела прочности льда на одноосное сжатие при проектировании и эксплуатации техногенных сооружений на северо-восточном шельфе о. Сахалин целесообразно использовать методику из ISO 19906:2008, так как она наиболее точно воспроизводит максимальные прочности льда в условиях умеренной и мягкой зимы.

Благодарности. Участие О.В. Кокина поддержано в рамках госбюджетной темы лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (№ 121051100167-1).

Acknowledgements. Participation of O.V. Kokin supported within the framework of the state task of the Laboratory of Geoecology of the Northern territories, Geography faculty, MSU (№ 121051100167-1).

Литература

1. Шибакин С.И., Рогачко С.И. Нагрузки и воздействие на морские нефтегазопромысловые гидротехнические сооружения. М.:ООО «Газпром экспо», 2000. 120 с.
2. Ким Л.В. Безопасность мобильных морских буровых установок при обтекании потоком «контролируемого» льда // Вестн. Инженерной школы ДВФУ. 2019. № 2 (39). С. 100–108.
3. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 139 с.
4. СП 38.13330.2012 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (Волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04–82» (российский технический стандарт). М.: Минрегион России, 2016. 106 с.
5. СН 2.06.04–82. «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)» (российский технический стандарт). М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1989. 116 с.
6. Поломошнов А.М., Попников Е.Е., Шамсудинов Р.Е. Региональные особенности ледовых условий акваторий морских нефтегазовых месторождений // Инновации и инвестиции. 2020. № 7. С. 250–254.
7. Шевченко Г.В., Тамбовский В.С. Динамика дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Са-

References

1. Shibakin S.I., Rogachko S.I. *Nagruzki i vozdejstvie na morskije naftegazopromyslovyje gidrotekhnicheskie sooruzheniya*. Loads and impacts on offshore oil and gas field hydraulic structures. Moscow: ООО «Gazprom eksp», 2000: 120 p. [In Russian].
2. Kim L.V. Safety of mobile offshore drilling rigs when flowing around with a flow of «controlled» ice. *Vestnik inzhenernoj shkoly DVFU*. Engineering school bulletin DVFU. 2019, 2 (39): 100–108. [In Russian].
3. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. Arctic ice. Moscow: Izd-vo Glavsevmorputi, 1945: 139 p. [In Russian].
4. SP 38.13330.2012 «Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships) (Russian technical standard). Updated edition SNiP 2.06.04–82». Moscow: Minregion Rossii, 2016: 106 p. [In Russian].
5. SN 2.06.04–82. «Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships)» (Russian technical standard). Moscow: CITP Gosstroya SSSR, 1989: 116 p. [In Russian].
6. Polomoshnov A.M., Popnikov E.E., Shamsudinov R.E. Regional features of ice conditions in offshore oil and gas fields. *Innovaczii i investiczii*. Innovation and investment. 2020, 7: 250–254. [In Russian].
7. Shevchenko G.V., Tambovskij V.S. Ice drift dynamics on the northeastern shelf of Sakhalin Island as measured by radar stations. *Nauchno-tekhnicheskij sbornik vesti gazovoj nauki*. Scientific and technical collection to conduct gas science. 2017, 4 (32): 121–128. [In Russian].

- халин по данным измерений радиолокационными станциями // Вести газовой науки. 2017. Т. 4. № 32. С. 121–128.
8. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова охотского и японского морей // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 3. С. 209–217.
 9. Думанская И.О. Ледовые условия морей Азиатской части России. М.–Обнинск: Изд-во ИГ – СОЦИН, 2017. 640 с.
 10. Жабин И.А., Абросимова А.А., Дубина В.А., Некрасов Д.А. Влияние Амура на гидрологические условия Амурского лимана и Сахалинского залива Охотского моря в период весенне-летнего паводка // Метеорология и гидрология. 2010. № 4. С. 93–100.
 11. Методическое письмо по расчету пределов прочности льда / Ред. В.В. Богородский. Л.: изд. ААНИИ, 1983. 49 с.
 12. ISO 19906:2008 (Международный технический стандарт). Petroleum and Natural Gas Industries – Arctic Offshore Structures. P. 188–190.
 13. Лобанов А.В., Горева Е.В., Вераско К.С., Онищенко Д.А. Исследование особенностей гидрометеорологического режима на акватории глубоководной части шельфа о. Сахалин в Охотском море // Газовая промышленность. 2018. № 5 (768). С. 30–40.
 14. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Вып. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 215 с.
 15. Зубов Н.Н. О льдах Арктики и Антарктики. М.: Изд-во МГУ, 1956. 118 с.
 16. Гаврило В.П., Сухорукова К.К. Исследование динамики образования морского льда гидроакустическим методом // Тр. ААНИИ. 1980. Т. 374. С. 85–96.
 17. Доронин Ю.П. К вопросу о нарастании морского льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. Вып. 1. С. 73–83.
 18. Беккер А.Т., Фарафонов А.Э., Помников Е.Е. Неоднородность ледяных полей // Вестн. Инженерной школы ДВФУ. 2017. №3 (32). С. 64–71.
 8. Minervin I.G., Romanyuk V.A., Pishchal'nik V.M., Truskov P.A., Pokrashenko S.A. Area of the ice cover of the Okhotsky and Japanese sea. *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2015, 85 (3): 209–217. [In Russian].
 9. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morej Aziatskoj chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Moscow–Obninsk: IG – SOCZIN, 2017: 640 p. [In Russian].
 10. Zhabin I.A., Abrosimova A.A., Dubina V.A., Nekrasov D.A. Influence of the Amur on the hydrological conditions of the Amur estuary and the Sakhalin bay of the Sea of Okhotsk during the spring-summer flood. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2010, 4: 93–100. [In Russian].
 11. *Metodicheskoe pis'mo po raschetu predelov prochnosti l'da*. Methodological letter on the calculation of ice strength limits. Ed.: V.V. Bogorodskiy. Leningrad: AANII, 1983: 49 p. [In Russian].
 12. ISO 19906:2008 (International technical standard). Petroleum and Natural Gas Industries – Arctic Offshore Structures: 188–190.
 13. Lobanov A.V., Goreva E.V., Verasko K.S., Onishhenko D.A. Study of the peculiarities of the hydrometeorological regime in the water area of the deep-water part of the shelf on Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *Gazovaya promyshlennost*. GAS Industry of Russia. 2018, 5 (768): 30–40. [In Russian].
 14. *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988, 9 (1): 215 p. [In Russian].
 15. Zubov N.N. *O ldah Arktiki i Antarktiki*. On the ice of the Arctic and Antarctic. Moscow: MGU, 1956: 118 p. [In Russian].
 16. Gavrilov V.P., Sukhorukova K.K. Investigation of the dynamics of sea ice formation by the hydroacoustic method. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1980, 374: 85–96. [In Russian].
 17. Doronin Y.P. To the question of the growth of sea ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic problems. 1959, 1: 73–83. [In Russian].
 18. Bekker A.T., Farafonov A.E., Pomnikov E.E. Inhomogeneity of ice fields. *Vestnik inzhenernoj shkoly DVFU*. Engineering school bulletin DVFU. 2017, 3 (32): 64–71. [In Russian].

Палеогляциология

УДК [550.3:56(119):551.462.32] (99)

doi:10.31857/S2076673421040109

Позднеплейстоценовое оледенение и отступление ледникового покрова на шельфе Южно-Оркнейского плато, Западная Антарктика

© 2021 г. Г.Л. Лейченков^{1*,2}, Е.А. Баженова³

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия; ²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ³Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия
*german_l@mail.ru

Late Pleistocene glaciation and retreat of ice sheet on the shelf of the South Orkney Plateau, West Antarctica

G.L. Leitchenkov^{1*,2}, E.A. Bazhenova³

¹Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia; ²Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ³Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia
*german_l@mail.ru

Received August 2, 2021 / Revised September 22, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *Antarctic, South-Orkney Plateau, shelf, multibeam survey, seismic profiling, bathymetry, subglacial land forms, glaciation, ice retreat.*

Summary

The research aims to provide insight into reconstruction of the Late Pleistocene glaciations and ice retreat that followed the Last Glacial Maximum. The study is based on multi-channel seismic profiling and multibeam survey conducted on the shelf during the 63-rd Russian Antarctic Expedition (2018) on RV «Akademik Alexander Karpinsky». The 560-channel, 7000-m-long streamer and the Atlas Hydrosweep MD-3/30 multibeam echo-sounder were used for seismic and multibeam survey, respectively. In addition, previously collected seismic data available from the Antarctic Seismic Data Library System and bathymetry data from the «International Bathymetry Chart of the Southern Ocean» (IBCSO) Project were involved for interpretation. The multibeam survey was carried out within the Signy Trough and its flanks with depths ranging from 180 to 400 m, and covered the area of about 1500 km². The data were collected along 43 profiles spaced at 750 m to ensure enough overlap between swaths. Variety of submarine glacial landforms formed by grounded ice was identified on shelf of the South Orkney Plateau with use of seismic and multibeam data. The most prominent of these features is the large terminal moraine at the middle shelf (previously described as the mid-shelf break) marking the greatest ice extent at the LGM. Oceanward of the large terminal moraine, the plateau-like feature (delineated by 350 and 425 m isobaths) with relatively steep outer slope is recognized from seismic data and interpreted as the distal terminal moraine formed during the pre-LGM Pleistocene glaciation. Within the Signy Trough, submarine glacial landforms mapped by multibeam survey, reflect ice retreat after the LGM; these landforms include: subglacial lineation at the western flank of the northern Signy Trough indicating fast flowing grounded ice, transverse recessional moraine ridges, lateral shear moraine on the western flank and lateral marginal moraine on the eastern flank of the Trough, two grounding zone wedges, streamlined features (drumlins) and an ice-proximal fan (presumably). The end moraine was also identified in the eastern flank of Signy Trough. It is thought to be formed due to ice (outlet glacier) re-advance during the Antarctic Cold Reversal. Numerous iceberg plough-marks were observed at least down to 370 m water depths.

Citation: Leitchenkov G.L., Bazhenova E.A. Late Pleistocene glaciation and retreat of ice sheet on the shelf of the South Orkney Plateau, West Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021, 61 (4): 571–586. [In Russian]. doi:10.31857/S2076673421040109.

Поступила 2 августа 2021 г. / После доработки 22 сентября 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *Антарктика, Южно-Оркнейское плато, шельф, многолучевое эхолотирование, сейсморазведка, батиметрия, морена, плейстоцен, оледенение, дегляциация.*

По данным сейсмического профилирования и детальной съёмки с помощью многолучевого эхолота на шельфе Южно-Оркнейского плато идентифицированы подводные ледниковые формы рельефа, которые маркируют распространение ледникового покрова в периоды четвертичных оледенений и этапы его отступления в позднем плейстоцене. Предполагается, что максимальное распространение ледника с его налеганием на дно произошло в один из периодов похолодания плейстоцена. Во время последнего ледникового максимума ледник достигал среднего шельфа и сформировал крупную конечную морену. После этого началось его отступление, которое происходило неравномерно. В период Антарктического холодного реверса в районе долины Сигню установлено повторное наступление ледника.

Введение

В настоящее время исследования морфологии морского дна для полярных регионов – важная часть комплексных морских геолого-геофизических работ. Наиболее актуальны съёмка с помощью многолучевого эхолота и высокоразрешающая сейсморазведка в комплексе с отбором проб донных осадков. В Арктике и Антарктике такие работы относятся к приоритетным для изучения изменений природной среды последних тысячелетий, реконструкции палеодинамики ледников и оценки устойчивости ледниковых покровов.

На полярных шельфах сохранились следы наступания ледников во время позднеплейстоценового гляциального максимума и их отступления в позднем плейстоцене – раннем голоцене. Они проявлены в различных, весьма разнообразных подводных формах рельефа, образованных в основании и на краях ледниковых покровов [1]. Анализ строения и пространственного развития этих форм позволяет установить направление течения и границы распространения льда, относительную скорость его движения, механиз-

мы и темпы дегляциации, условия в подошве ледников, характеристики базальной гидрологической системы и в конечном счёте – климатические обстановки прошлого. Подводные формы рельефа полярных регионов, находившихся под действием наступания и отступления ранее существовавших ледников, формируются в субгляциальных, окраинно-ледниковых, ледниково-морских и морских природных обстановках [1]. Одни из них по структуре и природе образования аналогичны распространённым на суше, другие имеют свою специфику и характерны только для морских условий.

К основным формам рельефа субгляциальных обстановок относятся: ледниковые долины (часто пересекающие весь шельф) и фьорды; гляциофлювиальные туннельные долины и каналы; эскеры, друмлины, борозды и протяжённые линейные структуры ледникового выпахивания; латеральные (боковые) сдвиговые и окраинные морены (рис. 1). Большая часть этих форм создаётся подлёдной эрозией подстилающих осадков в основании быстро текущих ледниковых потоков и указывает направление их движения [1].

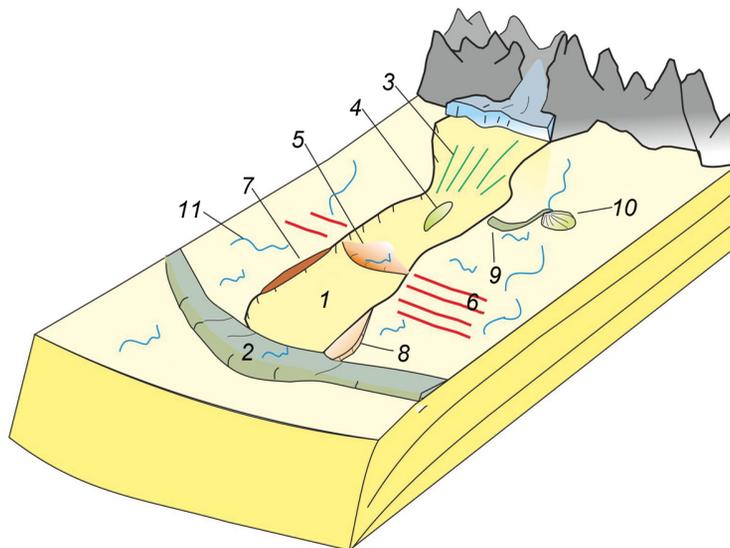


Рис. 1. Ледниковые формы рельефа морского дна шельфов:

1 – долина, образованная ледниковой эрозией; 2 – конечная морена, маркирующая максимальное распространение ледника; 3 – линейные формы выпахивания; 4 – друмлины; 5 – морена клиновидной формы, образованная в зоне налегания ледового потока на дно; 6 – моренные гряды, возникшие при отступании ледника; 7 – боковая сдвиговая морена; 8 – боковая окраинная морена; 9 – конечная морена; 10 – конус выноса, сформированный в результате подлёдного стока; 11 – следы айсбергового выпахивания

Fig. 1. Schematic diagram of the assemblages of submarine glacial landforms:

1 – cross-shelf glacial troughs; 2 – terminal moraine, marking the maximum extent of an ice sheet; 3 – glacial lineation; 4 – drumline; 5 – grounding-zone wedge; 6 – retreat moraines; 7 – lateral shear moraine; 8 – lateral marginal moraine; 9 – end moraine; 10 – ice-proximal fan; 11 – iceberg plough marks

Формы рельефа окраинно-ледниковых обстановок образуются в зоне налегания всплывающих шельфовых ледников и обычно ориентированы поперечно к направлению течения льда. Они содержат конечные и стадийные морены (моренные гряды, связанные с отступанием ледника), моренные клинья зоны налегания («grounding-zone wedges»), конусы выноса осадков, сформированные на шельфах за счёт талых подледниковых вод или на континентальных склонах в устьях ледниковых долин [1, 2] (см. рис. 1). Наиболее протяжённые и морфологически выраженные формы подводного рельефа – конечные моренные гряды, которые маркируют границу максимального распространения ледниковых покровов в периоды гляциальных максимумов. В ледниково-морских обстановках доминируют следы айсбергового или ледового (для мелких морей) выпадения и осадочные наносы, отлагавшиеся из осадочных плюмов талых вод [1].

В Антарктике детальное изучение шельфов с применением многолучевого эхолотирования началось в первой декаде 2000-х годов в рамках национальных проектов Германии, Великобритании, США и других стран под эгидой приоритетной научно-исследовательской программы Научного комитета по изучению Антарктики (SCAR) «Эволюция антарктического климата» (Antarctic Climate Evolution, ACE; 2003–2011 гг.), а затем «Динамика антарктического ледникового покрова в прошлом» (Past Antarctic Ice Sheet Dynamics, PAIS; 2012–2020 гг.). На шельфе Южно-Оркнейского плато съёмка с многолучевым эхолотом впервые была выполнена в 2011 г. экспедицией Великобритании и сопровождалась отбором донных осадков и высокочастотным (до 200 Гц) сейсмическим исследованием [3–5].

Научно-экспедиционные суда Российской антарктической экспедиции (РАЭ) «Академик Фёдоров» и «Академик Трёшников», а также научно-исследовательское судно Полярной морской геологоразведочной экспедиции «Академик Александр Карпинский», регулярно выполняющие геофизические исследования в Антарктике, были оснащены многолучевыми эхолотами в 2010, 2012 и 2015 г. соответственно, но регулярные исследования морского дна на этих судах не проводились. Только в 2017 г. в проект исследований на судне «Академик Александр Карпинский», которые финансируются Федеральным

агентством по недропользованию (Роснедра) Минприроды России, удалось включить задачи по проведению съёмки с многолучевым эхолотом. В 2018 г., в рамках 63-й РАЭ, такие работы были выполнены на шельфе Южно-Оркнейского плато, существенно дополнив имеющиеся в этом районе батиметрические данные.

К задачам настоящих исследований относятся:

1) анализ форм рельефа шельфа Южно-Оркнейского плато в пределах района выполненной съёмки, а также на более обширной акватории с использованием базы данных Международного проекта СКАР «Международная батиметрическая карта Южного океана (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean, IBCSO) и сейсмических данных, полученных зарубежными и отечественными экспедициями в этой части Антарктики, включая материалы 63-й РАЭ;

2) реконструкция оледенения Южно-Оркнейского плато в период последнего ледникового максимума и более ранних периодов оледенения, а также характера отступления ледника (дегляциация) в позднем плейстоцене.

Морфология и геологическое строение шельфа Южно-Оркнейского плато: изученность и существующие представления

Южно-Оркнейское плато находится вблизи географической границ Антарктики и расположено в 600 км к востоку от северной оконечности Антарктического полуострова. Плато включает в себя континентальный шельф с глубинами от 100 до 500 м площадью около 48 тыс. км² и архипелаг Южных Оркнейских островов (рис. 2), сложенных мезозойскими метаморфизованными и неметаморфизованными осадочными породами Андского складчатого пояса [6]. Большая часть островов перекрыта горными ледниками. В тектоническом отношении Южно-Оркнейское плато представляет собой континентальный блок (микроконтинент), который отделился от Антарктического полуострова за счёт океанического спрединга 30–23 млн лет назад (л.н.) [7]. Сведения о строении осадочного чехла Южно-Оркнейского плато получены по сейсмическим данным и результатам бурения в рамках программы глубоководного бурения (Ocean Drilling Project, ODP). Уста-

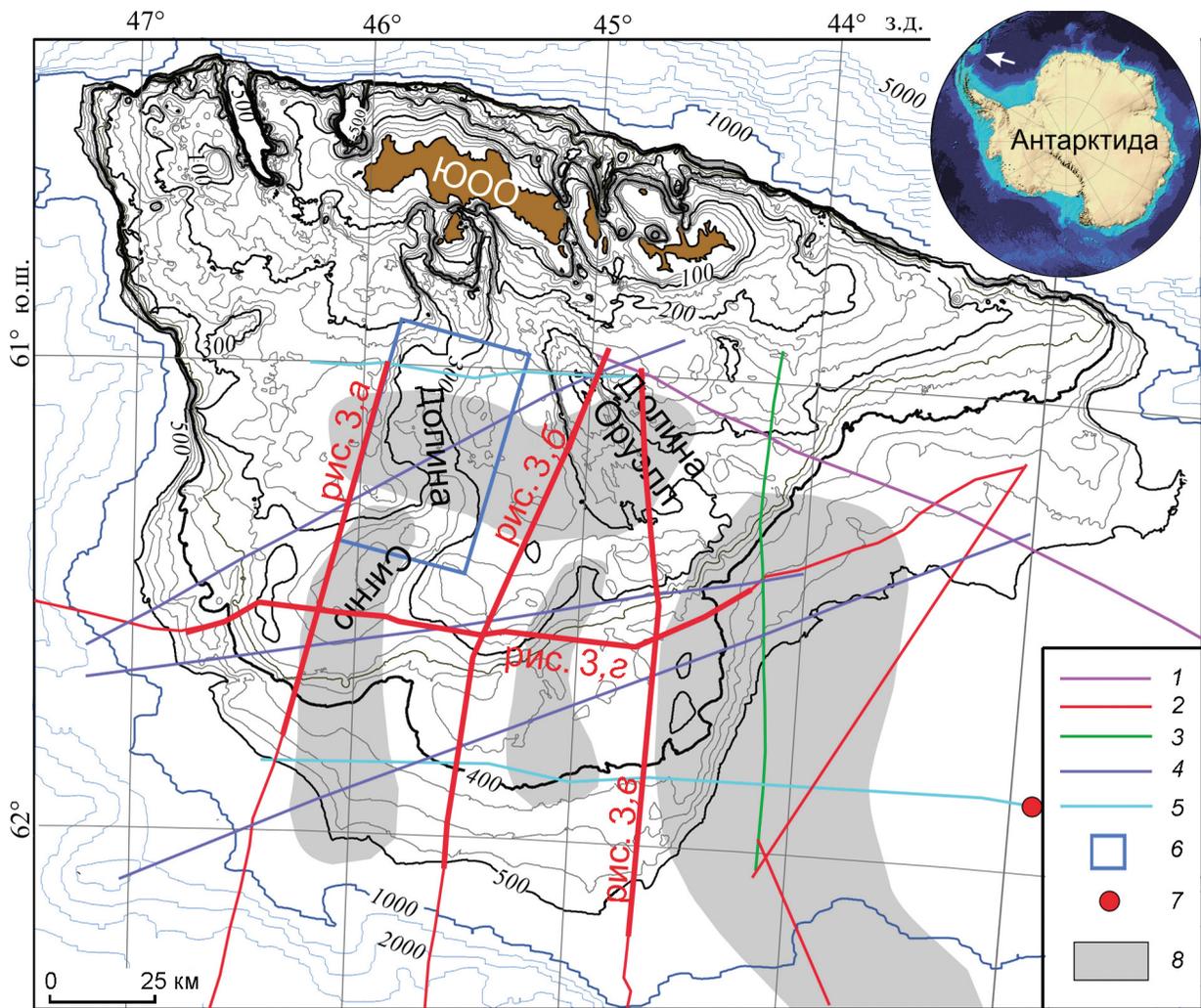


Рис. 2. Рельеф морского дна шельфа Южно-Оркнейского плато (составлен на основе базы данных проекта СКАР «Международная батиметрическая карта Южного океана», IBCSO) и профили многоканальных сейсмических наблюдений, используемые в настоящем исследовании.

Сечение изобат 25 м на шельфе до глубины 500 м и 500 м за пределами шельфа в диапазоне глубин от 500 до 5000 м. 1–5 – положение профилей: 1 – России, 1990 г.; 2 – России, 2018 г. (утолщённые линии – фрагменты профилей, показанные на рис. 4); 3 – Великобритании, 1988 г.; 4 – Италии, 1991 и 1993 гг.; 5 – Японии, 1988 г.; 6 – площадь съёмки с многолучевым эхолотом 2018 г.; 7 – скважина глубоководного бурения по программе ODP; 8 – осадочные бассейны (границы бассейнов уточнены в рамках настоящего исследования); на врезке белой стрелкой показано положение Южно-Оркнейского плато в Антарктике; ЮОО – Южно-Оркнейские острова

Fig. 2. Bathymetry of the South Orkney Plateau (compiled with use of IBCSO database) and multichannel seismic lines used in this study:

Isobaths are drawn at 100-m intervals on the shelf until 500 m and 500 m out of the shelf between depths 500 and 5000 m. 1–5 – location of seismic lines: 1 – Russia, 1990; 2 – Russia, 2018 (thickened are seismic sections shown on Fig. 4); 3 – Great Britain, 1988; 4 – Italy, 1991 and 1993; 5 – Japan; 6 – area of multibeam survey; 7 – Site 696 of the ODP Drilling; 8 – sedimentary basins. Inset shows Antarctica and white arrow indicates the South Orkney Plateau; ЮОО – South Orkney Islands

новлено, что осадочный чехол имеет мощность от 0,5 до 2,5 км и подстилается мезозойским складчатым комплексом (фундамент осадочного чехла), обнажающимся на Южных Оркнейских островах. Начало формирования осадков датируется поздним эоценом [7, 8]. В поверхности

фундамента развиты депрессии широтного и меридионального простираения (см. рис. 2), образованные в результате позднеэоценового растяжения и прогибания земной коры [7].

Согласно данным бурения, на шельфе Южно-Оркнейского плато в позднем миоцене уси-

лилось физическое выветривание горных пород, а в осадках континентальных окраин появились обломки ледового разноса [9]. Оба этих фактора свидетельствуют о похолодании и оледенении в Западной Антарктике [9]. Возможно, что с этого же времени ледниковый покров развивался и на шельфе Южно-Оркнейского плато, хотя прямых доказательств этого пока нет. На сейсмических разрезах, которые привязаны к скважинам на шельфе, начало позднемиоценового оледенения проявлено отчётливой отражающей границей [10], образование которой, вероятнее всего, связано с изменением состава морских осадков. По результатам бурения скважины ODP-696, расположенной на относительно глубоководной террасе шельфа (см. рис. 2), установлено, что в течение плиоцена темпы осадконакопления резко (более чем на порядок) снизились, что, видимо, указывает на развитие относительно стабильного ледникового покрова в позднем плиоцене [9]. Более определённая информация о распространении льда на шельфе Южно-Оркнейского плато получена для позднего плейстоцена – раннего голоцена на основании опробования донных осадков и геофизических, в том числе батиметрических, исследований шельфа.

Рельеф шельфа Южно-Оркнейского плато изучают с середины XX в. [11], но детальные исследования с анализом форм рельефа морского дна выполнены здесь относительно недавно путём исследований с многолучевым эхолотом, интеграции всех полученных за многие годы данных и составления цифрового макета батиметрической карты [3]. По результатам этих работ установлены основные морфоструктуры Южно-Оркнейского плато и область максимального распространения льда в период последнего ледникового максимума [3]. К северу от Южных Шетландских островов шельф достаточно узкий – 20–25 км – и ограничен крутым и линейно-ориентированным континентальным склоном, который сформировался в условиях сдвига между литосферными плитами. Эту часть шельфа пересекают пять коротких экзарационных долин шириной 5–10 км и длиной 20–30 км. К югу от островов шельф достигает ширины 100–150 км и пересекается двумя долинами – Сигню и Оруэлл (см. рис. 2). Первая имеет длину 125 км и среднюю ширину 30 км, а вторая – 57 и 25 км соответственно. Долина

Сигню отличается извилистой формой с тремя сегментами различного простирания – от СЗ–ЮВ до СВ–ЮЗ (см. рис. 2). Морфология шельфа в значительной степени формировалась под влиянием оледенений [3]. Образование долин связано с существованием быстротекущих выводящих ледников, которые дренировали менее подвижный ледниковый купол, перекрывавший шельф в периоды ледниковых максимумов.

По мере накопления геофизической и геологической информации масштабы развития последнего оледенения на шельфе Южно-Оркнейского плато уточнялись. Д.Е. Сугден и К.М. Клаппертон [11] на основании анализа батиметрических данных предположили, что ледник распространялся от островов до глубины моря около 200 м – примерно на 30–50 км от побережья Южно-Оркнейских островов. После изучения донных осадков в западной части шельфа Южно-Оркнейского плато М.Дж. Херрон и Дж.Б. Андерсон [12] пришли к выводу о более широком развитии ледника в период последнего ледникового максимума. Во всех осадочных колонках до глубины моря 250–300 м они установили развитие диамиктона, представляющего собой базальный тиль, свидетельствующий о подледниковом осадконакоплении. Геологические данные подтверждены высокочастотными сейсмическими разрезами, на которых обнаружена поверхность ледниковой эрозии. Кроме того, изучение материала ледового разноса из колонок на западном континентальном склоне Южно-Оркнейского плато показало присутствие шельфового ледника в период ледникового максимума.

В результате анализа батиметрических данных В.А. Дикенс с соавторами [3] выявили на среднем шельфе (между изобатами 250–300 м) структуру морского дна клиновидной или более сложной формы с уступом на внешней её части амплитудой до 100 м и более (см. рис. 2). Эта структура, по их мнению, представляет собой депозит ледникового осадконакопления и маркирует границу наибольшего распространения налегавшего на морское дно льда в период последнего и, возможно, предшествующих ледниковых максимумов (т.е. является конечной мореной). По материалам сейсмических исследований с высоким разрешением она состоит из четырёх проградационных клинообразных толщ с максимальной мощностью от 40 до 65 м, кото-

рые формировались в субгляциальных условиях, и двух положозалегающих маломощных внутренних прослоев, отлагавшихся в ледниково-морской или открыто-морской обстановке [5].

Отступление ледника после оледенения в позднем плейстоцене – раннем голоцене практически не изучено. В устье долины Оруэлл по сейсмическим и эхолотным данным обнаружены моренные клинья (морены), сформировавшиеся на раннем этапе дегляциации при отступании и временной стабилизации линии налегания ледника [4, 5]. К северу от них, в средней части долины и на её флангах, установлена серия дугообразных (вогнутых внутрь) моренных гряд, которые указывают на неравномерное отступление линии налегания ледника (и, вероятно, ледникового барьера) с образованием вдающейся в шельф свободной ото льда бухты [4, 5]. В верховьях долины Оруэлл, на наклонной в сторону моря поверхности дна, установлена морена Де Геера, маркирующая сезонные отступления ледника [5].

По данным радиоуглеродного датирования ледниково-морских осадков в западной части шельфа Южно-Оркнейского плато и в верховьях долины Сигню (см. рис. 2) установлено, что дегляциация произошла здесь в интервале 13,9–9,5 тыс. л.н. [12, 13]. Исследования в долине Оруэлл показали, что линия налегания ледового потока отступала от средней к внутренним частям долины в интервале от 14,6 до 12,95 тыс. л.н. [5]. Развитие диатомовых илов в донных осадках с возрастом около 8,6 тыс. лет вблизи западного побережья Южно-Оркнейского плато указывает на существование здесь открыто-морских условий, т.е. о полном освождении шельфа Южно-Оркнейского плато от ледникового покрова к этому времени [14].

Методы исследований

Для исследований использованы сейсмические разрезы и данные многолучевого эхолотирования, полученные в ходе 63-й РАЭ (см. рис. 2). Сейсмическое профилирование выполнено методом общей глубинной точки (ОГТ) с приёмной расстановкой длиной 7 км и группой пневмоисточников общим объёмом 37 л. Используемые технические средства и методика работ позволяют получать информацию о строении осадочных

бассейнов до больших глубин, но их возможности в изучении верхней части осадочного чехла ограничены, так как генерируемый акустический сигнал имеет относительно низкие частоты. Сейсмические данные обрабатывали с помощью программного пакета «ProMAX». Для улучшения разрешающей записи верхней части осадочного чехла применяли дополнительные (по сравнению со стандартным графом обработки) процедуры высокочастотной фильтрации, деконволюции и автоматической регулировки усиления с короткой длиной оператора. Для анализа форм рельефа использовали также суммированные сейсмические разрезы других экспедиций (Великобритании, Италии, и Японии), доступные из Международной библиотеки сейсмических данных по Антарктике (Seismic Data Library System, SDLS), но их качество по сравнению с разрезами 63-й РАЭ было заметно ниже.

Многолучевое эхолотирование выполняли вдоль сейсмических профилей и на отдельном прямоугольном участке шельфа площадью 1760 км² (55 × 32 км) в районе долины Сигню с диапазоном глубин от 170 до 430 м (см. рис. 2). Профили располагали на расстоянии 750 м друг от друга для обеспечения горизонтального перекрытия, равного не менее двух значений максимально допустимой горизонтальной ошибки для данных глубин при оптимальном угле развёртки ±65° от центрального луча. Ширина полосы обзора по двум бортам составляла 730–1840 м в зависимости от глубины моря. Общая длина батиметрических профилей – 2765 км. Для съёмки использовали многолучевую эхолот Atlas HYDROSWEEP MD/30, датчики крена, дифферента, рыскания и вертикального перемещения судна Teledyne TSS MAHRS, а также навигационный приёмник GPS/GLONASS Transas T-701. Значения промеров глубины корректировали путём введения поправок на скорость звука в воде, измеренную по вертикальным профилям в пяти пунктах на краях и в центре площади съёмки.

Обработку данных многолучевого эхолотирования вели с помощью программного обеспечения «QPS Qomega». Она предусматривала проверку временных рядов (учёт показаний датчиков ориентации судна – крена, дифферента, вертикального перемещения и показаний датчика скорости звука; введение географических координат) и учёт функции скорости в водной

толще. Воздействие приливов на шельфе Южно-Оркнейского плато не учитывалось из-за отсутствия данных в период съёмки, но по имеющейся информации [15] их амплитуда в этом регионе Мирового океана невелика, поэтому влияние на измерение глубин можно считать незначительным. Батиметрическая карта на участок съёмки с многолучевым эхолотом строилась по сетке 20×20 м. В процессе обработки не удалось избежать природных помех – параллельных полос по центральному лучу профилей с многолучевым эхолотом. Они проявлены, главным образом, в глубоких частях дна (более 300 м) и связаны с наличием дополнительных отражающих слоёв на границе дна и водной толщи, которые возникли за счёт распространения рыхлых водонасыщенных донных отложений на поверхности более твёрдого осадочного слоя.

Результаты исследований. Интерпретация сейсмических и батиметрических данных

Сейсмическая граница позднемиоценового возраста, образование которой обусловлено изменением обстановки осадконакопления и состава осадков на шельфе в связи с началом оледенения Западной Антарктиды, достаточно надёжно выделяется на сейсмических разрезах 63-й РАЭ (рис. 3). Над этой границей, на глубинах до 350 м ниже поверхности дна, прослежена ещё одна граница (см. рис. 3). Она не везде одинаково хорошо проявлена в сейсмической записи, но развита в пределах всего шельфа и может соответствовать резкому изменению темпов седиментации в плиоцене, выявленному в скважине ODP-696, и развитию более стабильного ледникового покрова в позднем плиоцене [9]. В самой верхней части осадочного чехла установлена непрерывная контрастная отражающая граница с признаками углового несогласия (см. рис. 3). Её образование, вероятно, уже связано с устойчивым разрастанием льда и эрозией подстилающих отложений в позднем плиоцене – плейстоцене. В перекрывающей эту границу толще наблюдаются внутренние отражения, типичные для ледниковых форм со структурами бокового наращивания, хотя в её формировании участвовали и морские осадки, отлагавшиеся в периоды межледниковий [5].

На западном фланге долины Сигню в плиоценовой толще, залегающей между двумя верхними границами (см. рис. 3, а), наблюдается ассиметричная линзовидная структура мощностью около 80 м с проградационными внутренними отражениями. Она интерпретируется нами как моренная гряда, образованная в зоне налегания ледника на морское дно. Эта структура, вероятно, свидетельствует о самом раннем наступании ледникового покрова на шельф Южно-Оркнейского плато.

Наиболее отчётливые следы ледниковой деятельности на шельфе Южно-Оркнейского плато сохранились в современном морском ложе (рис. 4, 5). В большей мере они связаны с динамикой льда последнего ледникового максимума и последовавшей за ним дегляциации, хотя крупные формы рельефа могли начать формироваться в предшествующие ледниковые периоды плейстоцена. Анализ данных, полученных в ходе детальной съёмки с многолучевым эхолотом и сейсмического профилирования 2018 г. (63-й РАЭ), существенно расширяет имевшиеся представления об эволюции природной среды Южно-Оркнейского плато.

Сейсмические данные позволяют уточнить структуру конечной морены среднего шельфа, установленную ранее по батиметрическим данным [3]. Она протягивается с востока на запад на 160 км (см. рис. 5), имеет ширину 15–25 км и достигает высоты (от подножия до вершины) 110–130 м (см. рис. 3). В устье долины Сигню конечная морена приобретает в плане дугообразную, выпуклую в южном направлении форму (см. рис. 5), а по профилю отличается ассиметричной клинообразной структурой с относительно крутым склоном, направленным в сторону моря, и пологим противоположным. В сейсмической записи здесь наблюдаются проградационные внутренние отражения, демонстрирующие её вертикальный и горизонтальный рост за счёт поступления подледниковых осадков (см. рис. 3, а). Сейсмические исследования с высоким разрешением записи, выполненные на продолжении долины Оруэлл, позволили более детально расчленить конечную морену и установить, что она формировалась на протяжении нескольких циклов наступания ледника [3–5]. На поднятии дна между долинами конечная морена остаётся значительной по

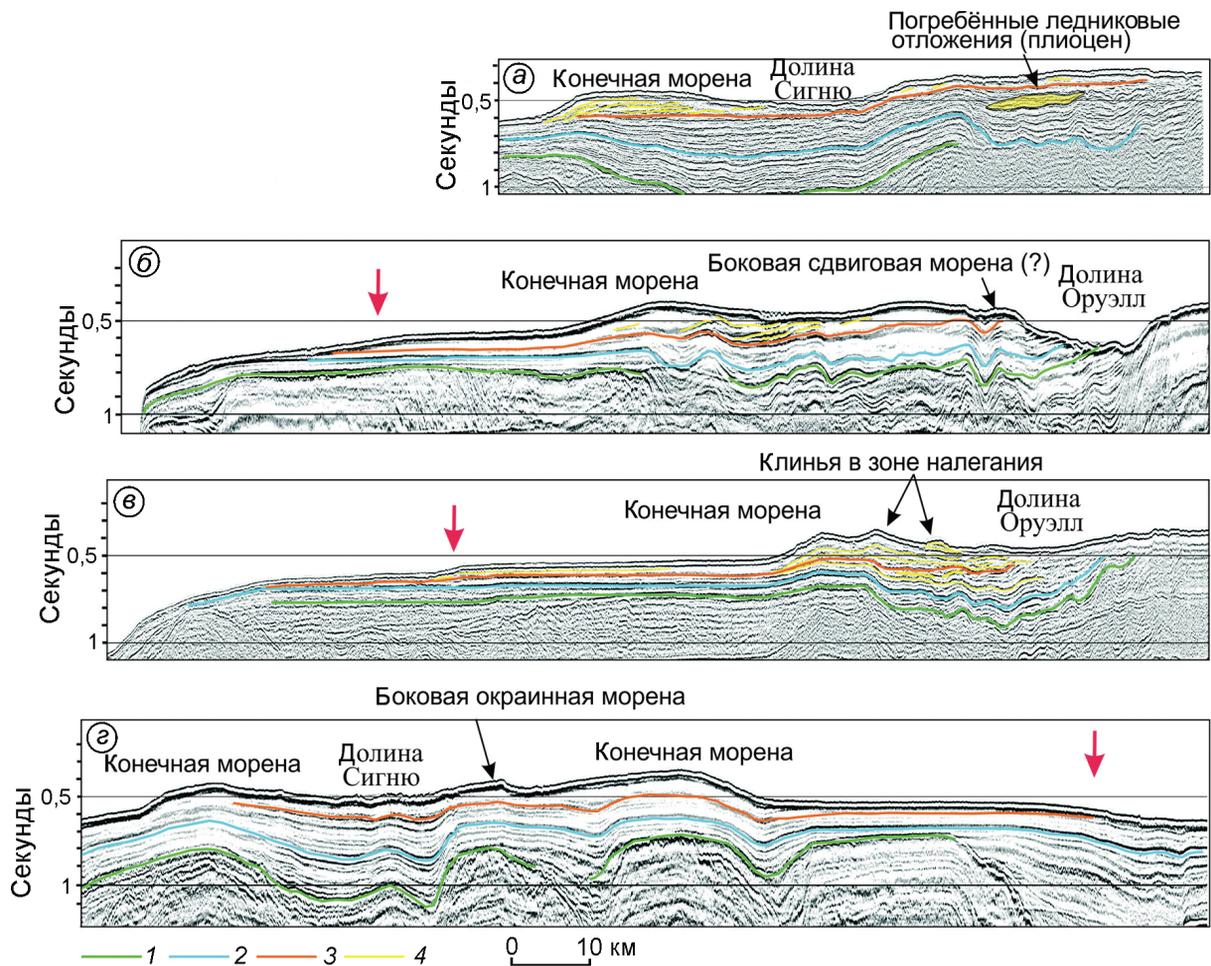


Рис. 3. Сейсмические разрезы 63-й РАЭ (2018 г.), демонстрирующие строение осадочного чехла и отдельных ледниковых форм рельефа.

1–3 – главные сейсмические границы: 1 – поздний миоцен (начало оледенения в Западной Антарктике); 2 – поздний плиоцен; 3 – поздний плиоцен – плейстоцен; 4 – внутренние границы верхнеплиоценовой – четвертичной толщи. Красной стрелкой на разрезах отмечена фронтальная часть дистальной конечной морены. Положение профилей показано на рис. 2

Fig. 3. Seismic sections showing acoustic pattern of the sedimentary cover and submarine glacial landforms.

1–3 – major seismic horizons: 1 – Late Miocene (onset of West Antarctic glaciation); 2 – Late Pliocene; 3 – Late Pliocene – Pleistocene; 4 – internal seismic horizons. Red arrow on sections shows the age of distal terminal moraine. See Fig. 2 for the location of sections.

мощности, но становится более симметричной, а далее к востоку приобретает сложную морфологию и уменьшается по высоте до 80–100 м (см. рис. 3, б, в и рис. 5). Конечная морена среднего шельфа Южно-Оркнейского плато сопоставима по размерам с конечной мореной норвежского шельфа Скъёлдринген – крупнейшей из известных ледниковых форм [16].

Кроме крупной конечной морены среднего шельфа, южнее мы впервые выделили ещё одну осадочную структуру, которая расположена между изобатами 350 и 425 м и образует плоскую террасу овальной формы размером 30 × 70 км с

субгоризонтальной поверхностью дна и краевым уступом высотой 30–40 м (см. рис. 3, б–г и рис. 5). Эта структура интерпретируется как самая ранняя по времени накопления и наиболее удалённая от Южно-Оркнейских островов (дистальная) конечная морена, образовавшаяся во фронтальной части выводного ледника. Её плоская поверхность с уклоном в южном направлении может свидетельствовать о частичном захоронении морены в период более позднего оледенения (или нескольких оледенений) с накоплением осадков под шельфовым ледником, линия налегания которого находилась на рас-

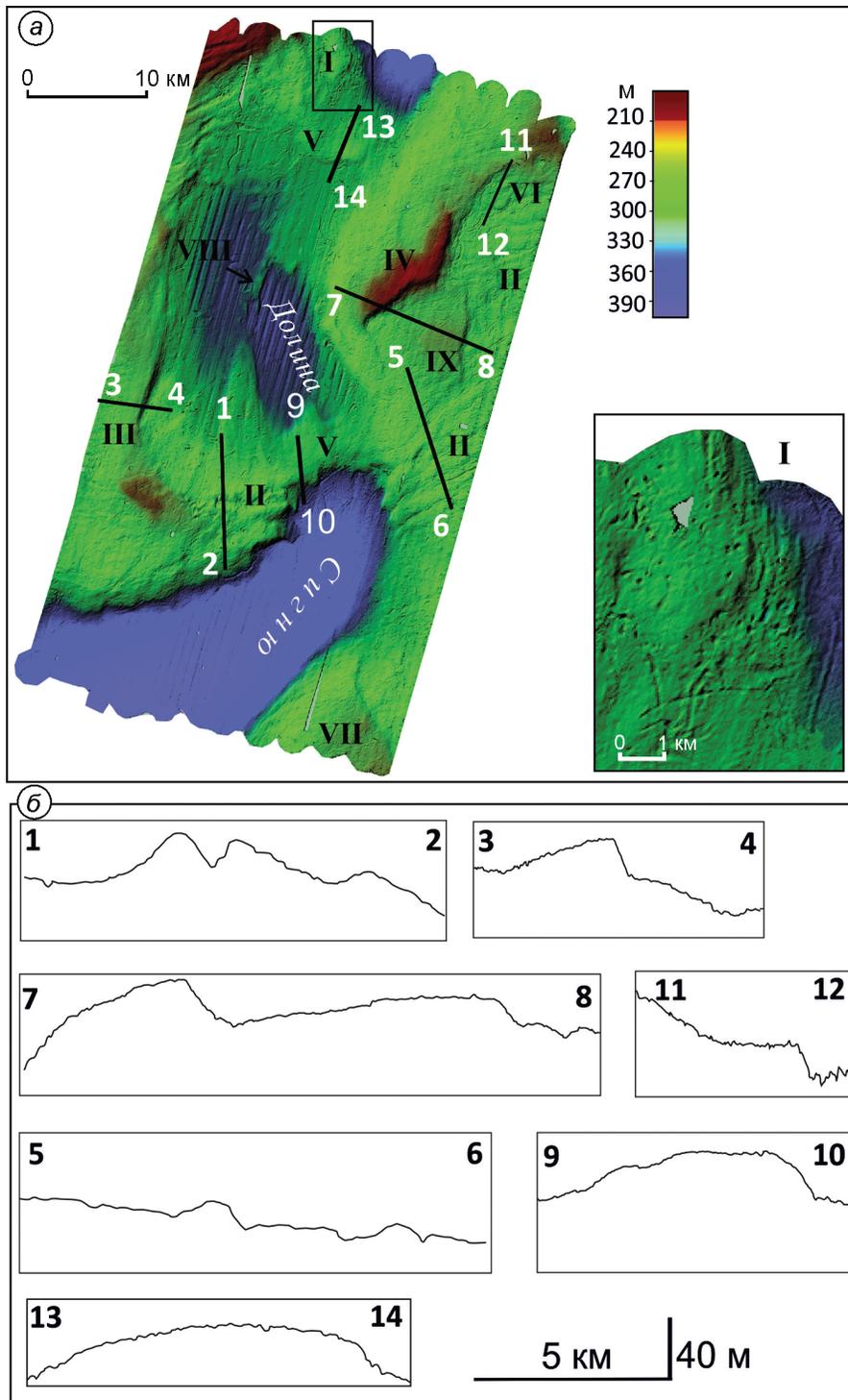


Рис. 4. Рельеф морского дна района долины Сигню по данным съёмки с использованием многолучевого эхолота (а) и батиметрические профили морского дна, демонстрирующие морфологию морских ледниковых форм (б).

Римскими цифрами обозначены типы ледниковых и ледниково-морских форм рельефа: I – ледниковая линейность, образованная в результате действия быстротекущего ледника (на врезке показан увеличенный фрагмент карты); II – поперечные моренные гряды, сформированные при отступании ледника; III – боковая сдвиговая морена; IV – конечная морена; V – клинья на линии налегания; VI – конус выноса подледникового стока; VII – боковая окраинная морена; VIII – друмлины; IX – форма рельефа с неясным генезисом

Fig. 4. Submarine glacial landforms of the Signy Island area with position of bathymetric profiles (а) and bathymetric profiles across different landforms derived from multibeam survey (б).

Roman numerals denote types of submarine glacial landforms: I – streamlined subglacial lineation indicating fast flowing grounded ice (inset shows enlarge part of the map); II – transverse recessional moraine ridges; III – lateral shear moraine; IV – end moraine; V – grounding zone wedges; VI – ice-proximal fan; VII – lateral marginal moraine; VIII – drumline; IX – landform with unclear genesis

положенной севернее моренной гряде среднего шельфа. Центральная часть дистальной конечной морены совпадает с депрессией в фундаменте осадочного чехла (см. рис. 2), которая наследуется и в верхних ледниковых отложениях (см. рис. 3, г). Возможно, течение ледника, сформировавшего относительно древнюю морену,

подчинялось существовавшему в то время тектонически обусловленному палеорельефу дна.

Детальная съёмка с применением многолучевого эхолота позволила установить несколько типов ледниковых форм рельефа, которые связаны с деятельностью и динамикой ледяного потока в долине Сигню во время общей дегля-

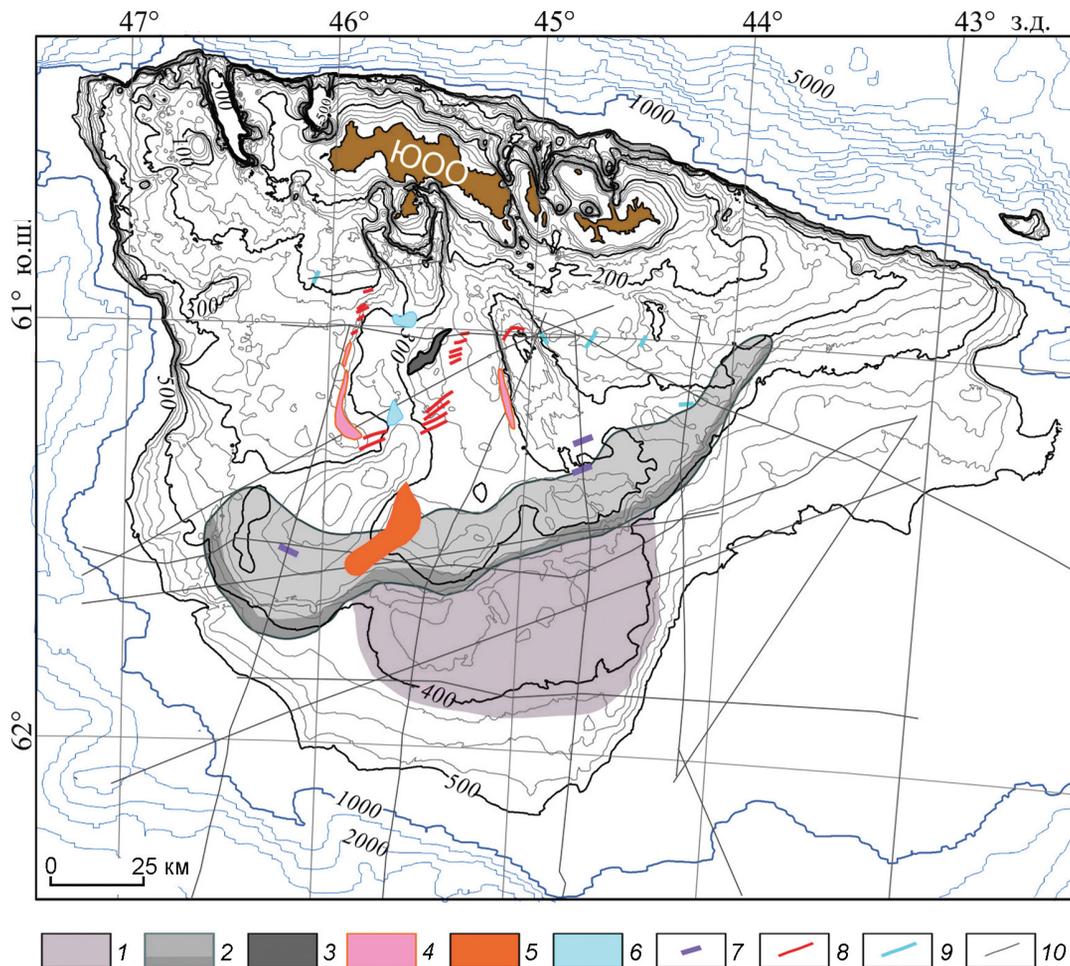


Рис. 5. Ледниковые формы рельефа шельфа Южно-Оркнейского плато:

1 – дистальная конечная морена, маркирующая наибольшее распространение ледникового покрова налегающего на морское дно; 2 – конечная морена среднего шельфа, образование которой завершилось в период последнего ледникового максимума (более тёмным цветом показан крутой склон в краевой части); 3 – конечная морена, образовавшаяся при повторном наступании ледника в период Антарктического холодного реверса; 4 – боковая сдвиговая морена; 5 – боковая окраинная морена; 6 – клинья в зоне налегания быстротекущего ледника; 7 – фронтальные фрагменты (депоцентры) клиньев в зоне налегания быстротекущих ледников, выявленные по сейсмическим данным; 8 – поперечные морены отступления; 9 – гребни (депоцентры) ледниковых форм неясной природы; 10 – сейсмические профили, используемые в настоящем исследовании (см. рис. 2)

Fig. 5. Submarine glacial landforms on the shelf of the South Orkney Plateau:

1 – distal terminal moraine marking the maximum extent of grounded ice; 2 – mid-shelf moraine (darker color shows the steep slope at the outer rim); 3 – end moraine formed due to re-advance of ice during the Antarctic Cold Reversal; 4 – lateral shear moraine; 5 – lateral marginal moraine; 6 – grounding zone wedge; 7 – edges (depocenters) of grounding zone wedges; 8 – transverse recessional moraines; 9 – depocenters of non-identified submarine glacial landforms; 10 – seismic lines used in this study

циации шельфа после последнего ледникового максимума. В бортах долины Сигню наблюдаются серии параллельных гряд СВ–ЮЗ простирающихся шириной 0,5–1 км, высотой 10–20 м и расстоянием друг от друга 1–1,5 км (см. рис. 4, а, II; рис. 4, б и рис. 5). Такие гряды – характерная особенность гляциальных окраин. Они представляют собой стадиальные морены, формирующиеся в условиях достаточно быстрого отступ-

пания налегающего на дно ледника в периоды его временной стабилизации.

Западный край долины занимает протяжённая (более 40 км) гряда шириной 3–5 км и высотой 10–30 м (см. рис. 4, а, III и рис. 4, б). Эта гряда представляет собой типичную боковую сдвиговую морену, которая формировалась в подлёдной обстановке в зоне сдвига между относительно быстро текущим ледяным потоком и менее под-

вижным ледниковым куполом [17]. В месте разворота долины боковая морена увеличивается по ширине и мощности. На основании анализа нескольких сейсмических профилей и детальных батиметрических данных развитие аналогичной морены предполагается в западном борту долины Оруэлл (см. рис. 3, б). В юго-восточном углу съёмки доминирует асимметричное поднятие с более крутым склоном высотой около 30 м, направленным в сторону от долины (см. рис. 4, а, VII). Это поднятие продолжается южнее за пределы съёмки, где выявлено сейсмическим профилем (см. рис. 2 и рис. 3, з) и представляет собой достаточно крупный осадочный депоцентр (10 × 30 км), втянутый в сторону общего направления движения льда. По расположению, размеру и морфологическому облику эту структуру можно интерпретировать как боковую крайнюю морену. Такой тип морен был установлен и изучен относительно недавно [17, 18], и его образование связывается с отложениями терригенного материала на боковой границе налегающего на дно ледяного потока.

Внутри долины, в месте её разворота и в тыловой части, выявлены формы рельефа морского дна, известные как «клинья в зоне налегания ледника» («grounding zone wedges», GZWs) [1, 19] (см. рис. 4, а, V). Они имеют ассиметричную структуру в разрезе с крутым фронтальным склоном, обращённым в сторону движения ледника, и пологим противоположным склоном. Такие клинья образуются при отступании быстротекущих ледяных потоков в периоды относительной стабилизации положения линии налегания, но в условиях продолжающегося движения ледниковой массы с отколом льда и формированием айсбергов. Стабилизация может занимать десятки – сотни лет и приводит к активному осадконакоплению на линии его налегания и в некоторой части под ледником за счёт непрерывного поступления базального обломочного материала [19]. В полярных регионах мощность ледниковых осадков, слагающих клин, при длительной задержке в отступании ледников и быстром движении потока может достигать 100 м. Длина этих клиньев в долине Сигню составляет 5–8 км (соответствуя её поперечным размерам), ширина – 5–6 км, а высота (мощность осадков) – 15–30 м (см. рис. 4, а, V и рис. 4, б).

Кроме клиньев в зоне налегания, в долине Сигню наблюдаются линейные формы рельефа,

образовавшиеся под действием течения ледника. К ним относятся желоба ледового выпаживания и структуры, вероятнее всего, представляющие собой друмлины. Из-за небольших размеров и расположения, практически совпадающего с поперечными помехами записи, они проявлены недостаточно контрастно, но всё же надёжно распознаются в полученном изображении морского дна (см. рис. 4, а, I, VIII). Желоба расположены в верховье долины на её западном склоне. Они имеют ширину около 100 м, длину – 1,0–2,5 км и высоту – первые метры и указывают направление движения быстротекущего ледника в период его существования (см. рис. 4, а, I). Друмлины (или близкие к ним формы рельефа) находятся в средней углублённой части русла и имеют длину 1–2 км и ширину от 200 до 600 м. Самые южные из них немного изменяются по простиранию, маркируя разворот ледотока (см. рис. 4, а, VIII).

На поднятии между долинами в северо-восточной части площади съёмки расположена крупная и наиболее выразительная в представленном изображении форма рельефа морского дна длиной 25 км, шириной 4–5 км и высотой (мощность осадков в депоцентре) 30–35 м (см. рис. 4, а, IV и рис. 4, б). Центральный сегмент этой формы в плане имеет дугообразный изгиб, к тыловой части которого примыкает небольшая долина шириной около 2 км и глубиной 6 м (см. рис. 4, а, IV). Указанные особенности морфологии позволяют сделать вывод, что она представляет собой конечную морену поздней стадии дегляциации шельфа, а долина маркирует направление течения льда. В северо-восточной части уже вырождающейся конечной морены выделяется овальная структура размером 2 × 3 км и высотой 20 м (см. рис. 4, а, VI и рис. 4, б), которая может быть интерпретирована как конус выноса подледникового стока талых вод. Подобные конусы выноса образуются за линией налегания в местах, где поток талых вод из-под ледника входит в море, теряя энергию движения, и взвешенные осадки оседают на дно [1].

Ещё одна аккумуляционная форма рельефа расположена юго-восточнее предполагаемой конечной морены. Она имеет ассиметричную клинообразную структуру с крутым восточным склоном меридионального простирания (практически параллельно долине Сигню) высотой 15–20 м и длиной около 15 км. Морфология формы сви-

детельствует об её образовании в зоне налегания ледника, но динамика ледового потока, которая обеспечивала накопление осадков, остаётся неясной. В пределах шельфа широко распространены следы айсбергового выпавивания с врезами в морское дно до 4–5 м (см. рис. 4, *a*). Они имеют хаотическую конфигурацию и развиты до глубин 350–370 м. Местами также наблюдаются айсберговые ямы изометрической формы. Айсберги, днище которых достигало наибольших глубин, должны были иметь толщину не менее 400 м. Вероятно, это – продукты разрушения крупных шельфовых ледников Ронне и Фильхнера, расположенных в южной части моря Уэдделла, которые достигали шельфа Южно-Оркнейского плато благодаря действию водоворота Уэдделла – течения,двигающегося по часовой стрелке [20].

Обсуждение результатов

Полученные данные о развитии донных форм рельефа, а также информация о возрасте донных отложений [12–14] и изменении климата в Антарктике позволяют сделать выводы о характере оледенения и динамике ледникового покрова шельфа Южно-Оркнейского плато. Во время последнего ледникового максимума (и, вероятно, в предшествующие оледенения четвертичного периода) практически во всей Антарктике ледниковый покров распространялся до края континентального шельфа. Согласно результатам моделирования и геологических исследований, ледниковый покров Южно-Оркнейского плато оставался изолированным, не соединяясь с Антарктическим полуостровом [21]. При этом с налеганием на дно он перекрывал только часть шельфа, но, возможно, за линией отрыва распространялся в качестве шельфового ледника.

Дистальная конечная морена в южной части Южно-Оркнейского плато, которая оконтуривается изобатой 400 м и расположена за пределами развития крупной конечной морены среднего шельфа (см. рис. 3, *b*, *в* и рис. 5), могла сформироваться в один из циклов последнего ледникового периода или в предшествующие ледниковые периоды плейстоцена. Локальное развитие дистальной конечной морены, видимо, связано с деятельностью выводного ледника, существовавшего в пределах ледникового покрова. Вер-

хотьё этого выводного ледника могло располагаться в северных частях долин Сигню и Оруэлл и состоять из двух отдельных потоков, которые сливались в общий, образовавший дистальную конечную морену (рис. 6, *a*). В дальнейшем ледяные потоки разделились, образовав две эрозионные долины (см. рис. 6, *b*).

Время и продолжительность формирования крупной конечной морены среднего шельфа остаются неясными. Возможно, она начала накапливаться ещё в период существования объединённого ледяного потока, так как иначе трудно объяснить сходную (до 120–130 м) мощность морены в устье долины Сигню, образованной быстротекущим ледником, и на поднятии дна между долинами, где ледниковый покров был менее подвижным. Внутреннее строение конечной морены среднего шельфа с переслаивающимися ледниковыми (проградационными) и морскими (пологозалегающими) толщами указывает на не менее чем трёхкратное наступание ледника до своего крайнего положения в период гляциальных максимумов плейстоцена [5]. На самом деле, таких наступаний могло быть больше, но связанные с ними отложения эродированы или не распознаются в сейсмической записи. В период последнего оледенения, возможно, сформировались и боковые морены, выделяемые на западных флангах долин Сигню и Оруэлл (см. рис. 4, *a*, III и рис. 5).

История и динамика отступления ледника в позднем плейстоцене, после последнего ледникового максимума, проявлена в формах рельефа морского дна, установленных по результатам съёмки с многолучевым эхолотом и сейсмическим данным. Согласно данным изучения донных осадков, дегляциация шельфа Южно-Оркнейского плато началась не позже 16,7 тыс. л.н. (информация получена только по северной части, к северу от Южно-Оркнейских островов) [5]. На западном фланге и в верховьях долины Сигню отступление ледника происходило в период 13,9–9,5 тыс. л.н. [12], а в пределах долины Оруэлл ледниковый поток отступил от среднего до внутреннего шельфа от 14,6 тыс. л.н. до 12 959 л.н. с возможным повторным наступанием в этот промежуток времени [5]. Выявленные интервалы времени соответствует общему освобождению шельфа Антарктического полуострова ото льда от 15 до 10 тыс. л.н. [22].

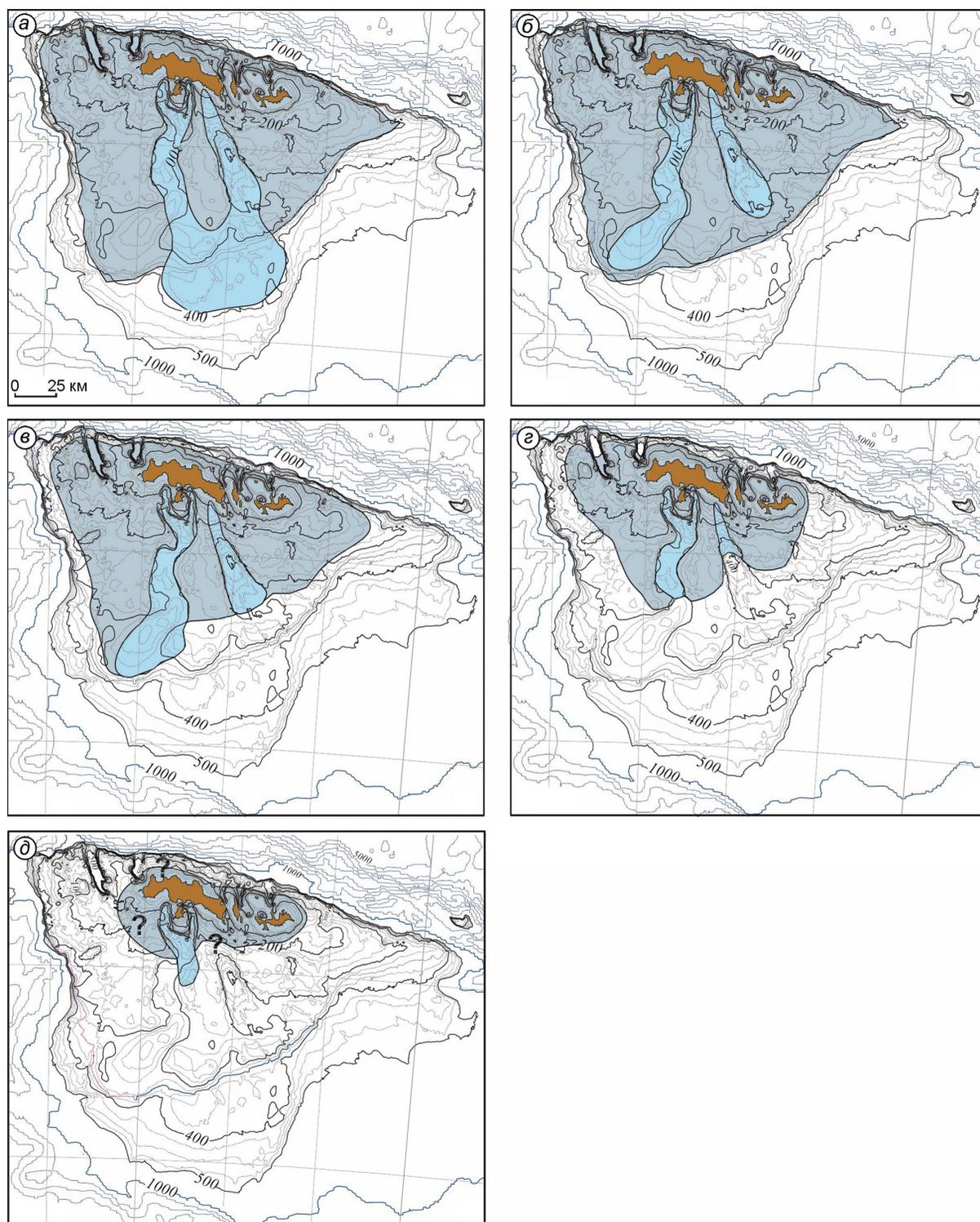


Рис. 6. Гипотетические модели распространения ледника.

a – оледенение, предшествующее последнему ледниковому максимуму; *б* – последний ледниковый максимум; *в* – начальная стадия отступления ледника; *г* – стадия отступления ледника на рубеже около 14,5 тыс. л.н.; *д* – повторное наступание ледника в период Антарктического холодного реверса 14,5–13 тыс. л.н. Светло-голубым цветом показан ледниковый покров, голубым – выводные ледники, коричневым – Южно-Оркнейские острова

Fig. 6. Schematic models of ice distribution on the shelf of the South Orkney Plateau during the Late Pleistocene. *a* – Pre-LGM glaciation; *б* – LGM; *в* – Early stage of ice retreat; *г* – Ice retreat stage at about 14 500 yrs. BP; *д* – Ice re-advance within the Antarctic Cold Reversal between 14 500–13 000 yrs. BP. Light blue – ice sheep/cap, dark blue – ice streams, brown – South Orkney Islands

С ранним этапом дегляциации шельфа связано накопление боковой окраинной морены (см. рис. 4, а, VII и рис. 5), которая маркирует границу налегающего на дно быстротекущего ледяного потока со свободной ото льда частью шельфа. Наличие этой морены позволяет предположить, что налегающий на дно ледниковый поток долины Сигню всё ещё достигал среднего шельфа в районе конечной морены, в то время как к востоку от него ледник отступил не менее чем на 20 км (см. рис. 6, в). В устье долины Оруэлл отступление проявлено в виде морен, сформировавшихся в зоне налегания ледника [5] (см. рис. 3, в). Дальнейшее убывание ледникового покрова Южно-Оркнейского плато проявлено в формах рельефа дна, выявленных съёмками с многолучевым эхолотом. Моренные клинья в долине Сигню формировались при временной стабилизации линии налегания ледяного потока на дно (см. рис. 4, V и рис. 5), а регулярно выстроенные параллельные моренные гряды, которые лучше проявлены на восточном фланге долины, отложились на границе отступающего ледникового купола (см. рис. 4, а, II и рис. 5).

Самые южные моренные гряды района долины Сигню по времени образования, вероятно, соответствуют серии дугообразных гряд такого же типа, выявленных в средней части долины Оруэлл. Их общее положение указывает на неравномерное отступление ледника в определённый период позднего плейстоцена (около 14,6 тыс. л.н. [5]): большем – внутри долины Оруэлл и меньшем – на поднятых участках дна (см. рис. 6, г). Моренные клинья долины Сигню (см. рис. 4, а, V и рис. 4, б) имеют высоту крутой части 40–50 м, заметно превышая по высоте клинья в зоне налегания внешней части долины Оруэлл (см. рис. 3, в). Время и продолжительность образования клиньев в зоне налегания ледника в долинах, а также хронологическое взаимоотношение с другими формами морского дна остаются неизвестными. Паузы в отступании быстротекущих ледниковых потоков, которые приводят к накоплению клиньев в зоне налегания, могут достигать десятков и сотен лет [2]. Можно предположить, что эти паузы были синхронны в обеих долинах и клинья начали формироваться одновременно, но в долине Оруэлл длительность накопления была меньше и ледник быстро отступил в среднюю её

часть. Это произошло из-за того, что днище долины обращено внутрь и имеет достаточно крутой наклон (около 3 м/км; см. рис. 2), что способствует быстрому разрушению ледника [23].

После значительного сокращения ледникового покрова произошёл эпизод его повторного наступания. Он достаточно отчётливо проявлен в формировании конечной морены на восточном фланге долины Сигню (см. рис. 4, IV). Выдвижение ледника, вероятно, началось в северной части самой долины и продолжилось по её простирацию (см. рис. 6, д). Это событие могло произойти в период Антарктического холодного реверса (Antarctic cold reversal, ACR), которое надёжно выявлено в Антарктике по результатам изучения ледовых кернов, наземных отложений и морских осадков и представляет собой локальное похолодание в период между 14,7 и 13 тыс. л.н. на фоне общего устойчивого потепления климата позднего плейстоцена [24]. На антарктических шельфах локальная экспансия ледникового покрова холодного реверса на фоне общей дегляциации, в большей мере, определяется по косвенным признакам [25], и ледниковые формы рельефа морского дна, связанные с этим явлением, до сих пор были обнаружены только в Субантарктике (шельф острова Южная Георгия) [26].

Образование асимметричной формы рельефа с уступом меридионального простирания, отлагавшейся южнее конечной морены (см. рис. 4, а, IX), остаётся неясным. По своему местоположению и морфологическому облику она похожа на боковую окраинную морену, которая сформировалась на границе ледникового потока, налегающего на дно, и открытого моря. Если это предположение правильное, то в период холодного реверса наступание ледника на фланге долины Сигню было двукратным и привело к накоплению боковой и конечной морен. Окончательное отступление ледника (линии его налегания на морское дно) произошло около 11,7 тыс. л.н. [12].

Заключение

Анализ сейсмических разрезов и батиметрических данных, полученных в результате исследований с многолучевым эхолотом, позволил установить важные элементы рельефа морского дна на шельфе Южно-Оркнейского плато, свя-

занные с ледниковой деятельностью — наступанием ледникового покрова на шельф в период ледниковых максимумов плейстоцена и его последующем отступанием в конце плейстоцена. Максимальное распространение льда маркируется непрерывной моренной грядой (конечной мореной), расположенной вдоль среднего шельфа Южно-Оркнейского плато между изобатами 300 и 400 м и образовавшейся в зоне налегания ледника на морское дно преимущественно в период последнего ледникового максимума. В результате интерпретации сейсмических данных впервые удалось установить самую удалённую от Южно-Оркнейских островов моренную гряду (дистальную конечную морену) высотой 30–40 м, которая расположена на внешней части шельфа, имеет протяжённость около 100 км и могла образоваться в один из периодов оледенения, предшествующий последнему ледниковому максимуму. В конце плейстоцена, не позднее 16,7 тыс. лет назад, началось неравномерное отступление ледника, сопровождавшееся периодами стабилизации линии его налегания и образованием моренных гряд и клиньев в зоне налегания быстротекущих выводных ледников в

ледниковых долинах. После дегляциации шельфа, в период Антарктического холодного реверса (14,7–13 тыс. л.н.) произошло наступание ледника, который сформировал конечную морену на восточном фланге долины Сигню.

Благодарности. Полевые работы на шельфе Южно-Оркнейского плато проводились в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию № 049-00018-19-00 от 11 января 2019 г. на 2019 г. и плановый период 2020 и 2021 гг. Интерпретация полученных данных и подготовка публикации выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00858 «Изменение природной среды северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) в позднем кайнозое».

Acknowledgments. Field survey on the South Orkney Plateau was carried out within the Federal Project of the Agency Federal Agency for Mineral Resources № 049-00018-19-00. Scientific interpretation and preparation of paper were performed with the support of the Russian Foundation for Basic Research, Project № 19-05-00858 «Late Cenozoic Environmental Changes in the north-western Weddell Sea (Antarctica)».

References

1. Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M., Todd B.J., Dowdeswell E.K., Hogan K.A. The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society. London, Memoirs, 2016, 46: 519–552.
2. Dowdeswell J.A., Fugelli E.M.G. The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*. 2012, 124 (11–12): 1750–1761.
3. Dickens W.A., Graham A.G.C., Smith J.A. A new bathymetric compilation for the South Orkney Islands, Antarctic Peninsula: Insights into glacial development of the continental shelf. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014, 15: 2494–2514.
4. Dickens W.A., Graham A.G.C., Smith J.A., Dowdeswell J.A. Large, buried glacial moraines revealed by TOPAS sub-bottom profiling, South Orkney Islands, South Atlantic Ocean. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society. London, Memoirs, 2016, 46: 251–252.
5. Dickens W.A. Reconstructing glacial and environmental change on the South Orkney Plateau, sub-Antarctica. Doctoral Thesis. 2016: 225 p.
6. Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.
7. Eagles G., Livermore R. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*. 2002, 185: 195–205.
8. King E.C., Barker P.F. The margins of the South Orkney microcontinent. *Journ. of the Geological Society*. 1988, 145: 317–331. doi: 10.1144/gsjgs.145.2.0317.
9. Barker P.F., Kennett J.P., O'Connell S., Piasias N.O. and shipboard scientific party. Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program. Texas A&M University. 1990, 113: 1033 p.
10. Busetti M., Zanolla C., Marchetti A. Geological structure of the South Orkney microcontinent. *Terra Antarctica*. 2000, 8 (2): 1–8.
11. Sugden D.E., Clapperton C.M. Maximum ice extent on island groups in Scotia Sea, Antarctica. *Quaternary Research*. 1977, 7 (2): 268–282. doi: 10.1016/0033-5894(77)90041-2.
12. Herron M.J., Anderson J.B. Late quaternary glacial history of the South Orkney Plateau, Antarctica. *Quaternary Research*. 1990, 33 (3): 265–275. doi: 10.1016/0033-5894(90)90055-P.
13. Hodgson D.A., Graham G.C., Graham G.C., Roberts S.J., Bentley M.J., Cofaigh C.O., Verleyen E., Vyver-

- man W., Jomelli V., Favier V., Brunstein D., Verfaillie D., Colhoun E.A., Saunders K.M., Selkirk P.M., Mackintosh A., Hedding D.W., Nel W., Hall N., Smith J.A. Terrestrial and submarine evidence for the extent and timing of the Last Glacial Maximum and the onset of deglaciation on the maritime Antarctic and sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 100: 137–158.
14. Lee J.I., Bak Y.-S., Yoo K.-C., Lim H.S., Yoon H.I., Yoon S. Climate changes in the South Orkney Plateau during the last 8600 years. *The Holocene*. 2010, 20: 395–404.
 15. Vidal J., Berrocoso M., Fernandez-Ros A. Study of tides and sea levels at Deception and Livingston islands, Antarctica. *Antarctic Science*. 2012, 24 (2): 193–201.
 16. Dowdeswell J.A., Ottesen D., Rise L. Skjoldryggen terminal moraine on the mid-Norwegian Shelf. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society, London, Memoirs. 2016, 46: 249–250.
 17. Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Lateral shear-moraines and lateral marginal-moraines of palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 151: 1–26.
 18. Rydningen T.A., Vorren T.O., Laberg J.S., Kolstad V. The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 68: 126–141. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.013.
 19. Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*. 2015, 363: 65–92.
 20. Collaresa L.L., Mata M.M., Kerr R., Arigony-Neto J., Barbat M.M. Iceberg drift and ocean circulation in the northwestern Weddell Sea, Antarctica. *Deep-Sea Research. Part II*. 2018, 149: 10–24. doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.02.014.
 21. Golledge N.R., Levy R.H., McKay R.M., Fogwill C.J., White D.A., Graham A.G.C., Smith J.A., Hillenbrand C.-D., Licht K.J., Denton G.H., Ackert R.P.Jr., Maas S.M., Hall B.L. Glaciology and geological signature of the Last Glacial Maximum Antarctic ice sheet. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 78: 225–247. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.011.
 22. Cofaigh C.O., Davies B.J., Livingstone S.J., Smith J.A., Johnson J.S., Hocking E.P., Hodgson D.A., Anderson J.B., Bentley M.J., Canals M., Domack E., Dowdeswell J.A., Evans J., Glasser N. F., Hillenbrand C.D., Larter R.D., Roberts S.J., Simms A.R. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 100: 87–110.
 23. Schoof C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2007, 112 (F3). doi: 10.1029/2006JF000664.
 24. Pedro J.B., Bostock H.C., Bitz C.M., He F., Vander-goes M.J., Steig E.J., Chase B.M., Krause C.E., Rasmussen S.O., Markle B.R., Cortese G. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*. 2016, 9: 51–56.
 25. Lamping N., Müller J., Esper O., Hillenbrand C.-D., Smith J.A., Kuhn G. Highly branched isoprenoids reveal onset of deglaciation followed by dynamic sea-ice conditions in the western Amundsen Sea, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*. 2020, 228. doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106103.
 26. Graham A.G.C., Kuhn G., Meisel O., Hillenbrand C.-D., Hodgson D.A., Ehrmann W., Wacker L., Wintersteller P., dos Santos Ferreira C., Romer M., White, D., Bohrmann G. Major advance of South Georgia glaciers during the Antarctic Cold Reversal following extensive sub-Antarctic glaciation. *Nature Commun.* 2017, 8: 14798. https://doi.org/10.1038/ncomms14798.

Обзоры и хроника

УДК 551.321+550.3

doi: 10.31857/S2076673421040110

Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде

© 2021 г. С.В. Попов^{1,2}¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия;²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
spopov@yandex.ru

Six decades of radar and seismic research in Antarctica

S.V. Popov^{1,2}¹Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia; ²Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

spopov@yandex.ru

Received June 23, 2021 / Revised August 2, 2021 / Accepted August 20, 2021

Keywords: *Antarctica, radio-echo sounding, seismic sounding, history of Antarctic research, six decades of Antarctic research.*

Summary

Antarctica was discovered by the First Russian Antarctic expedition in 1820. Subsequent studies were mainly descriptive in nature, and measurements were few in number. Only from the end of the 19th century systematic scientific observations were started in Antarctica. The first stage of studying the continent was completed in the middle of the 20th century, when the coastline was completely mapped and inland studies were carried on. The First International Geophysical Year (1957–1958) marked the beginning of systematic geophysical researches in Antarctica. Russia (USSR) took an active part in the work, opening Mirny and Pionerskaya stations in 1956. At the same time, seismic sounding, first conducted by the R. Byrd's expedition in 1933–1935, began to be carried out in Antarctica. In the first two decades after the International Geophysical Year, international scientific communities carried out the first comprehensive multidisciplinary research; a network of permanent year-round scientific stations was created, and a new method of radar sounding was introduced into the practice of work. The results of this stage are presented in the two-volume Atlas of Antarctica, published in the USSR. In the 1970s and 90s, most of the continent was covered by complex airborne geophysical surveys. The huge amount of accumulated data has been combined for generalization them into a single database within the framework of the International Bedmap project. Recent studies are mainly focused in unexplored areas of Antarctica, which by now are actually absent. Further accumulation of data promoted the two subsequent generations of the Bedmap project - Bedmap2 and Bedmap3. The use of GPR methods since the late 1990s has allowed us to study the structure of the snow-ice thickness at a new scientific and technical level, as well as to perform important engineering surveys aimed at ensuring the safety of transport operations in Antarctica. Currently, Russian research is focused on the study of the subglacial Lake Vostok and airborne geophysical works in the sector of 60°–100° E.

Citation: Popov S.V. Six decades of radar and seismic research in Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 587–619. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040110.

Поступила 23 июня 2021 г. / После 2 августа 2021 г. / Принята к печати 20 августа 2021 г.

Ключевые слова: *Антарктида, радиолокационные зондирования, сейсмические зондирования, история антарктических исследований, шесть десятилетий антарктических исследований.*

Представлен обзор отечественных и зарубежных радиолокационных, георадарных и сейсмических исследований в Антарктиде за период с середины XX в. по настоящее время. В работу включён небольшой обзор более ранних экспедиционных работ. Отдельно рассматриваются вопросы исследований подледникового озера Восток и операции «Эймери». Приводятся схемы изученности, даётся характеристика сейсмической и радиолокационной аппаратуры, а также геодезических приборов, используемых для планово-высотной привязки отечественных работ.

Введение

Настоящая статья — это обзор опубликованных отечественных и зарубежных радиолокационных и сейсмических исследований в

Антарктиде. Другие геофизические методы упоминаются только в контексте совместной работы с указанными. Обзор охватывает период с середины XX в., т.е. с начала планомерного изучения континента, по настоящее время. Кратко описы-

вается и предшествующий период исследований. Обзор представлен в хронологическом порядке с разделением на этапы работ с учётом логики их проведения. Описания сопровождаются схемами расположения съёмок и фотографиями, иллюстрирующими процесс выполнения работ и используемую технику. Приводятся также технические характеристики приборов. Кроме радиолокационных и сейсмических исследований, в статье есть раздел по георадиолокации. Предлагаемая статья представляет собой расширенный доклад автора, сделанный в Русском географическом обществе в 2020 г. на заседании, посвящённом 200-летию открытия Антарктиды.

Предисловие

Шестой континент, скрытый во льдах Южной полярной области, был открыт моряками российского флота. Это событие было целью, смыслом и главным достижением Первой Русской антарктической экспедиции, которая на шлюпах «Восток», под командованием капитана 2-го ранга *Ф.Ф. Беллинсгаузена*, и «Мирный», под командованием лейтенанта *М.П. Лазарева* 28 января (16 января по старому стилю) 1820 г., подошла к берегам Антарктиды [1, 2]. Однако изучать этот материк в современном понимании начали только спустя полтора века в рамках Международного геофизического года (1957–1958 гг.), когда технический прогресс позволил проводить научные исследования в сложных климатических условиях.

Успехи в освоении Антарктиды связаны с авиацией. Первый полёт братьев Райт состоялся в 1903 г. в долине Китти-Хоук (Северная Каролина, США), а перед Первой мировой войной самолёты начали использовать достаточно широко. В 1914 г. *Ян Нагурский* совершил первый полёт в Арктике, доказав возможность использования авиации в полярных регионах. После войны, в середине 1920-х годов, *Борис Чухновский* совершал неоднократные полёты над Новой Землей, Баренцевым и Карским морями. Успех и достижения в применении самолётов для исследования Арктики привели к их использованию и в Южной полярной области. В 1928 г. *Х. Уилкинс* организовал и возглавил первую авиационную экспедицию. Она получила название

Антарктическая экспедиция Уилкинса—Херста и выполнялась на двух самолётах Локхид Вега на Земле Грейама (Антарктический полуостров). Первый в истории полёт над шестым континентом состоялся 16 ноября 1928 г. С этого времени в Антарктике начался век авиации. Важные результаты экспедиции — аэрофотосъёмка и аэровизуальные наблюдения в ходе полётов в глубь полуострова [3, 4]. В это же время капитан 3-го ранга *Р. Бэрд*, впоследствии контр-адмирал, возглавил свою первую экспедицию в Антарктику (1928–1930 гг.) в район моря Росса. Использование авиации позволило сразу получить значимые результаты. «*Всего за несколько часов, — писал он в своей книге, — были обследованы 1200 квадратных миль неизвестного пространства*» [5]. В это же время был совершён первый в истории полёт на Южный полюс.

Второй Международный полярный год (1932/33 г.) открыл новый этап изучения Антарктики. Он предусматривал широкий комплекс согласованных научных мероприятий в обеих полярных областях для понимания природных процессов, происходящих на нашей планете. Большое внимание уделялось совершенствованию методики выполнения исследований, разработке нового оборудования и обеспечению полярных станций. Был принят генеральный план размещения сети наблюдений по секторам — зонам ответственности стран-участниц этого научного форума. Сотрудники организованного в 1920 г. Всесоюзного арктического института (с 1939 г. ААНИИ) *Р.Л. Самойлович*, *М.М. Ермолаев* и *А.Ф. Лактионов* подготовили проект Первой Советской антарктической экспедиции, которая, к сожалению, не состоялась [6].

В довоенный период самыми крупными стали научные экспедиции *Р. Бэрда* в море Росса и на Землю Мэри Бэрд в 1933–1941 гг. В 1934 г. в них, кроме самолётов, впервые использовались вездеходы для исследований внутренних районов континента [7]. В экспедиции 1933–1935 гг. впервые в Антарктиде был применён новый сейсмический метод. Идея использования акустических волн для изучения природных сред появилась в конце XIX в., но только в 1917 г. *Р. Фессенден* получил патент на применение этого метода для разведочных работ. Таким образом, с 1920-х годов сейсморазведка начала активно использоваться сначала для выявления

нефтегазоносных областей, а потом и для решения более широкого круга задач [8]. Обсуждая её достоинства применительно к Антарктиде, исследователи указывали, что «...сейсмические измерения шельфового ледника Росса предоставили первую реальную информацию о его толщине, толщине слоя воды под плавучей частью, рельефе дна подо льдом, наличии крупных морен и рельефе подлёдной поверхности» [9]. Сейсморазведка пополнила арсенал геофизических методов изучения Антарктиды, но широкое внедрение в практику полевых работ она получила только спустя четверть десятилетия.

Исследования Антарктики во время Второй мировой войны были приостановлены, однако уже в 1946 г. их возобновили. Но ещё в 1945 г. в докладе директора ААНИИ, В.Х. Буйницкого, посвящённого 25-летию создания института, было предложено организовать на побережье Антарктиды геофизическую обсерваторию. В это время различные министерства и ведомства СССР стали проявлять повышенный интерес к Южной полярной области, а в конце ноября 1946 г. в Антарктику были направлены суда советской китобойной флотилии «Слава». С 1947 г. в её состав была включена научная группа [6].

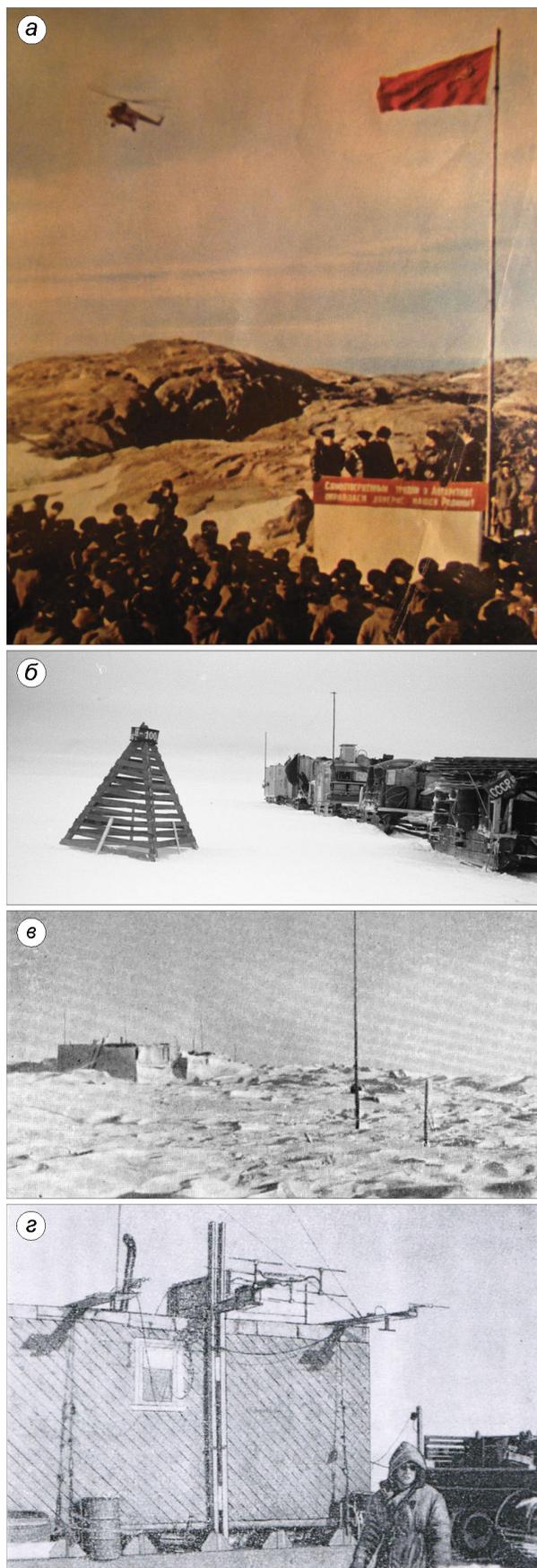
Начальный этап планомерных геофизических исследований: 1950–1970 годы

С началом первого Международного геофизического года (МГГ, 1957–1958 гг.) завершился важный этап антарктических исследований, который продолжался более 100 лет и носил выраженную географическую направленность. Несмотря на то, что за это время был проведён большой объём океанографических и метеорологических измерений, а также других научных работ, знания о континенте носили отрывочный и описательный характер. Наиболее значимые достижения этого этапа – определение контуров нового континента, нанесение на карту крупных ледников и горных массивов, а также создание системы географических названий земель, берегов, морей и других объектов. С одной стороны, технические возможности того времени не позволяли достичь большего, а с другой – это логичный и принятый в науке способ познания окружающего мира.

В дальнейшем началось активное изучение Антарктиды. Прежде всего – исследование её подлёдного рельефа и определение мощности ледникового покрова. Эти знания крайне необходимы для смежных областей науки и служат основой для большинства исследований. Так, карта подлёдного рельефа – основа для составления структурно-тектонических схем и геоморфологических карт, а схема мощности ледника – основа гляциологических построений и различных реконструкций, включая климатические.

Отечественные исследования. Вопрос об организации МГГ как начала следующего этапа исследований обсуждался ещё в начале 1950-х годов. Было решено провести его в период 1957–1958 гг. В программе, утверждённой на конференции специального комитета МГГ, которая состоялась в Риме в 1954 г., подчёркивалась необходимость особенно интенсивного изучения Антарктики. На Второй антарктической конференции, которая проходила в Брюсселе в 1955 г., советская делегация объявила о планах строительства первых станций СССР на побережье индо-океанского сектора, между 85° и 105° в.д., на геомагнитном полюсе и полюсе недоступности [10]. В плане подготовки к МГГ нашей страной была организована Первая комплексная антарктическая экспедиция под руководством М.М. Сомова, в результате которой 13 февраля 1956 г. была основана первая отечественная станция Мирный (рис. 1, а), а уже 2 апреля во внутренние районы континента вышел первый отечественный санно-гусеничный поход (см. рис. 1, б). Его задача состояла в организации внутриконтинентальной станции Пионерская, которая и была открыта 27 мая того же года в 370 км от станции Мирный (см. рис. 1, в). В этом походе геофизик А.П. Капица выполнил 11 сейсмозондирований методом отражённых волн (МОВ), получив таким образом первое представление о мощности ледника и подлёдном рельефе вдали от побережья [11]. Одновременно с сейсмическим зондированием выполнялись гравиметрические измерения, также позволяющие оценить мощность ледникового покрова. Это был первый отечественный опыт подобных работ во внутренних районах Антарктиды на леднике значительной мощности при исключительно низких температурах.

В 1956–1970 гг. сейсмические и гравиметрические исследования проводили на Западном шель-



фовом леднике, шельфовом леднике Лазарева, в районе станции Мирный и в оазисе Ширмахера [14–17]. Однако основные и наиболее значимые работы выполняли в санно-гусеничных походах, география которых неуклонно расширялась. Вместе с ними исследователи получали новые данные о подлёдном рельефе Антарктиды. Во время второй экспедиции в декабре 1957 г. на Южном геомагнитном полюсе была открыта станция Восток. В следующем году – поход на Полюс недоступности, в результате которого были открыты горы Гамбурцева, самая обширная горная страна, скрытая под антарктическим ледником. Её изучение продолжилось в шестой экспедиции (1960–1962 гг.) выполнением геофизического профиля станция Комсомольская – станция Восток – станция Советская – станция Комсомольская [18, 19], а затем, в ходе работ 12-й САЭ (1966–1968 гг.) по маршруту станция Молодёжная – Полюс недоступности – станция Новолазаревская [20–22]. В 1958–1960 гг. был организован поход на Южный полюс. Все походы сопровождались выполнением сейсмических зондирований МОВ для определения мощности ледника и высот подлёдного рельефа [17, 19, 22]. Положение маршрутов санно-гусеничных походов показано на рис. 2.

Сейсмические работы, как правило, выполняли с использованием 24-канальной сейсмостанции ПСС-24, для приёма использовались сейсмографы СПМ-16, плановые координаты определяли астрономическим способом (методом Сомнера), а высоту – методом баронивелирования [23]. Возбуждение волн производили в скважинах различной глубины (как правило, 30–50 м) зарядами тринитротолуола (ТНТ) массой до 5 кг. Сейсмические наблюдения сопровождались гравиметрическими [21, 24–27]. Помимо логистических задач, цель походов состояла в выявлении крупных черт строения континента.

Рис. 1. Первые отечественные антарктические экспедиции. Открытие станции Мирный (а), первый санно-гусеничный поход, вышедший в глубь Антарктиды (б), станция Пионерская, 1956 г. (в) и передвижная геофизическая лаборатория с антеннами локатора ГЮИС-1М4, 1966 г. (з).

а – обложка журнала «Огонёк», июль 1956 г., № 28; б – фото Л.Д. Долгушина из фондов музея Арктики и Антарктики; в – заимствовано из работы [12]; з – заимствовано из работы [13]

Fig. 1. The firsts Soviet Antarctic expeditions.

Establishing of Mirny Station (a), the first scientific traverse to the Antarctic inland (b), Pionerskaya Station at 1956 (v), mobile geophysical laboratory with ice radar Guis-1M4 antennas, 1966 (z).

a – cover of Ogonek journal, July 1956, № 28; b – photo by L. Dolgushin from the collection of Arctic and Antarctic Museum; v – photo from [12]; z – photo from [13]

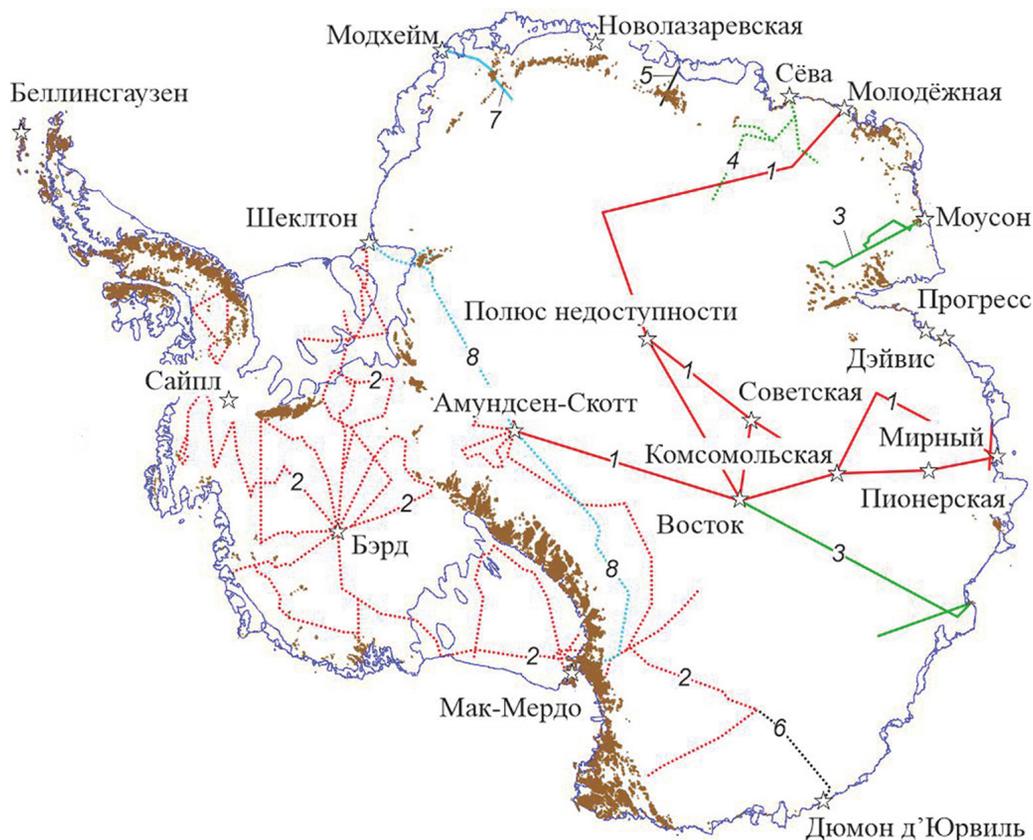


Рис. 2. Схема расположения маршрутов санно-гусеничных походов 1951–1970 гг.

Маршруты экспедиций: 1 – СССР; 2 – США; 3 – Австралии; 4 – Японско-Шведские; 5 – Бельгии; 6 – Франции; 7 – Норвежско-Британско-Шведской; 8 – Британского содружества

Fig. 2. Location scheme of the scientific traverses of 1951–1970.

Expeditions by: 1 – USSR; 2 – US; 3 – Australia; 4 – Japan-Sweden; 5 – Belgium; 6 – France; 7 – Norway-British-Sweden; 8 – The British Commonwealth

Отметим, что в этот период выполняли важные методические работы, направленные на улучшение качества получаемых сейсмических данных и скоростных параметров ледовой толщи. Полученный опыт изложен в ряде работ [20, 21, 28], а также обобщён в фундаментальной монографии [29]. Установлено, что наиболее качественные данные могут быть получены путём возбуждения волн в скважинах, пробуренных ниже снежно-фирновой толщи. В районе станции Пионерской возбуждение волн на поверхности или на малой глубине не привело к получению удовлетворительных результатов [27]. Важное достижение этого этапа – создание и внедрение в практику отечественных антарктических исследований нового геофизического метода *радиолокационных зондирований*. В работе [30] приводится интересный факт, что возник он в результате повторения как незначительных авиа-

ционных происшествий, так и авиакатастроф. В 1950-х годах показания радиовысотометров, используемых во время полётов над ледниками, были хаотичными. Теперь понятно, что это объясняется почти полной прозрачностью ледникового покрова для электромагнитных волн. Поэтому и приборы часто регистрировали подлёдную поверхность или какой-то слой в леднике, а не поверхность ледника. Считывая неправильную высоту, пилоты иногда совершали ошибки при снижении и в результате терпели крушения. Анализ подобных случаев и привёл к появлению нового геофизического метода.

Первые отечественные опытно-методические работы по внедрению радиолокационного метода были выполнены на станции Мирный в феврале 1964 г. (9-я САЭ) сотрудниками отдела физики льда и океана Арктического и Антарктического научно-исследовательского института

(ААНИИ) [31]. Они проводились на достаточно мощном леднике в районе 32-го километра трассы «Мирный – Восток». Исследования выполняли штатным военно-морским радаром ГЮИС-1М4 (см. рис. 1, з). Через два года были проведены опытно-методические работы с борта самолёта Ил-14. Это был исключительно важный этап, так

как успех их проведения обеспечил появление целого направления прикладных и фундаментальных исследований – *аэроадиолокации*, а вскоре, в феврале 1968 г., сотрудниками ААНИИ на Земле Эндерби была выполнена первая отечественная площадная аэроадиолокационная съёмка с межмаршрутным расстоянием около 50 км (рис. 3).

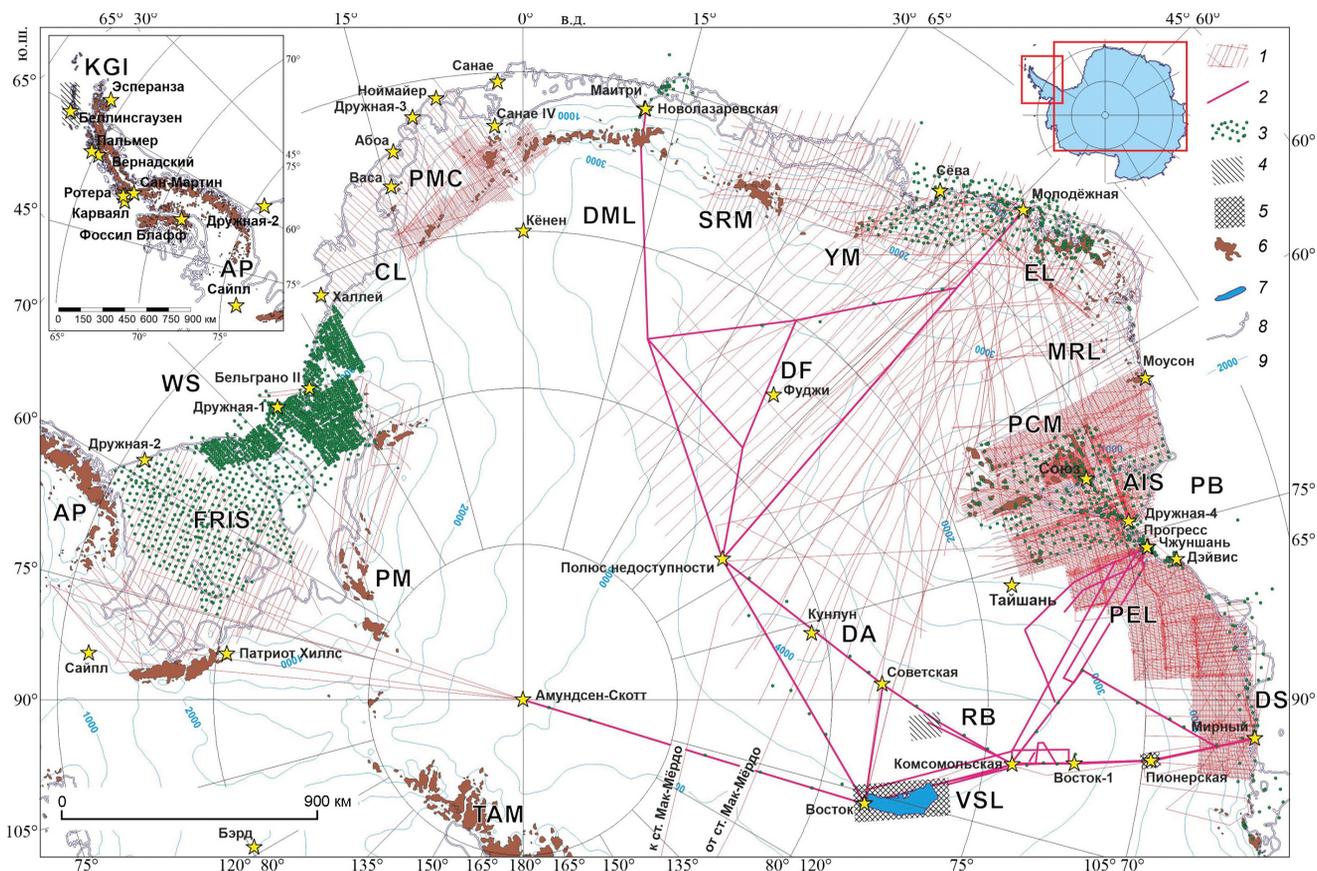


Рис. 3. Отечественные сейсмические и радиолокационные исследования в Антарктиде.

1 – аэрогеофизические маршруты; 2 – наземные радиолокационные маршруты; 3 – пункты сейсмических зондирований МОВ; 4 – районы детальных наземных радиолокационных работ; 5 – район детальных наземных сейсмордиолокационных работ; 6 – выходы горных пород на поверхность ледника, по [33]; 7 – подледниковое озеро Восток; 8 – береговая линия и линия налегания шельфовых ледников, по [33]; 9 – изогипсы высот дневной поверхности в метрах; сечение изогипс 500 м.

Буквенные сокращения: AIS – шельфовый ледник Эймери, AP – Антарктический полуостров, CL – Земля Котса, DA – купол Аргус, DF – купол Фуджи, DML – Земля Королевы Мод, DS – море Дэйвиса, EL – Земля Эндерби, FRIS – шельфовый ледник Фильхнера–Ронне, KGI – о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), MRL – Земля Мак-Робертсона, PB – залив Прюдс, PCM – горы Принс-Чарльз, PEL – Земля Принцессы Елизаветы, PM – горы Пенсакола, PMC – Берег Принцессы Марты, RB – Ледораздел В, SRM – горы Сёр–Роннана, TAM – Трансантарктические горы, VSL – подледниковое озеро Восток, WS – море Уэдделла, YM – горы Ямато

Fig. 3. Russian (Soviet) reflection seismic and radio-echo sounding research in Antarctica.

1 – airborne radio-echo sounding; 2 – ground-based radio-echo sounding; 3 – reflection seismic soundings; 4 – area of ground-based radio-echo sounding survey; 5 – area of ground-based radio-echo sounding and reflection seismic survey; 6 – outcrops on [33]; 7 – subglacial Lake Vostok; 8 – ice front on [33]; 9 – ice surface contours in meters; contour interval is 500 m.

Abbreviations: AIS – Amery Ice Shelf, AP – Antarctic Peninsula, CL – Cotes Land, DA – Dome Argus, DF – Dome Fuji, DML – Dronning Maud Land, DS – Davis Sea, EL – Enderby Land, FRIS – Filchner–Ronne Ice Shelf, KGI – King George (Waterloo) Island, MRL – Mac. Robertson Land, PB – Prydz Bay, PCM – Prince Charles Mountains, PEL – Princess Elizabeth Land, PM – Pensacola Mountains, PMC – Princess Martha Coast, RB – Ridge B, SRM – Mount Sør-Ronnane, TAM – Transantarctic Mountains, VSL – subglacial Lake Vostok, WS – Weddell Sea, YM – Yamato Mountains

Характеристики основных отечественных ледовых локаторов, применявшихся в Антарктиде

Характеристики	ГЮЙС-1М4 1964–1976 гг.	РЛС-60-67 1967–1975 гг.	МПИ-60 1980–2015 гг.	РЛС-60-74 1974–1990 гг.	РЛК-130 2015 г.	РЛС-60-98 1998–2006 гг.	РЛС-60-06 2006–2012 гг.
Частота зондирующих импульсов, МГц	210	60	60	60	130	60	60
Частота исследования импульсов, кГц	0,1	1	5	1–3	10	0,6	1
Длина импульсов, мкс	2,5	0,5 и 1,0	0,08	0,3–1,0	0,5–15	0,5	1
Мощность в импульсе, кВт	50	20	5,7	1–60	0,2	60	80
Динамический диапазон, дБ	133	130	165	130	–	180	180
Полоса пропускания, МГц	0,6	1 и 2	–	1 и 3	15	3	3

В качестве носителя использовали самолёт Ил-14. Зондирования вели с помощью радара ГЮЙС-1М4. Общая протяжённость маршрутов составила около 11 тыс. км [32].

Важной задачей внедрения нового метода стало сравнение радиолокационных и сейсмических данных, которое было выполнено в сезон 11-й САЭ (1965/66 г.) на 260-километровом профиле от Мирного до Пионерской. Радиолокационные зондирования вели на частотах 213 и 440 МГц одновременно с сейсмическими. Расхождение результатов составило 6–7% [34], что подтвердило применимость метода для изучения ледников и подлёдного рельефа.

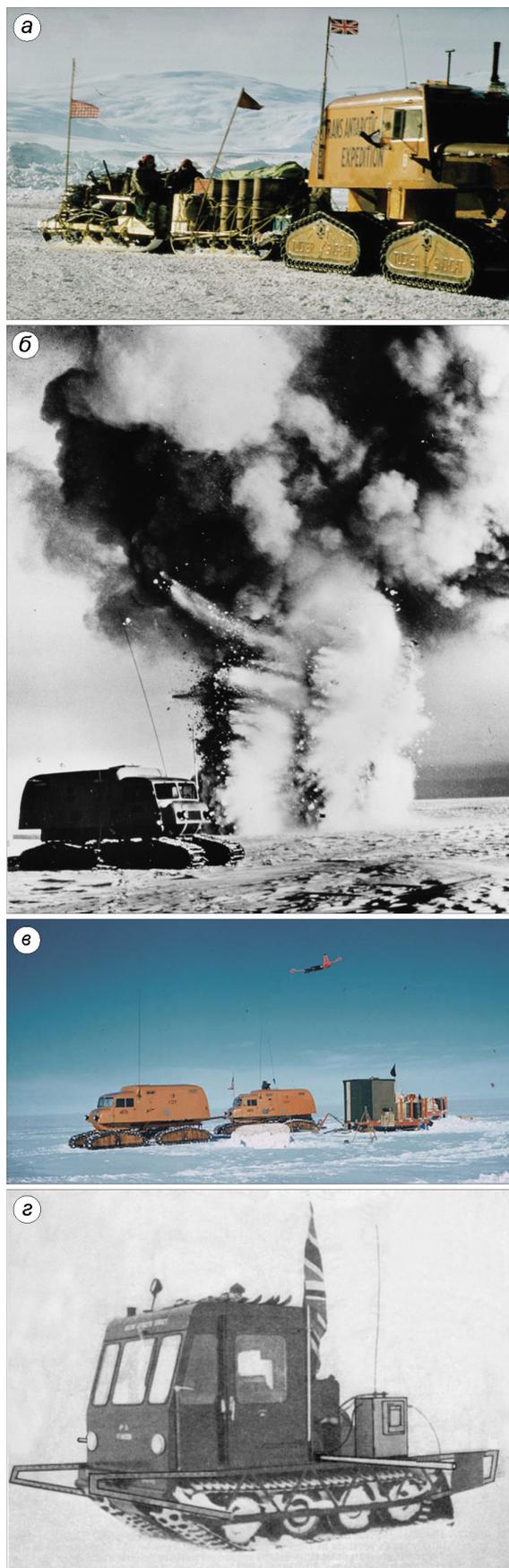
В 1967 г. в ААНИИ разработали первый отечественный ледовый локатор РЛС-60-67 для изучения мощных полярных ледников [35]. Позднее в ААНИИ было создано много ледовых локаторов для различных целей, включая работы в Арктике. Они достаточно подробно описаны в монографиях [35, 36]. Характеристики основных отечественных ледовых локаторов приведены в таблице.

Одновременно с описанными событиями 1966–1968 гг. радиолокационные исследования выполняли в районе станции Молодёжная, а также по трассе протяжённостью около 150 км в глубь континента [37]. Позже в районе станции Молодёжная велась работа по обширной научной программе, в процессе которой изучали вращение плоскости поляризации отражённого радиолокационного сигнала, скорость распространения электромагнитных волн в леднике, оценена также температура ледникового покрова на основе радиолокационных данных [38–41]. Эти работы показали применимость ледовой локации для решения широкого спектра научных и практических задач. Аналогичные работы выполняли и зарубежные учёные [35, 36].

В апреле 1970 г., после открытия в 1968 г. станции Беллинсгаузен, на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) были проведены первые отечественные радиолокационные исследования в Субантарктике [42]. Общая протяжённость маршрутов – около 24 км (см. рис. 3). Они выполнялись ледовым локатором на основе радиовысотомера РВ-10 с частотой 440 МГц. Полученные материалы показали применимость метода не только для «холодных», но и для «тёплых» ледников, температура которых близка к температуре таяния, что приводит к значительным энергетическим потерям при распространении электромагнитных волн.

Зарубежные исследования. В 1949–1952 гг. на Земле Королевы Мод работала объединённая Норвежско-Британско-Шведская экспедиция под руководством капитана ВВС Норвегии Ю. Евера. Это была вторая экспедиция, в которой применялся сейсмический метод для определения мощности ледника и изучения подлёдного рельефа. Исследования проводил Г. Робин на шельфовом леднике Куорисен, в районе организованной базы Модхейм, а также на маршруте протяжённостью 615 км в глубь континента (см. рис. 2). При работе использовали 6-канальную сейсмостанцию. Расстояния между сейсмоприёмниками составляли 10 м. Волны возбуждали зарядами ТНТ массой от 90 до 720 г, которые помещали в скважины глубиной от 2 до 12 м. Максимальная измеренная мощность ледника – 3500 м. Методика и результаты исследований изложены в работах [43–45].

В 1954–1959 гг. обширные гляциологические работы на Земле Мак-Робертсона и в горах Принс-Чарльз выполняли австралийские исследователи. Они включали в себя сейсмические зондирования для определения мощности ледника [46, 47]. Одно



из наиболее значимых зарубежных научных исследований этого периода – Трансантарктическая экспедиция Британского содружества (ТАЕ) 1955–1957 гг. под руководством *В. Фукса* (рис. 4, *а*), которая впервые в мировой научной практике успешно пересекла Антарктиду. Маршрут протяжённостью 3473 км начинался со станции Шеклтон 24 ноября 1957 г. и завершился 2 марта 1957 г. на станции Скотт (см. рис. 2). Во время экспедиции также выполняли сейсмические зондирования для определения мощности ледникового покрова [48]. В 1958–1961 гг. сейсмические исследования в санно-гусеничных походах вели и американские исследователи. Наиболее значимые с позиций результативности в это время – работы вокруг шельфового ледника Росса, на землях Элсуэрта, Мэри Бэрд, Уилкса и Виктории (см. рис. 2 и рис. 4, *б, в*). На основе выполненной площадной съёмки впервые были получены данные о мощности ледникового покрова и подлёдном рельефе обширной территории Западной Антарктиды [49, 50].

В декабре 1963 г. на шельфовом леднике Бранта на профиле протяжённостью около 370 км, насколько можно судить по публикациям, впервые в истории были выполнены радиолокационные исследования сотрудниками Института полярных исследований (SPRI). Применялся ледовый локатор Mk 1 с частотой зондирующих импульсов 35 МГц, мощность импульса составляла 40 Вт, длительность – 0,3 мкс. Для питания использовали аккумуляторные батареи [52]. Антенны локатора располагали в центральной части вездехода Muskeg шотландского производства. Вся аппаратура, за исключением дисплея, находилась снаружи (см. рис. 4, *з*). Максимально измеренная мощность ледника – 200 м. Отражения от подошвы ледника были получены не на всём протяжении маршрута, однако результат показал принципиальную применимость метода [53].

Рис. 4. Техника зарубежных экспедиций.

Приход санно-гусеничного похода Трансантарктической экспедиции Британского содружества на станцию База Скотта, 1957 г. (*а*), американские сейсмические зондирования в районе станции Бэрд, 1957–1958 гг. (*б*), санно-гусеничный поход США в районе гор Сентинел, 1957–1958 гг. (*в*), транспортёр Muskeg с приёмными и передающими антеннами (*з*).

а – фотография М. Веебе (CORBIS); *б* – заимствовано из работы [51]; *в* – заимствовано из работы [50]; *з* – заимствовано из работы [53]

Fig. 4. Foreign vehicles.

Arriving of the Commonwealth Trans-Antarctic Expedition to Scott Base, 1957 (*a*), US seismic soundings in the Bird Station area, 1957–1958 (*b*), US scientific traverse in the Sentinel Mountains, 1957–1958 (*v*), vehicle Muskeg with transmitting and receiving antennas (*z*). *a* – photo by M. Beebe (CORBIS); *b* – photo from [51]; *v* – photo from [50]; *z* – photo from [53]

В последующие годы в Антарктиде вели сейсмические зондирования, а также наземные и авиационные радиолокационные исследования для решения тех же самых задач. Наиболее результативными были англо-американские работы, выполняемые в рамках совместной научной программы. В 1966/67 г. на Антарктическом полуострове проводили авиационные работы. На следующий год сетью маршрутов регионального масштаба был покрыт шельфовый ледник Росса, отдельные полёты были в район станций Бэрд, Восток, Советская, а также на Земле Виктории [54]. Наконец, в сезон 1969/70 г. значительный объём радиолокационных исследований был выполнен на леднике Росса, на участке между ледниками Росса и Фильхнера-Ронне, а также в сторону гор Гамбурцева [55]. Все указанные работы выполняли ледовым локатором Mk II, обновлённым вариантом Mk I, работавшим на той же частоте.

Радиолокационные и сейсмические работы первых двух десятилетий носили рекогносцировочный характер. Их задачи – выявление основных черт подлёдного рельефа континента и распределение мощности ледника. Это были совершенно новые данные, которые впервые показали целостную картину того, как выглядит Антарктида под ледником. Главный итог этого этапа – создание сети постоянно действующих круглогодичных научных станций, на которых выполнялся обширный комплекс стационарных наблюдений по геофизике, метеорологии, гляциологии, биологии, медицине и смежным наукам. В это время было открыто много зимовочных станций и полевых баз. Некоторые из них после проведения МГГ были закрыты. Наиболее крупными отечественными достижениями этого периода можно назвать открытие подлёдных гор Голицына в районе станции Пионерская [56], а также самой обширной подледниковой горной системы континента – гор Гамбурцева в районе Полюса недоступности. Значимые научные результаты были достигнуты англо-американскими экспедициями в Западной Антарктиде и в районе ледника Росса. Результаты, учитывая зарубежные исследования, также были представлены в фундаментальном научном труде – двухтомном Атласе Антарктики [10, 57], а также в

монографии [58]. Немаловажным методическим результатом этого этапа стало внедрение в практику метода радиолокационных зондирований, а также отработка методики выполнения сейсмических исследований.

Этап планомерных площадных исследований: 1970–1990-е годы

Период от начала 1970-х до конца 1980-х годов по праву можно считать «Золотым веком геофизики». Это обусловлено, с одной стороны, возросшим интересом к минерально-сырьевым ресурсам Антарктики, что было связано с нефтяным кризисом 1970-х годов и быстрым развитием технологий морской нефтедобычи, а с другой – геополитическими интересами нашей страны. В результате в 1985 г. вышло постановление Совета Министров СССР «*О резком расширении геолого-геофизических исследований в Антарктике и укреплении материально-технической базы работ*». Появление этого документа способствовало пику активности Мингео СССР в Антарктике [59], что привело к резкому росту объёмов комплексных аэрогеофизических работ, выполняемых для изучения глубинного строения континента. При этом метод радиолокации логично входил в данный комплекс. Так как он был более эффективный, менее трудоёмкий и не очень финансово затратный, именно он и стал основным для изучения подлёдного рельефа и строения ледника. При этом сейсмические исследования вели только на шельфовых ледниках для определения морских глубин.

Отечественные исследования в районе шельфового ледника Эймери в 1971–2020 гг. Эти работы несколько не укладываются в логику повествования. Они начались в 1971 г. и с некоторыми перерывами продолжают до сих пор, причём за это время задачи и методика выполнения работ кардинально не изменились. Именно поэтому, несмотря на то, что формально они охватывают разные периоды исследований, их целесообразно объединить, что автор статьи и делает.

Наиболее масштабной отечественной работой в Антарктике можно считать операцию «Эймери», которую выполняли в течение трёх полевых сезонов 17–19-й САЭ (1971/74 гг.) сотрудники Полярной геофизической экспе-

диции (позже АО «ПМГРЭ») на землях Мак-Робертсона и Принцессы Елизаветы (см. рис. 3). В её задачи входило комплексное изучение района системы ледников Ламберта—Эймери. Для выполнения радиолокационных исследований в качестве носителя использовали самолёт Ил-14 (рис. 5, а). Полёты проводили по регулярной сети маршрутов с межмаршрутным расстоянием около 20 км. Радиолокационное профилирование выполняли локатором РЛС-60-67 с частотой 60 МГц (см. таблицу). Съёмку вели на обширной территории: от станции Молодёжная до середины Западного шельфового ледника, а также по отдельным маршрутам — от полевой базы Эймери, специально открытой у барьера шельфового ледника Эймери, до Полюса недоступности, станций Мирный и Восток [60]. Для определения морских глубин под шельфовым ледником проводили сейсмические зондирования МОВ по сети примерно 30×30 км (см. рис. 3). При работе использовали сейсмостанции СС-24П и СМП-24. Регистрацию вели на сейсмоприёмники С-120. Волны возбуждали тротиловыми шашками размером $60 \times 60 \times 150$ мм, которые помещали в скважины глубиной 2—3,5 м со снежной укупоркой зарядов. Масса заряда варьировала от 0,2 до 15 кг в зависимости от геологической ситуации. Отражённые волны регистрировались на двух взаимно ортогональных профилях длиной 275 м, на каждом из которых находилось по шесть сейсмоприёмников, расположенных в 50 м друг от друга. Плановую привязку проводили методом Сомнера [23] с погрешностью 0,5 с по времени. Для этого использовали семь основных светил: Солнце, Венеру, Канопус (α Кия), Сириус (α Большого Пса), α Центавра, Ахернар (α Эридана) и Фомальгаут (α Южной Рыбы). По результатам работ составлен комплект карт мощности ледникового покрова и коренного рельефа [61], взятый за основу для последующих структурно-тектонических построений. Кроме радиолокационных и сейсмических исследований, здесь выполняли аэромагнитометрические и гравиметрические измерения, а также глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ). Этот комплекс работ предусматривал изучение глубинного строения района. Установлено, что система ледников Ламберта—Эймери приурочена к обширной, самой протяжённой в Антарктиде рифтовой зоне [62].

В 1985 г. (31-я САЭ), после значительного перерыва, в этом районе возобновили регулярные комплексные аэрогеофизические исследования, которые с небольшими перерывами выполняются и сейчас. Задачи работ — изучение строения ледника, подлёдного рельефа и глубинного строения обширной прибрежной территории индо-океанского сектора Восточной Антарктиды. Исследования ведут по сети маршрутов с межмаршрутным расстоянием 5 км, за исключением съёмки, выполненной в 31-й САЭ с межмаршрутным расстоянием 2 км (см. рис. 3). Исследования проводили с самолёта Ил-14, а с 36-й САЭ используют самолёт Ан-2 (см. рис. 5, б). В работе применялся ледовый локатор МПИ-60 (см. таблицу), созданный ранее в рамках научно-технического сотрудничества ПМГРЭ с Марийским политехническим институтом. До 2000 г. радиолокационные материалы регистрировали на 35-миллиметровой кинофотоплёнке. Переход на цифровую регистрацию произвёл революцию в геофизике, так как позволил не только получать более качественные данные, но и вести компьютерную обработку сигналов, что расширило сферу возможностей метода. Первый аналого-цифровой преобразователь (АЦП) имел интервал дискретизации 140 нс и 6-битную дискретизацию по амплитуде, которая в дальнейшем улучшилась до интервала регистрации 80 нс и разрядности АЦП в 8 бит. Новый локатор РЛК-130 (см. таблицу), разработанный в 2013 г., имеет АЦП с 24 битами и 38,46 нс дискретизации [19, 63, 64].

Плановое положение самолёта в работах 17—19-й, 31-й и 33-й САЭ определяли с помощью аэрофотопривязки, а также методом Доплера (методом счисления координат). Для этого использовали штатную навигационную аппаратуру ДИСС-013 и авиационный гирокомпас ГПК-2. Обзор радиогеодезических и доплеровских методов определения плановой привязки представлен в работах [65, 66]. Аэрофотопривязку вели с помощью аэрофотоаппарата АФА-ТЭ 55. На основе полученных фотоснимков строили накидные монтажи, на которых выявляли естественные ориентиры. Высоту полёта устанавливали по радиовысотометру РВ-18Ж. Погрешность определения координат в плане составила 175 м; погрешность определения высоты полёта — 50 м. Начиная с сезона 35-й САЭ, планово-высотную



Рис. 5. Техника отечественных исследований.

Съёмочные самолёты Ил-14 (а) и Ан-2 (б), а также техника санно-гусеничных походов: тягачи ДТ-30 (в) и Kässbohrer Pisten Bully Polar (г).

а, б – фотографии из архива ПМГРЭ; в, г – фотографии автора

Fig. 5. Russian (Soviet) vehicles.

Survey airplanes IL-14 (a) and An-2 (б), also tractors which used in the scientific traverses DT-30 (в) and Kässbohrer Pisten Bully Polar (г).

а, б – photos from the collection of PMGE; в, г – photos by S. Popov

привязку вели по спутниковой навигационной системе, что существенно улучшило точностные характеристики, доведя погрешность измерения до первых десятков метров как в плане, так и по высоте [19, 64].

Отечественные аэрорадиолокационные и сейсмические исследования. В сезоны 16-й и 20-й САЭ на Земле Эндерби выполняли сейсмические зондирования МОВ для изучения коренного рельефа этой территории. Работы проводили по сети 20×20 км (см. рис. 3). После небольшого перерыва, связанного с обработкой геолого-геофизических данных, полученных в ходе операции «Эймери», в период с 21-й по 29-ю САЭ (1975–1984 гг.) отечественные исследования были перенесены в Западную Антарктиду. В это время на шельфовом леднике Фильхнера–Ронне выполняли сейсмические зондирования МОВ для изучения коренного рельефа района. Работы проводили по сети $10\text{--}20 \times 10\text{--}20$ км (см. рис. 3). Результаты этих масштабных работ и сейчас не потеряли своей значимости. После их завершения был издан комплект карт, включающий в себя схемы высот дневной поверхности, мощности ледника и коренного рельефа [67, 68]. Сейсмические работы выполняли по методике, аналогичной той, которую применяли в работах на шельфовом леднике Эймери. В это же время, в течение двух полевых сезонов, в западной части шельфового ледника Фильхнера–Ронне (26-я САЭ, 1980/81 г.) и в горах Пенсакола (27-я САЭ, 1981/82 г.) выполняли аэрорадиолокационную съёмку по регулярной сети маршрутов с межмаршрутным расстоянием 20 км (см. рис. 3). В качестве носителя использовали самолёт Ил-14 с установленным на нём ледовым локатором МПИ-60, который применялся во всех отечественных авиационных исследованиях этого этапа (см. таблицу).

В полевые сезоны 31–34-й и 36-й САЭ (1985–1989 и 1990/91 гг.), помимо исследований в районе ледника Ламберта, вели работы на землях Котса, Королевы Мод и Эндерби по регулярной сети маршрутов с межмаршрутным расстоянием 20 км; в районе массива Борга (32-я САЭ) и на плато Ритчер (34-я САЭ) проведена более детальная съёмка с межмаршрутным расстоянием 5 км, а в ходе работ 36-й САЭ выполнен транс-континентальный перелёт станция Молодёжная – станция Мак-Мёрдо – станция Молодёж-

ная (см. рис. 3). Носителем также был самолёт Ил-14 [19]. В летние полевые сезоны 33–35-й САЭ (1987–1990 гг.) проводили работы регионального масштаба (межмаршрутное расстояние 50 км) для изучения внутренних районов Восточной Антарктиды, включая открытые в третьей КАЭ горы Гамбурцева. Их выполняли на летающей лаборатории, созданной на базе самолёта Ил-18Д ГАЛ. В 33-й САЭ (1987/88 г.) был выполнен перелёт по региональному маршруту станция Молодёжная – станция Восток – станция Молодёжная (см. рис. 3). На участке протяжённостью около 9 км в районе станции Восток наблюдалось отражение, сходное с отражениями, получаемыми над шельфовыми ледниками [69]. К сожалению, в то время этому факту не было уделено должного внимания. Сейчас известно, что указанный феномен связан с пролётом над акваторией подледникового озера Восток.

Плановую и высотную привязки авиационных работ выполняли по единой методике. В исследованиях до 33-й САЭ (1987 г.) включительно применялся метод Доплера [66]. Погрешность плановой привязки составляла первые километры и зависела от протяжённости маршрутов. В работах 33-й САЭ (Ил-18), 34-й и 35-й САЭ использовались радиогодезическая система дальней навигации РСДН «СВОД», а также спутниковая навигационная система, которая только начинала внедряться. Для высотной привязки использовали баровысотометр БС-6. С 36-й САЭ (1990 г.) планово-высотную привязку выполняли по спутниковым навигационным системам. Всего отечественными аэрогеофизическими работами была покрыта территория около 5 млн км² [19].

Отечественные наземные радиолокационные исследования. После создания нового ледового локатора РЛС-60-74 (см. таблицу), в сезон 21-й САЭ (1975/76 г.) в санно-гусеничном походе от станции Молодёжная до ледников Хейса, Кэмпбелла и Карнебреэн проводили радиолокационные зондирования для изучения баланса ледовых масс этого района. Протяжённость маршрута составила чуть более 100 км. Кроме того, отрабатывалась новая методика определения скорости движения ледника по характеру отражённых сигналов, опубликованная в работе [70]. Сравнение полученных данных с геодезическими измерениями показало сходимость методов с погрешностью около 15% [71].

В сезон 24-й САЭ (1978/79 г.), в связи с изучением района Купола Б, вели радиолокационные исследования по трассе станция Мирный – станция Комсомольская – Купол Б. Работы, выполняемые на новом техническом уровне с помощью ледового локатора РЛС-60-74 (см. таблицу), позволили существенно уточнить профиль подлёдного рельефа между станциями Мирный и Комсомольская, а также получить материалы по новому району [72]. В течение двух полевых сезонов 28-й и 29-й САЭ (1982–1984 гг.) на куполе Б проводили специализированные работы, которые, кроме картирования, были направлены на измерение скорости течения ледника методом радиолокации [70], а также скорости распространения электромагнитных волн в теле ледника с целью повышения точности измерений его мощности. Согласно полученным данным двухлетних наблюдений, скорость движения ледника составила около 1 м/год [73]. Применение в работе методики общей глубинной точки (ОГТ) показало, что скорость распространения электромагнитных волн составляет $165,9 \pm 2,3$ м/мкс [74]. При исследованиях на куполе Б было обнаружено несколько подледниковых водоёмов размером до 10–15 км. Над одним из них был установлен буровой комплекс [73]. Это – первое открытие подледниковых водоёмов отечественными исследователями.

В апреле 1970 г. (15-я САЭ) впервые отечественные специалисты вели радиолокационные исследования тёплых ледников Субантарктики. Они проводились на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо). Использовали маломощный локатор РВ-10 с частотой зондирующих импульсов 440 МГц [42]. Аналогичные работы вели и в сезон 37-й САЭ (1991/92 гг.), а также в 41-й и 42-й РАЭ (1995–1997 гг.) для изучения подлёдного рельефа, динамики ледника и выбора места для последующего бурения [75, 76] (см. рис. 3).

Зарубежные исследования. После внедрения метода радиолокационных зондирований основное внимание при изучении Антарктиды стали уделять комплексным авиационным съёмкам. Однако наземные исследования не потеряли своей значимости, так как, например, гляциологические или сейсмические измерения невозможны с самолёта. В целом исследования зарубежных экспедиций проводились, как правило, в тех же регионах, что и ранее, при этом выпол-

нялись отдельные трансконтинентальные маршруты. Такой подход был связан с логистикой: наличием собственных станций, аэродромов, обеспечением с помощью санно-гусеничных походов. При этом созданная ранее инфраструктура позволяла наращивать объёмы исследований.

Наибольших успехов достигли совместные англо-американо-датские экспедиции, работавшие по общей программе изучения подлёдного рельефа, строения ледника и глубинного строения континента (рис. 6, а). Ранее начатые комплексные аэро-радиолокационные исследования на землях Виктории, Уилкса и Мэри Бэрд, а также на шельфовом леднике Росса выполняли в 1971/72, 1974/75, 1977–1979 годах. Совершали региональные маршруты и в район станций Восток и Советская. При исследованиях использовался ледовый локатор Mk 4, разработанный в институте Полярных исследований (SPRI). Зондирования вели на частотах 60 и 300 МГц. В качестве носителя использовали самолёт C-130 Hercules, возможности которого позволяли обеспечить выполнение значительных объёмов аэро-геофизических работ [77]. Помимо получения данных о мощности ледника и подлёдной топографии, в процессе этих исследований впервые в истории были выявлены подледниковые водоёмы в районе станций Советская, Восток, а также купола Конкордия [77]. Отражения от водного слоя, зарегистрированные в 1971/72 г. в районе станции Восток, тогда воспринимались как фрагменты отдельных небольших подледниковых водоёмов, а не единая водная поверхность, как это оказалось впоследствии [78]. По результатам исследований был подготовлен комплект карт, включая схемы мощности ледникового покрова и высоты подлёдного рельефа [79].

В 1973–1978 гг. на шельфовом леднике Росса выполняли масштабные геофизические исследования американские учёные. Финансировались работы Национальным научным фондом США (NSF). Вели комплексное изучение ледника. Его мощность определяли с помощью радиолокации, а глубину моря – сейсмическим методом. В том же районе в 1996/97 г. на острове Рузвельта проводилась наземная радиолокационная съёмка [80]. В 1991–1996 гг. в районе станции Бэрд выполнялись комплексные аэро-геофизические исследования общим объёмом 50 тыс. пог. км на самолёте Twin Otter [80].

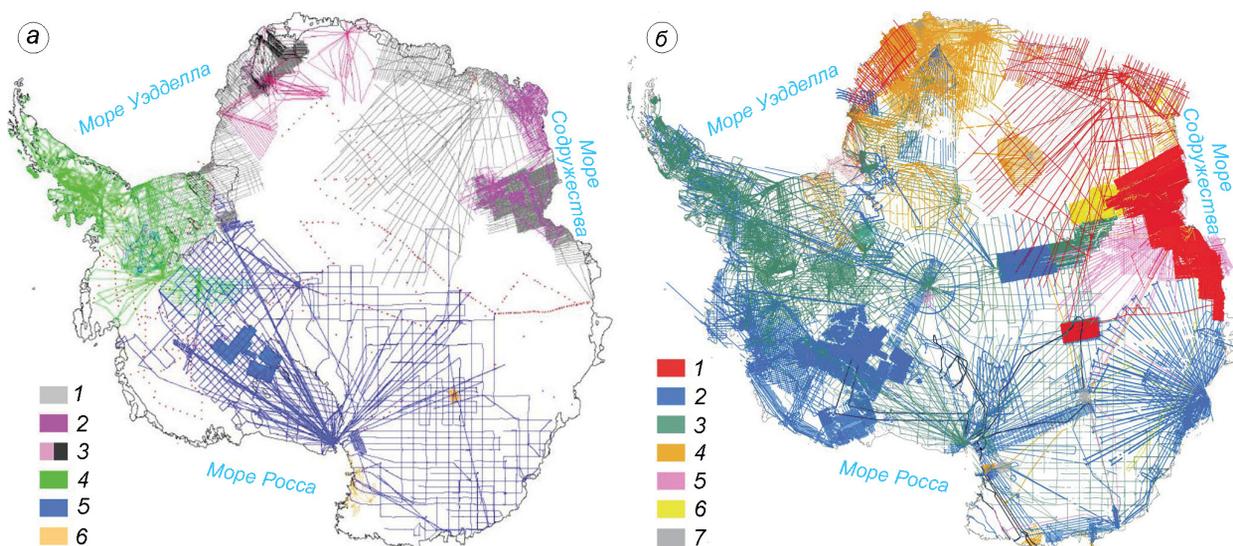


Рис. 6. Радиолокационные и сейсмические маршруты, выполненные до 1999 г. (а) и 2020 г. (б).

Секция а. Маршруты: 1 – СССР–России; 2 – Австралии; 3 – Германии; 4 – Великобритании; 5 – совместные работы Великобритании, США и Дании; 6 – Италии (по [80]).

Секция б. Маршруты: 1 – России; 2 – США; 3 – Великобритании; 4 – Германии; 5 – Китая; 6 – Австралии; 7 – остальные страны (SCAR Bedmap3 project, не опубликовано, 2021)

Fig. 6. Radio-echo and reflection seismic profiles, carried out by 1999 (a) and by 2020 г. (б).

Section a. Profiles of: 1 – Russia (USSR); 2 – Australia; 3 – Germany; 4 – The United Kingdom; 5 – join research of UK, US and Denmark; 6 – Italy (on [80]).

Section б. Profiles of: 1 – Russia (USSR); 2 – US; 3 – The United Kingdom; 4 – Germany; 5 – China; 6 – Australia; 7 – other countries (on SCAR Bedmap3 project, unpublished, 2021)

Традиционно английские исследования, направленные на изучение подлёдного рельефа, ледника и глубинного строения, были сосредоточены главным образом на Антарктическом полуострове, в районе шельфового ледника Фильхнера–Ронне и на Земле Элсуэрта (см. рис. 6, а). В разных частях Антарктического полуострова радиолокационные исследования с применением самолёта Twin Otter вели в течение четырёх сезонов в период 1966–1975 гг., затем с перерывами – в период 1980–1997 гг. На шельфовом леднике Рутфорда в 1985/86 г. также выполняли наземные работы, которые сопровождалось сейсмическими исследованиями для определения морских глубин. Здесь же проводили целенаправленные сейсмические исследования МОВ в 1984/85 г., а также в 1990–1999 гг. с перерывами. Работы вели с помощью 24-канальной сейсмостанции BISON 9024 [68, 80].

После открытия в районе ледника Эймери станций Моусон (1954 г.) и Дейвис (1957 г.), а затем Кейси (1969 г.) на Земле Уилкса Австралийская антарктическая экспедиция (ANARE) сосредоточила свои усилия на изучении этих

регионов. В течение пяти полевых сезонов (1989–1995 гг.) здесь выполняли наземные гляциорадиолокационные исследования в научных походах вокруг ледника Ламберта для изучения аккумуляции и баланса ледовых масс. Общая протяжённость маршрутов – 2250 км. Сначала работы вели при помощи ледового локатора SPRI Mk II с частотой 35 МГц, а затем – локатором ANARE с частотой 100 МГц [81]. Аналогичные исследования в санно-гусеничных походах проводили в 1978–1986 гг. на Земле Уилкса (см. рис. 6, а). В 1972–1974 гг. в районе ледника Ламберта и южной части гор Принс-Чарльз сотрудники ANARE выполняли аэро-радиолокационные исследования для изучения строения ледника и подлёдного рельефа (см. рис. 6, а). Применялся ледовый локатор ANARE с частотой 100 МГц. Носителем служил самолёт Pilatus PC-6 Porter. Аналогичные работы были в 1989/90 г. Тогда использовали вертолёт AS50 Écureuil и самолёт Twin Otter. В 1979/80 г. с той же аппаратурой проводили исследования на Земле Эндерби. Носителем был самолёт Pilatus PC-6 Porter. Аналогичные работы с вертолёт

Sikorsky S76 вели в 1998 г. в районе станции Дейвис на Земле Принцессы Елизаветы [82, 83].

В периоды 1969–1971 и 1982–1988 гг. радиолокационные исследования, иногда сопровождаемые сейсмическими зондированиями, проводили японские экспедиции в составе научных санно-гусеничных походов. Они использовали ледовый локатор SPRI Mk II с частотой зондирующих импульсов 35 МГц. Регистрация проходила на аналоговую 35-миллиметровую кинофотоплёнку [84].

На Земле Королевы Мод значительные по объёму комплексные аэрогеофизические исследования с помощью летающей лаборатории Polar-2 в 1994–1999 гг. выполнили специалисты института Альфреда Вегенера (Германия). Съёмкой была покрыта территория около 1 млн км² (см. рис. 6, а). Использовали ледовый локатор с частотой зондирующих импульсов 150 МГц. Также в этот период вели работы бельгийские, итальянские, норвежские, чилийские и аргентинские экспедиции, которые носили менее масштабный характер [85]. Указанные исследования в целом решали сходные задачи, связанные с изучением строения ледника и подлёдного рельефа, а также глубинного строения континента.

Главный итог этого этапа – накопление колоссального объёма радиолокационных и сейсмических данных по мощности ледникового покрова и высотам подлёдного рельефа. К его завершению Антарктида была практически полностью покрыта съёмками (см. рис. 6, а). Это создало предпосылки для объединения разрозненных данных в единую базу, что и было сделано в рамках амбициозного Международного проекта Bedmap [80].

Современные исследования: 1990-е и последующие годы

Предыдущий период условно можно охарактеризовать как этап накопления данных либо в рамках национальных научных программ, либо экспедициями в рамках устойчивого многолетнего международного сотрудничества. К концу 1990-х годов уже был накоплен весьма значительный материал по радиолокации и сейсмике, охватывающий в той или иной мере весь кон-

тинент (см. рис. 6, а), и создались предпосылки для объединения данных в рамках единого международного проекта. Все логистически доступные районы были изучены, а дальнейшее закрытие «белых пятен» требовало гораздо больших усилий и кооперации, чем раньше. 1990-е годы принесли революционные изменения в микроэлектронике, что привело к её удешевлению и, как следствие, к бурному развитию и внедрению компьютерной техники и цифровых технологий в геофизику. Данное обстоятельство не только улучшило качество получаемых данных, но и расширило возможности радиолокации за счёт цифровой регистрации данных и применения математических способов их обработки. Это вызвало смену приоритетов в научных работах. На первое место вышли не задачи картирования (за исключением закрытия немногочисленных оставшихся «белых пятен»), а углублённое изучение строения ледника (например, по слоистости, выявляемой по радиолокационным данным), субгляциальных гидротермических процессов (донного таяния, формирования подледниковых водоёмов и их прорывы), эрозионных процессов и пр. Видимо, по тем же причинам этот период совпал с качественными изменениями спутниковых систем, что привело к повышению точности планово-высотной привязки, а также к получению высокоточных альтиметрических данных. К сожалению, в силу известных причин, для нашей страны этот период совпал с сокращением работ в Антарктике.

Российские исследования на озере Восток и в санно-гусеничных походах. Самое грандиозное научное событие конца XX в. – открытие подледникового озера Восток в районе одноимённой отечественной станции [78]. В силу географического положения и возможностей логистического обеспечения уже в 1995 г. российские исследователи начали планомерное изучение этого района наземными дистанционными методами. Они включали в себя сейсмические МОВ (с 1995 г.) и радиолокационные (с 1998 г.) зондирования. Для этого в 1998 г. был специально разработан ледовый локатор РЛС-60-98, на смену которому в 2006 г. пришёл новый прибор РЛС-60-06 (см. таблицу). На начальном этапе работы были сосредоточены в районе станции, где с 1970 г. вели керновое бурение. Задачи, стоящие перед геофизическими исследованиями, пред-

усматривали определение мощности ледника с максимально возможной точностью, что было крайне важно для безопасного проникновения в озеро Восток, а также выяснение положения его береговой линии. В 1996–1998 гг. было выполнено вертикальное сейсмическое профилирование в скважине 5Г-1 для определения скоростных параметров среды. Измерения показали, что скорость в чистом атмосферном льду (пластовая скорость) составляет 3920 ± 20 м/с, а мощность ледника в пункте бурения – 3760 ± 30 м. В сезон 1999/2000 г. провели электромагнитные зондирования методом ОГТ для определения скорости распространения электромагнитных волн в теле ледника. Согласно измерениям, она составила $168,4 \pm 0,5$ м/мкс, а мощность ледника в районе пункта бурения оценена в 3775 ± 15 м [69, 86]. После проникновения в озеро в 2012 г. выяснилось, что истинное значение составляет 3759 ± 3 м [87], т.е. точность геофизических данных составляет около половины процента.

В процессе работ, продолжавшихся до 2008 г., было выполнено 318 сейсмозондирований МОВ и получено 5190 пог. км радиолокационных маршрутов. Для повышения эффективности сейсмических измерений на начальном этапе провели опытно-методические работы по отработке и внедрению новой технологии: для формирования возбуждения использовался подрыв 5–6 линий детонирующего шнура длиной 50 м, которые укладывались на снежной поверхности [69].

Аэрогеофизические работы для решения задач картирования и изучения глубинного строения в районе озера Восток в это время выполняли и зарубежные специалисты. В 1999 г. итальянские исследователи провели маршрутную съёмку, а также несколько региональных маршрутов, соединяющих этот район с куполом Конкордия [88]. На следующий год, в сезон 2000/01 г., американские учёные выполнили масштабную комплексную аэрогеофизическую съёмку с межмаршрутным расстоянием 7,5 км в районе озера Восток на площади около 53 тыс. км². Съёмка включала в себя: лазерную альтиметрию, магнито- и гравиметрию, а также радиолокацию. Основная сеть профилей покрывает площадь 157×330 км (рис. 7). Кроме того, было выполнено несколько региональных маршрутов [89].

В результате исследований установлено, что площадь водного зеркала озера Восток составля-

ет 15,79 тыс. км². Его высотное положение изменяется от –600 до –150 м. На акватории выявлено 11 островов, а за её пределами – 56 изолированных подледниковых водоёмов [90]. Мощность ледника над акваторией озера Восток изменяется от 3600 до 4350 м. Объём водного тела составляет около 6100 км³ при средней глубине водоёма около 400 м и максимальной глубине 1200 м (см. рис. 7) [69]. На следующем этапе на протяжении четырёх полевых сезонов выполняли сейсмические зондирования методом преломлённых волн для определения скоростных характеристик горных пород, слагающих подлёдную поверхность [91].

Одновременно с работами на озере Восток в течение летних полевых сезонов 2004–2013 гг. (49–58-я РАЭ) выполняли наземные радиолокационные исследования в полосе трасс следования санно-гусеничных походов «Мирный – Восток» и «Прогресс – Восток» (см. рис. 3). На начальном этапе работ использовали тягачи АТТ, СТТ-2 «Харьковчанка-2» и ДТ-30, а также передвижную геофизическую лабораторию, созданную на базе жилого комплекса «Витязь» Ишимбайского механического завода (см. рис. 5, в). Она же применялась и для изучения района озера Восток. С 2007 г., после переноса транспортного узла на станцию Прогресс, походы совершались на новой технике на базе Kässbohrer Pisten Bully Polar (см. рис. 5, г). Такие исследования на высоком организационном и техническом уровне позволили уточнить имеющиеся данные, а также получить новые по трассе «Прогресс – Восток». Кроме того, в процессе этих работ был обнаружен подледниковый водоём в районе 821-го километра трассы «Мирный – Восток» (50 км севернее станции Комсомольская). Этот водный объект был назван исследователями озером Комсомольское, его длина составляет около 5 км. В 55-ю и 58-ю РАЭ он был практически полностью закартирован [92], но прекращение исследований не позволило довести работу до конца. В 49-ю РАЭ в районе станции Пионерская также был обнаружен подледниковый водоём, названный озером Пионерское. В 50–53-ю РАЭ (2005–2008 гг.) его детально изучили с помощью радиолокационного профилирования. Проведено также одно сейсмическое зондирование, которое показало, что глубина водоёма – около 30 м. Радиолокационные исследования позволили обнаружить в этом районе целую систему подледниковых озёр [93].

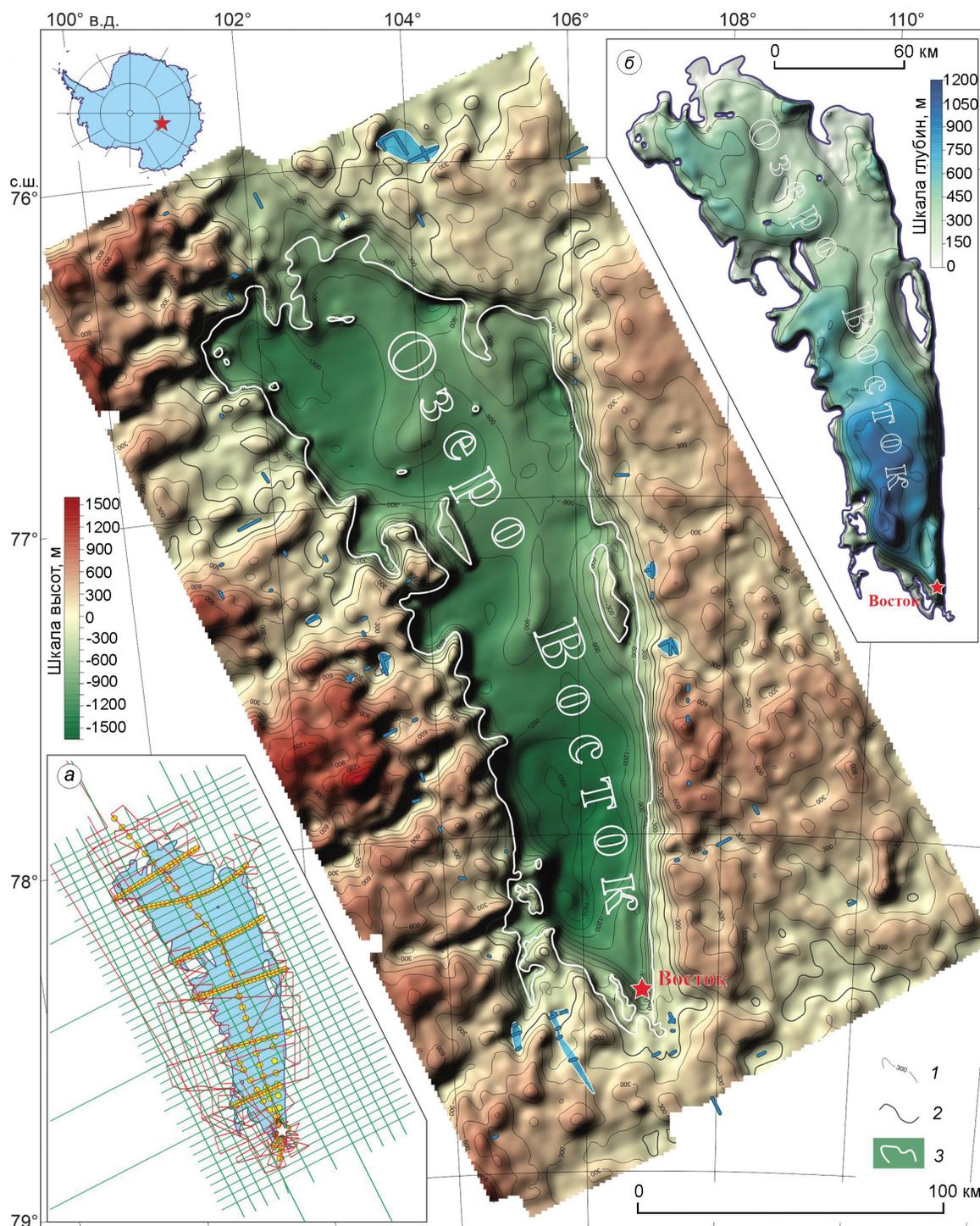


Рис. 7. Коренной рельеф и глубины подледникового озера Восток.

1 – изогипсы коренного рельефа, сечение изолиний 150 м; 2 – уровень моря; 3 – береговая линия озера Восток, по [90]; голубым цветом показаны подледниковые водоёмы. На секции *a* приведена схема расположения использованных геофизических данных; красным цветом показаны отечественные радиолокационные маршруты; зелёным – маршруты американской съёмки; жёлтые точки – пункты сейсмических зондирований МОВ. На секции *b* представлена схема глубин озера Восток, сечение изолиний 150 м

Fig. 7. Bedrock and the depth of subglacial Lake Vostok

1 – bedrock contours with space 150 m; 2 – sea level; 3 – grounding line on [90]; small subglacial lakes are depicted by blue. Location of the geophysical data is depicted by Section *a*. Russian radio-echo profiles are shown by red; US profiles are shown by green; Russian seismic points are depicted by yellow dots. The depth of Lake Vostok is shown in the Section *b*. Contour interval is 150 m



Рис. 8. Зарубежная техника.

Съёмочные самолёты: Германии Polar-2 (а) и США Twin Otter (б); санно-гусеничные походы: австралийский в рамках проекта PCMEGA 2002 г. (в), американско-норвежский поход для изучения подледникового озера Рикавери 2007/08 г. (з), наземный радиолокационный комплекс японско-шведской экспедиции 2007/08 г. (д).

а – фотография из доклада *D. Steinhage* (AWI), 2008 г.; б – фотографии из работы [51]; в – фото Australian Antarctic Division, 2002 г.; з – фото из работы [51]; д – фото из доклада *S. Fujita*

Fig. 8. Foreign vehicles.

Flight laboratories: Polar-2 by Germany (a) and Twin Otter by US (б); scientific traverses: Australian in framework of PCMEGA Project, 2002 (в), US-Norway traverse to study of the Ricoveri Lake (з), ground-based mobile geophysical laboratory by the Janan-Sweden Expedition, 2007/08 (д).

а – photo by *D. Steinhage* (AWI), 2008; б – photo from [51]; в – photo by Australian Antarctic Division, 2002; з – photo from [51]; д – photo by *S. Fujita*

Зарубежные исследования. Новый этап направлен на работы для закрытия оставшихся «белых пятен». Съёмки выполняли с использованием полного аэрогеофизического комплекса (магнито- и гравиметрия, а также ледовая локация), который позволял не только изучать подлёдный рельеф и строение ледника, но и выявлять особенности глубинного строения изучаемой территории. В 2001–2005 гг. немецкие учёные в рамках проекта VISA выполнили масштабную комплексную аэрогеофизическую съёмку, включающую в себя и радиолокационные зондирования на Земле Королевы Мод. Работы вели ледовым локатором с частотой зондирующих импульсов 150 МГц, установленным на летающей лаборатории Polar-2 (рис. 8, а), созданной на базе самолёта Dornier 228-101. Маршруты проходили через 10 и 20 км и покрыли обширную территорию в секторе от 14° з.д. до 20° в.д. площадью около 1,2 млн км² [94].

В 2002/03 г. в южной части гор Принс-Чарльз на территории 81 тыс. км² была проведена комплексная аэрогеофизическая съёмка в рамках совместного австрало-германского проекта PCMEGA [95]. Эти исследования также проходили на базе летающей геофизической лаборатории Polar-2 (см. рис. 8, а) и предусматривали обширные наземные гляциологические работы при наземных исследованиях в составе научного санно-гусеничного похода (см. рис. 8, в).

К наиболее значимому, вероятно, можно отнести проект AGAP, посвящённый изучению подлёдных гор Гамбурцева – самой большой подледниковой горной системы Антарктиды. Он выполнялся в рамках Международного полярного года (2007–2009 гг.). В работах участвовали специалисты семи стран: США, Великобритании, Германии Австралии, Китая, Японии и Канады. Исследования носили комплексный характер.

Аэрогеофизическую съёмку выполняли на самолёте Twin Otter (см. рис. 8, б). Радиолокационные зондирования проводили на частоте 150 МГц [96]. Положение маршрутов показано на рис. 6, б.

В последние годы в секторе 70° – 110° в.д. стали активно работать китайские исследователи. Начало было положено в Международный полярный год: после выполнения комплексных наземных исследований на участке от станции Чжуншань (холмы Ларсеманн) до купола Аргус в 2004/05 и 2007/08 гг., где позже, в 2009 г. была открыта новая станция Кунлун. Также работы были продолжены в рамках Международного проекта AGAP [97, 98]. Они предусматривали гляциологические и метеорологические наблюдения, а также радиолокационное профилирование. Последние проводились на участке трассы в 2011–2013 гг. Кроме научных работ, тестировался новый ледовый локаатор [99]. Следующий этап работы китайских исследователей заключался в организации и открытии в 2014 г. полевой базы Тайшань, оснащённой посадочной площадкой. Важность этого события связана с тем, что, начиная с летнего полевого сезона 2013/14 г., в практике китайских экспедиций стала использоваться летающая лаборатория «Сюеинь-601» (Снежный Орёл-601), созданная на базе среднемагистрального самолёта Basler BT-67. На настоящий момент она включает в себя: ледовый локаатор HiCARS (частота 60 МГц); гравиметр GT-2A; цезиевый магнитометр CS-3; лазерный высотомер Riegl LD90-3800-HiP и видеокамеру [100]. С сезона 2015 г. китайские аэрогеофизические исследования выполняются на участке между станциями Чжуншань, Кунлун и Восток [101]. Они показаны на рис. 6, б.

С 2013 г. на Землях Уилкса и Виктории проводят работы австралийские, немецкие, американские и итальянские специалисты в рамках проектов IceCap и IceBridge. Они предусматривают магнито-, гравиметрические и радиолокационные исследования. Изучают также баланс ледовых масс. Съёмочные маршруты располагали по веерному принципу с базированием на аэродроме австралийской станции Кейси (см. рис. 6, б). В традиционных районах продолжали выполнять работы английские, немецкие и американские специалисты. Наземные исследования проводили американско-норвежская (см. рис. 8, з) и японско-шведская (см. рис. 8, д) экспедиции в рам-

ках Международного полярного года [51, 102]. В летний полевой сезон 2005/06 г. американские учёные выполнили аэрогеофизическую съёмку в Западной Антарктиде на территории около 250 тыс. км². В летний полевой сезон 2006 г. в районе японской станции Сёва и залива Лютцов-Хольм в рамках проекта WEGAS были проведены совместные японско-германские (AWI) аэрогеофизические исследования [103]. Положение радиолокационных маршрутов в Антарктиде к сентябрю 2020 г. показано на рис. 6, б.

Проекты Bedmap, Bedmap2 и Bedmap3

Значительные по объёму радиолокационные и сейсмические исследования в Антарктиде привели к необходимости объединения данных в рамках одного большого Международного проекта для формирования наиболее точной и детальной карты высот подлёдного рельефа и мощности ледникового покрова. С этой инициативой выступил сотрудник Британской антарктической службы *D. Vaughan*, а в октябре 1996 г. в Кембридже (Великобритания) состоялось первое рабочее совещание проекта Bedmap. Оно было посвящено оценке состояния изученности ледникового покрова и коренного рельефа Антарктиды. Это привело к формированию нового международного проекта по созданию цифровых карт подлёдного рельефа и мощности ледникового покрова Антарктиды. Его своевременность обусловлена тем, что последнее значимое обобщение по данной тематике вышло в 1983 г. (серия карт гляциофизического и геофизического содержания под редакцией *D. Drewry* и *S. Jordan* [79]). После этого национальными и международными экспедициями, включая и нашу страну, был получен огромный объём новых данных. Проект завершился в 1999 г., и в июле того же года на втором рабочем совещании (рис. 9) были представлены его результаты. В 2000 г. по результатам проекта издаётся сводная карта подлёдного рельефа Антарктиды, а ещё через год выходит в свет статья с описанием состава базы данных и методических аспектов картосоставления [80].

Вклад нашей страны в этот проект был оценён по достоинству, так как наши исследователи провели комплексные аэрогеофизические съёмки более чем на трети всего континента.



Рис. 9. Участники второго рабочего совещания проекта Bedmap, июль 1999 г. Организатор проекта *D. Vaughan* стоит третьим в первом ряду слева. Фото из коллекции автора

Fig. 9. Participants of the Second Bedmap Workshop, July 1999. *D. Vaughan*, the leader of the project, stays the third in the first row on the left. Photo from the collection of *S. Popov*

За десятилетие, прошедшее после завершения проекта Bedmap, международным научным сообществом в Антарктиде были выполнены значительные по объёму исследования. Это послужило причиной организации новой генерации проекта Bedmap – Bedmap2, который завершился подготовкой в 2013 г. цифровых моделей мощности ледникового покрова Антарктиды, а также высот каменного основания континента и океанической части до 60° ю.ш. Вклад нашей страны – данные, полученные в прибрежной части Восточной Антарктиды, а также в ходе наземных исследований в составе санно-гусеничных походов, включая район подледникового озера Восток. Результаты проекта представлены в работе [102].

Наконец, в связи с получением новых значительных объёмов радиолокационных данных, в июне 2018 г. на XXXV SCAR Open Science Conference был поднят вопрос об организации следующей генерации проекта – Bedmap3. Летом 2019 г. в рамках двух научных конферен-

ций (International Symposium on Radioglaciology и XIII International Symposium on Antarctic Earth Sciences) были проведены рабочие совещания нового научного проекта. Данные, включая и российские, были переданы в базу Bedmap3, а в сентябре 2020 г. состоялось дистанционное рабочее совещание, на котором обсуждались технические вопросы представления результатов. Радиолокационные маршруты, вошедшие в состав базы, приведены на рис. 6, б. Завершение проекта Bedmap3, в зависимости от обстоятельств, планируется в 2021 или в 2022 гг.

Георадарные исследования

Георадарные работы стоят несколько особняком ввиду аппаратных особенностей и, как следствие, круга решаемых задач. Цель радиолокационных исследований – получение данных по всему разрезу ледника от поверхности до его

ложа. Это позволяет изучать не только его строение, но и характер подлёдного рельефа: его морфологию и гидротермическое состояние. Именно радиолокационные данные легли в основу составления карт мощности ледникового покрова и подлёдного рельефа [80, 102]. Кроме того, именно метод радиолокации позволил выявить первые подледниковые водоёмы Антарктиды [77]. Информация, получаемая с его помощью, столь значительна и многообразна, что позволяет судить о строении ледника через его слоистость на временных радиолокационных разрезах [104], о его термодинамическом состоянии через коэффициенты отражения [36, 96, 105], а также о ряде других его особенностей [106], включая динамику ледника [70, 72, 107].

В отличие от радиолокационных исследований, задача георадарных работ применительно к ледникам заключается в детальном изучении его приповерхностной части. Георадар — достаточно маломощный прибор. Даже на самых низких используемых частотах он позволяет достичь глубинности лишь в сотни метров и только при условии лоцирования холодного льда. Однако его передатчик испускает короткий электромагнитный импульс, что, в свою очередь, позволяет получать значительное разрешение по глубине, недостижимое для глубинного ледового лолятора. Именно поэтому данный метод незаменим при изучении строения снежно-фирновой толщи, а также выявлении зон трещин в леднике. Кроме того, он весьма эффективен при картировании пресноводных озёр, покрытых льдом и, следовательно, недоступных для эхолотирования [108–110]. Видимо, из-за своей малой глубинности георадарные исследования как полноценный геофизический метод стали проводиться в Антарктиде значительно позже, чем на гораздо менее мощных ледниках арктических островов или горных ледниках [108].

Планомерные отечественные георадарные исследования в Антарктиде были начаты под руководством и непосредственном участии автора этой статьи в сезон 58-й РАЭ (2012/13 г.). Перед началом исследований выполнялись опытно-методические работы на станции Восток для отработки методики проведения измерений в составе санно-гусеничного похода, а также последующей интерпретации данных: соотношения слоёв в снежно-фирновой толще, выявляемых

по георадарным данным и гляциологическим наблюдениям в шурфе. После этого были проведены комплексные гляциогеорадарные исследования в районе мегадюн, недалеко от станции Восток, и в санно-гусеничном походе «Восток — Прогресс», в результате которых были установлены особенности строения снежно-фирновой толщи обширного участка между указанными станциями и в районе озера Восток. Исследования выполнялись с помощью промышленного георадара GSSI SIR10B (Geophysical Survey Systems, Inc., USA) с антенной «5106» (частота зондирования 200 МГц), который любезно предоставили сотрудники Национального института геофизики и вулканологии Рима (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV) — Dr. *Achille Zirizzotti* и Dr. *Stefano Urbini* [111, 112]. После этого георадарные работы неоднократно проводили в научных санно-гусеничных походах с существенно гляциологическими задачами как по трассе «Прогресс — Восток», так и в районе предполагаемого глубокого бурения на куполе Б [113].

В тот же полевой сезон начались планомерные георадарные работы, связанные с обеспечением безопасности транспортных операций Российской антарктической экспедиции. Они предусматривали исследование особенностей строения приповерхностной части ледника, в частности выявления зон трещин. На начальном этапе, на протяжении двух полевых сезонов 58-й (2012/13 г.) и 60-й РАЭ (2014/15 г.), были проведены опытно-методические работы на трещинах в районе станций Прогресс и Мирный для выяснения того, как они выглядят на временных разрезах [114]. Позже эти работы неоднократно повторяли для отработки способов решения конкретных задач. В 59–61-й РАЭ (2013–2016 гг.) в районе станции Мирный были проведены инженерные изыскания, направленные на определение места, пригодного для строительства посадочной площадки для приёма самолётов на лыжном шасси. Работы вели георадарами GSSI на частотах 270, 400 и 900 МГц. После их завершения в конце полевого сезона 61-й РАЭ площадка была подготовлена и 10 февраля 2016 г. на ней был принят среднемагистральный самолёт DC-3T (BT-67) «Турбобаслер» [115]. Таким образом, авиационное сообщение, прерванное со станцией на два десятилетия, было восстановлено. Начиная с сезона 62-й РАЭ, здесь базируется самолёт Ан-2, применяемый для

выполнения отечественных комплексных аэрогеофизических работ. Эти работы, важные с позиций фундаментальной науки и прикладных задач, направленных на обеспечение безопасности транспортных операций, а также для определения мест разгрузки судов, выполняются в районе станций и полевых баз Прогресс, Мирный, оазис Бангера и Русская с 63-й РАЭ (2017/18 г.) по настоящее время [109, 116–118].

Отдельно отметим масштабные работы (георадиолокационные зондирования, керновое и тепловое бурение, геодезические измерения, а также аэрофотосъёмку с беспилотных летательных аппаратов) по изучению прорыва внутриледникового водоёма, расположенного в западной части ледника Долк (район станции Прогресс). Они выполнялись в 2017–2019 гг. Изучение этого феномена позволило лучше понять, как могут происходить подобные явления под многокилометровой толщиной льда. Помимо решения фундаментальных научных вопросов, применение георадиолокационной аппаратуры помогло выполнению важной прикладной задачи – восстановлению трассы, соединяющей станцию Прогресс с аэродромом и пунктом формирования санно-гусеничных походов на станцию Восток, разрушенной образовавшимся провалом [109, 110]. Указанные работы выполняли как с зарубежными георадарами GSSI на частотах 270, 400 и 900 МГц, а также Zond-12e (Radar Systems, Inc, Латвия) на частотах 38, 75, 150, 500 и 900 МГц, так и с отечественной аппаратурой ОКО-2 (ООО «Логические системы», Россия) на частотах 400 и 900 МГц.

Отечественные георадарные работы начались в Антарктиде десять лет назад, а история зарубежных исследований насчитывает примерно четверть века. В основном они также были направлены на решение вопросов обеспечения безопасности транспортных операций, прежде всего, выявление зон трещин. С этим связаны планируемые работы индийских специалистов в районе станции Маитри (не опубликовано), а также более ранние исследования 1991/92 г. американских учёных. По-видимому, это были одни из первых подобных работ. Американские специалисты выполняли эти исследования на ледяном потоке В (Западная Антарктида) с помощью георадара GSSI SIR8 с антенной 50 МГц. Задачи работ – выявление скрытых тре-

щин, а также измерение скорости распространения электромагнитных волн в снежно-фирновой толще. Для этого регистрировались отражения от бурового снаряда, помещённого на различные глубины в специальную скважину [119, 120]. В 1995–2001 гг. для выявления скрытых трещин американские специалисты выполнили исследования вдоль трассы, соединяющей станции Мак-Мёрдо и Амундсен-Скотт. Исследования вели радаром GSSI на частотах 400 и 500 МГц [121]. С помощью такого же прибора в 1990-х годах изучалось строение ледника, на котором была организована взлётно-посадочная полоса в районе станции Мак-Мёрдо [122].

Работы, направленные на выявление зон трещин для обеспечения безопасности санно-гусеничных походов, выполняли и итальянские специалисты в сезон 1997/98 г. с помощью георадара GSSI Sir10B на частоте 400 МГц, установленного на вертолётёте. Приведённые в статье [123] временные разрезы показывают уверенное выявление трещин. Работы для решения аналогичных задач выполняли и в районе станции Тролл в сезон 2005/06 г. норвежские специалисты. Исследования проводили на частоте 400 МГц [124]. Ещё одно прикладное направление георадарных исследований – выявление загрязнений. Подобные изыскания проводят новозеландские специалисты [125].

Помимо безусловно важных прикладных задач, в ходе зарубежных георадарных работ изучалось строение приповерхностной части ледника в помощь гляциологическим исследованиям. К ним, в частности, относятся работы, выполненные в санно-гусеничном походе итальянской антарктической экспедиции (PNRA) в сезон 1998/99 г. из залива Тера-Нова до купола Конкордия. Исследования выполняли георадаром GSSI Sir10B на частоте 400 МГц. Были получены георадарные профили, отражающие строение снежно-фирновой толщи [123]. В этом же походе выполнены работы по изучению мегадюн [126]. Аналогичные изыскания на ледниках острова Кинг-Джордж (Ватерлоо) вели немецкие специалисты [127], китайские учёные – в горах Гров [128], а индийские специалисты – в районе оазиса Ширмахера [129]. Работы по определению аккумуляции с помощью георадарных зондирований проводили по 860-километровому профилю на Восточно-Антарктическом плато в ходе со-

вместной норвежско-американской экспедиции 2007/08 г. Использование частоты 5,3 ГГц обеспечило хорошее разрешение по глубине [130]. Сходные задачи решали американские специалисты на Западно-Антарктическом плато на 100-километровом профиле в декабре 2000 г. Зондирования проводили на частоте 400 МГц [131].

Заключение

С начала первого Международного геофизического года (1957–1958 гг.), который положил начало планомерному всестороннему изучению Южной полярной области, прошло шесть десятилетий. За этот относительно короткий по историческим меркам период Антарктида из белого пятна на географической карте превратилась в область, ничуть не менее изученную, чем Арктика. Этому способствовало внедрение в практику полярных исследований сейсмических методов. Однако настоящая революция в изучении Антарктиды произошла после разработки абсолютно нового геофизического метода изучения ледников – радиолокации. Именно этот уникальный метод, а также использование полярной авиации позволили в относительно короткое время покрыть геофизическими съёмками весь континент. Вклад нашей страны – весьма значительный. Радиолокационными съёмками, выполненными по регулярной сети маршрутов, покрыта территория, составляющая треть площади всего континента. Получен колоссальный объём сейсмических данных на шельфовых ледниках Фильхнера-Ронне и Эймери. Проведены также масштабные сейсморадиолокационные исследования в районе подледникового озера Восток.

Антарктида – континент международного сотрудничества. Он так велик, что ни одно государство в одиночку не сможет изучить его полноценно. Необходимость научной кооперации между странами закреплена в Третьей статье Договора об Антарктике, заключённого 1.12.1959 г. и ратифицированного нашей страной 23.06.1961 г. Большим достижением стало создание на рубеже веков Международного проекта Bedmap, который объединил результаты абсолютного большинства стран и позволил создать пополняемую базу данных по мощности

ледникового покрова и высотам подлёдного рельефа. Аналогичные базы создавались и по другим научным направлениям. Их дальнейшее развитие и пополнение – одна из перспектив продолжения работ в Антарктиде.

Следующее важное обстоятельство состоит в том, что период пополнения данных в целом закончен, а все сколь-нибудь значимые «белые пятна» уже покрыты геофизическими съёмками. На первый план сейчас выходят задачи, связанные с изучением гляциальных и субгляциальных процессов, прежде всего гидротермических. В связи с повсеместно наблюдаемыми климатическими изменениями применительно к Антарктиде они особенно актуальны, поскольку именно её ледники вносят наибольший вклад в повышение уровня Мирового океана и возможную перестройку системы океанических течений. Накопленные данные, а также имеющиеся и разрабатываемые математические модели позволят в той или иной мере изучать этот важный для всего человечества вопрос. В нашей стране изучению Антарктиды, а также расширению геолого-геофизических и гляциологических исследований уделяется особое внимание. Это нашло отражение в «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике до 2030 года», утверждённой Правительством РФ 19.08.2020 г., что означает продолжение отечественных аэрогеофизических работ, направленных на дальнейшее исследование подлёдной среды и строения ледника.

Благодарности. Автор выражает признательность А.С. Борониной за помощь в подготовке настоящей статьи, Р. Fretwell – за предоставление картограммы по проекту Bedmap3, рецензентам Ю.Я. Мачерету и А.Ф. Глазовскому – за конструктивную критику, важные дополнения и рекомендации. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 20-15-50015 Экспансия.

Acknowledgments. The author is grateful to Alina Boronina for assist in preparing this manuscript; Peter Fretwell for the location chart of Bedmap3 flight lines; reviewers Yury Macheret and Andrey Glazovsky for their constructive criticism and recommendations. This scientific work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project № 20-15-50015 Expansion.

Литература

1. Беллинсгаузен Ф.Ф. Двукратные изыскания в Южном Ледовитом океане и плавание вокруг света в продолжение 1819, 20 и 21 годов. М.: Географгиз, 1949. 358 с.
2. Белов М.И. Отчетная карта первой русской антарктической экспедиции // Бюл. САЭ. 1961. № 31. С. 5–14.
3. Wilkins G.H., Sherman H.M. Thoughts through space; a remarkable adventure in the realm of the mind. New York: Creative age press, 1942. 421 p.
4. Wilkins H. The Wilkins-Hearst Antarctic Expedition, 1928–1929 // Geogr. Rev. 1929. V. 19. № 3. P. 353–376. doi: 10.2307/209145.
5. Бэрд Р. Завоевание Антарктики по воздуху. М.: Молодая гвардия, Географгиз, 1931. 110 с.
6. Лукин В.В. Первые шаги ААНИИ в Антарктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 101–119.
7. Трешников А.Ф. История открытия и исследования Антарктиды. М.: Географгиз, 1963. 431 с.
8. Шерифф Р.Е., Гелдарт Л.П. Сейсморазведка. Т. 1. М.: Мир, 1987. 448 с.
9. Poulter T.C. Seismic measurements on the Ross Shelf Ice. Part II. Eos Trans. AGU. 1947. V. 28. № 3. P. 367–384. doi: 10.1029/TR028i003p00367.
10. Атлас Антарктики. Т. II. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 598 с.
11. Первая континентальная экспедиция 1955–1957 гг. Общее описание // Тр. Советской антарктической экспедиции. 1959. Т. 1. 212 с.
12. Гусев А.М. В снегах Антарктиды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 192 с.
13. Одиннадцатая сезонная экспедиция 1965/66 г. Общее описание и научные результаты // Тр. Советской антарктической экспедиции. 1969. Т. 50. 133 с.
14. Боканенко Л.И., Авсюк Ю.Н. Подлёдный рельеф и мощность шельфового ледника Лазарева // Бюл. САЭ. 1963. № 44. С. 43–48.
15. Цукерник В.Б., Фролов А.И., Строев П.А. Изучение подлёдного рельефа Западного шельфового ледника сейсмическим и гравиметрическим методами // Бюл. САЭ. 1963. № 40. С. 19–24.
16. Строев П.А., Фролов А.И. Подлёдный рельеф в районе оазиса Ширмахера // Бюл. САЭ. 1966. № 59. С. 50–54.
17. Саватюгин Л.М., Преображенская М.А. Российские исследования в Антарктике. Т. I. СПб.: Гидрометеоздат, 1999. 360 с.
18. Лазарев Г.Е., Ушаков С.А. Строение подлёдного рельефа центральной части Восточной Антарктиды // Бюл. САЭ. 1964. № 49. С. 29–32.
19. Popov S. Fifty-five years of Russian radio-echo sounding investigations in Antarctica // Annals of Glaci-

References

1. Bellingsgauzen F.F. *Dvukratnye izyskaniya v Yuzhnom Ledovitom okeane i plavanie vokrug sveta v prodolzhenie 1819, 20 i 21 godov*. Twice surveys in the South Arctic Ocean and voyages around the world during 1819, 20 and 21 years. Moscow: Geografiz, 1949: 358 p. [In Russian].
2. Belov M.I. National map of the first Russian Antarctic expedition. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoj Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1961, 31: 5–14. [In Russian].
3. Wilkins G.H., Sherman H.M. Thoughts through space; a remarkable adventure in the realm of the mind. New York: Creative age press, 1942: 421 p.
4. Wilkins H. The Wilkins-Hearst Antarctic Expedition, 1928–1929. *Geogr. Rev.* 1929, 19 (3): 353–376. doi: 10.2307/209145.
5. Berd R. *Zavoevanie Antarktiki po vozduhu*. Conquest of Antarctica by air. Moscow: Young Guard, Geografiz, 1931: 110 p. [In Russian].
6. Lukin V.V. The first steps of the AARI in Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 2 (104): 101–119. [In Russian].
7. Treshnikov A.F. *Istoriya otkrytiya i issledovaniya Antarktidi*. The history of the discovery and research of Antarctica. Moscow: Geografiz, 1963: 431 p. [In Russian].
8. Sheriff R.E., Geldart L.P. *Sejsmorazvedka T.I*. Seismic exploration. V. 1. Moscow: Mir, 1987: 448 p. [In Russian].
9. Poulter T.C. Seismic measurements on the Ross Shelf Ice. Part II. *Eos Trans. AGU.* 1947, 28 (3): 367–384. doi: 10.1029/TR028i003p00367.
10. *Atlas Antarktiki. T. II*. Atlas of Antarctic. V. II. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 598 p. [In Russian].
11. First continental expedition 1955–1957 General description. *Tr. Sovetskoj antarkticheskoy ekspeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition, 1959, 1: 212 p. [In Russian].
12. Gusev A.M. *V snegah Antarktidi*. In the snows of Antarctica. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1961: 192 p. [In Russian].
13. Eleventh seasonal expedition 1965/66. General description and scientific results. *Tr. Sovetskoj antarkticheskoy ekspeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition. 1969, 50: 133 p. [In Russian].
14. Bokanenko L.I., Avsyuk Yu.N. Ice base and thickness of the Lazarev ice shelf. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoj Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1963, 44: 43–48. [In Russian].
15. Tsukernik V.B., Frolov A.I., Stroev P.A. Study of the ice base of the Western Ice Shelf by seismic and gravimetric methods. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoj Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1963, 40: 19–24. [In Russian].

- ology. 2020. V. 61. № 81. P. 14–24. doi: 10.1017/aog.2020.4.
20. Коган А.Л. Предварительные данные о сейсмических работах во внутриконтинентальном походе // Бюл. САЭ. 1968. № 68. С. 53–56.
 21. Коган А.Л. Рельеф ложа ледника и некоторая геологическая характеристика подстилающих пород по маршруту Молодежная – Полюс относительной недоступности // Бюл. САЭ. 1968. № 70. С. 7–14.
 22. Gan I., Drewry D., Allison I., Kotlyakov V. Science and exploration in the high interior of East Antarctica in the twentieth century // Adv. Polar Sci. 2016. V. 27. № 2. P. 65–77. doi: 10.13679/j.advps.2016.2.00065.
 23. Цветков К.А. Практическая астрономия. М.: Геодезиздат, 1951. 528 с.
 24. Каница А.П. Новые данные о мощности ледникового покрова центральных районов Антарктиды // Бюл. САЭ. 1960. Т. 19. С. 10–15.
 25. Цукерник В.Б. Новые данные о подледном рельефе центрального сектора Восточной Антарктиды по сейсмогравиметрическим материалам // Бюл. САЭ. 1962. № 32. С. 10–14.
 26. Popov S.V. Recent Russian remote sensing investigations in Antarctica within the framework of scientific traverses // Adv. Polar Sci. 2015. V. 26. № 2. P. 113–121. doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00113.
 27. Вторая континентальная экспедиция 1956–1958 гг. Гляциологические исследования // Тр. Советской антарктической экспедиции. 1960. Т. 10. 366 с.
 28. Поздеев В.С. Скоростные параметры ледовой толщи по данным сейсмических исследований МОВ // Геофизические исследования в Антарктиде. Л.: НИИГА, 1980. С. 62–67.
 29. Кондратьев О.К., Гамбуцев А.Г. Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 188 с.
 30. Turchetti S., Dean K., Naylor S., Siegert M. Accidents and opportunities: a history of the radio echo-sounding of Antarctica, 1958–79 // Br. J. Hist. Sci. 2008. V. 41. № 3. P. 417–444. doi: 10.1017/S0007087408000903.
 31. Богородский В.В., Рудаков В.Н., Тюльпин В.А. Электромагнитное зондирование антарктического ледника // Журнал технич. физики. 1965. Т. XXXV. Вып. 6. С. 1150–1153.
 32. Козлов А.И., Федоров Б.А. Радиолокационное зондирование антарктических ледников летом 1967/68 г. // Бюл. САЭ. 1968. № 71. С. 53–57.
 33. Antarctic Digital Database (ADD). Version 7.4, May 2021. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge, UK. <https://www.bas.ac.uk/project/add/>
 34. Федоров Б.А. Применение активной радиолокации для изучения антарктических ледников // Бюл. САЭ. 1967. № 62. С. 19–24.
 35. Stroeve P.A., Frolov A.I. Ice base in the area of the Schirmacher oasis. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1966, 59: 50–54. [In Russian].
 36. Savatyugin L.M., Preobrazhenskaya M.A. *Rossijskie issledovaniya v Antarktike. Tom I*. Russian research in Antarctica. V. I. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1999: 360 p. [In Russian].
 37. Lazarev G.E., Ushakov S.A. Sub-ice topography of the central part of East Antarctica. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1964, 49: 29–32. [In Russian].
 38. Popov S. Fifty-five years of Russian radio-echo sounding investigations in Antarctica. *Annals of Glaciology*. 2020, 61 (81): 14–24. doi: 10.1017/aog.2020.4.
 39. Коган А.Л. Preliminary data on seismic research in the inland scientific campaign. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1968, 68: 53–56. [In Russian].
 40. Коган А.Л. Ice base and some geological characteristics of the underlying rocks along the Molodezhnaya – Pole of inaccessibility route. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1968, 70: 7–14. [In Russian].
 41. Gan I., Drewry D., Allison I., Kotlyakov V. Science and exploration in the high interior of East Antarctica in the twentieth century. *Adv. Polar Sci.* 2016, 27 (2): 65–77. doi: 10.13679/j.advps.2016.2.00065.
 42. Tsvetkov K.A. *Prakticheskaya astronomiya*. Practical astronomy. Moscow: Geografiz, 1951: 528 p. [In Russian].
 43. Kapitsa A.P. New data on the thickness of the ice sheet in the central regions of Antarctica. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1960, 19: 10–15. [In Russian].
 44. Tsukernik V.B. New data on the ice base of the central sector of East Antarctica based on seismic gravimetric data. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1962, 32: 10–14. [In Russian].
 45. Popov S.V. Recent Russian remote sensing investigations in Antarctica within the framework of scientific traverses. *Adv. Polar Sci.* 2015, 26 (2): 113–121. doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00113.
 46. Second continental expedition 1956–1958. Glaciological research. *Tr. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition. 1960, 10: 366 p. [In Russian].
 47. Pozdееv V.S. Velocity parameters of ice strata according to reflection seismic data. *Geofizicheskie issledovaniya v Antarktike*. Geophysical research in Antarctica. Leningrad: NIIGA, 1980: 62–67. [In Russian].

35. Богородский В.В., Бенгли Ч.Р., Гудмандсен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 308 с.
36. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
37. Кобленц Я.П., Федоров Б.А. Радиолокационные топографические съемки и возможности выявления форм мезорельефа коренной поверхности Антарктиды // Тр. САЭ. 1970. Т. 53. С. 161–171.
38. Богородский В.В., Трепов Г.В., Федоров Б.А. Тензорные электромагнитные свойства глетчерного льда // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 120–123.
39. Трепов Г.В. Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 60–63.
40. Трепов Г.В. Оценка температуры толщи ледника по данным радиолокационного зондирования // Бюл. САЭ. 1970. № 79. С. 53–55.
41. Чудаков В.И., Шалыгин А.М. Некоторые результаты радиолокационных исследований покровного ледника // Тр. САЭ. 1973. Т. 59. С. 147–152.
42. Говоруха Л.С., Чудаков В.И., Шалыгин А.М. Радиолокационное зондирование ледникового покрова о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) // Бюл. САЭ. 1974. № 89. С. 15–18.
43. Robin G. II. Summary of seismic shooting investigations in Dronning Maud Land // Journ. of Glaciology. 1953. V. 2. № 13. P. 205–211. doi: 10.3189/S0022143000025740.
44. Robin G. Measurements of ice thickness in Dronning Maud Land, Antarctica // Nature. 1953. V. 171. P. 55–58. doi: 10.1038/171055a0.
45. Robin G. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52 // Polar Record. 1953. V. 6. № 45. P. 608–616. doi: 10.1017/S0032247400047665.
46. Mather K.B., Goodspeed M.J. Australian Antarctic ice thickness measurements and sastrugi observations, Mac-Robertson Land, 1957–58 // Polar Record. 1959. V. 9. № 62. P. 436–445.
47. Fowler K.F. Ice thickness measurements in Mac. Robertson Land, 1957–1959. ANARE Scientific report. Melbourne: Bureau of Mineral Resources, Australia, 1971. 55 p.
48. Fuchs V. The Commonwealth Trans-Antarctic Expedition // Geogr. Journ. 1958. V. 124. № 4. P. 439–450. doi: 10.2307/1790931.
49. Bentley C.R., Chang F.K. Geophysical exploration in Marie Byrd Land, Antarctica. Antarct. Res. Ser. 1971. V. 16. 38 p.
50. Naylor S., Dean K., Siegert M. The IGY and the ice sheet: surveying Antarctica // Journ. Hist. Geogr. 2008. V. 34. № 4. P. 574–595.
51. Bell R.E. Antarctic Earth System Science in the International Polar Year 2007–2008 // Proc. of the 10th ISAES, Washington, DC: The National Academies Press. 2008. P. 7–18.
29. Kondrat'ev O.K., Gamburcev A.G. *Seismicheskie issledovaniya v pribrezhnoj chasti Vostochnoj Antarktidi*. Seismic surveys in the coastal part of East Antarctica. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1963: 188 p. [In Russian].
30. Turchetti S., Dean K., Naylor S., Siegert M. Accidents and opportunities: a history of the radio echo-sounding of Antarctica, 1958–79. Br. J. Hist. Sci. 2008, 41 (3): 417–444. doi: 10.1017/S0007087408000903.
31. Bogorodskij V.V., Rudakov V.N., Tyul'pin V.A. Electromagnetic sounding of the Antarctic ice sheet. ZHTF. JTF. 1965, XXXV (6): 1150–1153. [In Russian].
32. Kozlov A.I., Fedorov B.A. Radar sounding of Antarctic glaciers in the summer of 1967/68. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1968, 71: 53–57. [In Russian].
33. Antarctic Digital Database (ADD). Version 7.4, May 2021. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge. <https://www.bas.ac.uk/project/add/>.
34. Fedorov B.A. Application of active radar sounding to research Antarctic glaciers. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1967, 62: 19–24. [In Russian].
35. Bogorodskij V.V., Bentli CH.R., Gudmandsen P. *Radioglyaciologiya*. Radioglaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 308 p. [In Russian].
36. Macheret Y.Y. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio echo-sounding of glaciers. Moscow: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].
37. Koblents Ya.P., Fedorov B.A. Radar surveys and the possibility of identifying the forms of the mesorelief of the bedrock surface of Antarctica. *Trudy Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition. 1970, 53: 161–171. [In Russian].
38. Bogorodskij V.V., Trepov G.V., Fedorov B.A. Tensor electromagnetic properties of glacier ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1970, 295: 120–123. [In Russian].
39. Trepov G.V. Measuring the speed of propagation of electromagnetic waves in a glacier. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1970, 295: 60–63. [In Russian].
40. Trepov G.V. Estimation of the temperature of the glacier strata using radar sounding data. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1970, 79: 53–55. [In Russian].
41. Chudakov V.I., Shalygin A.M. Some results of radar studies of the ice sheet. *Trudy Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition. 1973, 59: 147–152. [In Russian].
42. Govorukha L.S., Chudakov V.I., Shalygin A.M. Radar sounding of the King George Island ice sheet (Waterloo). *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1974, 89: 15–18. [In Russian].

52. *Evans S.* Radio techniques for the measurement of ice thickness // *Polar Record*. 1963. V. 11. № 73. P. 406–410.
53. *Walford M.* Radio echo sounding through an ice shelf // *Nature*. 1964. V. 204. № 4956. P. 317–319. doi: 10.1038/204317a0.
54. *Robin G., Swithinbank C.W.M., Smith B.M.E.* Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet // Intern. Association of Scientific Hydrology Publication. 1970. V. 86. P. 97–115.
55. *Evans S., Smith B.* Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet, 1969–70 // *Polar Record*. 1970. V. 15. № 96. P. 336–338. doi: 10.1017/S0032247400061143.
56. *Глебовский Ю.С.* Подлёдный хребет в районе станции Пионерской // *Бюл. САЭ*. 1959. № 7. С. 5–9.
57. Атлас Антарктики. Т. 1. М.-Л.: Изд. ГУГК МГ СССР, 1966. 225 с.
58. *Каница А.П.* Подлёдный рельеф Антарктиды. М.: Наука, 1968. 101 с.
59. *Погорельский А.И., Масолов В.Н., Попов С.В., Воробьёв Д.М., Егоров М.С., Киселёв А.В.* Основные этапы отечественных геолого-геофизических исследований в Антарктике: достижения и перспективы // *Науч. аспекты современных исследований*. Сб. науч. работ 66-й Междунар. науч. конф. Евразийского науч. объединения. 2020. Т. 66. № 8. С. 381–385.
60. *Боярский В.И., Шалыгин А.М.* Радиолокационная съёмка подледного рельефа Девятнадцатой Советской антарктической экспедицией // *Бюл. САЭ*. 1976. № 92. С. 18–23.
61. *Курунин Р.Г., Алешкова Н.Д.* Коренной рельеф Земли Эндерби, Земли Мак-Робертсона и Земли принцессы Елизаветы в Восточной Антарктиде // *Антарктика*. 1987. № 26. С. 62–65.
62. *Равич М.Г., Соловьёв Д.С., Федоров Л.В.* Геологическое строение Земли Мак-Робертсона. Восточная Антарктида. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 230 с.
63. *Попов С.В., Поздеев В.С.* Ледниковый покров и коренной рельеф района гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // *МГИ*. 2002. № 93. С. 205–214.
64. *Попов С.В., Киселев А.В.* Отечественные аэрогеофизические исследования на землях Мак-Робертсона, Принцессы Елизаветы и Вильгельма II, Восточная Антарктида // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 1. С. 3–13. doi: 10.21782/KZ 1560-7496-2018-1(3-13).
65. *Бочковский Л.М.* Применение радиогеодезической системы «Поиск» для координирования геофизических съёмок в Антарктике // *Геофизические исследования в Антарктиде* / Ред. Г.И. Гапоненко, Г.Э. Грикуров, В.Н. Масолов. Л.: изд. НИИГА, 1980. С. 75–80.
66. *Бочковский Л.М., Хмелевский В.А.* Доплеровские навигационные системы и возможность их применения для плановой привязки региональных
43. *Robin G. II.* Summary of seismic shooting investigations in Dronning Maud Land. *Journ. of Glaciology*. 1953, 2 (13): 205–211. doi: 10.3189/S0022143000025740.
44. *Robin G.* Measurements of ice thickness in Dronning Maud Land, Antarctica. *Nature*. 1953, 171: 55–58. doi: 10.1038/171055a0.
45. *Robin G.* Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52. *Polar Record*. 1953, 6 (45): 608–616. doi: 10.1017/S0032247400047665.
46. *Mather K.B., Goodspeed M.J.* Australian Antarctic ice thickness measurements and sastrugi observations, Mac-Robertson Land, 1957–58. *Polar Record*. 1959, 9 (62): 436–445.
47. *Fowler K.F.* Ice thickness measurements in Mac. Robertson Land, 1957–1959. ANARE Scientific report. Melbourne: Bureau of Mineral Resources, Australia, 1971: 55 p.
48. *Fuchs V.* The Commonwealth Trans-Antarctic Expedition. *Geogr. Journ.* 1958, 124 (4): 439–450. doi: 10.2307/1790931.
49. *Bentley C.R., Chang F.K.* Geophysical exploration in Marie Byrd Land, Antarctica. *Antarct. Res. Ser.* 1971, 16: 38.
50. *Naylor S., Dean K., Siegert M.* The IGY and the ice sheet: surveying Antarctica. *Journ. Hist. Geogr.* 2008, 34 (4): 574–595.
51. *Bell R.E.* Antarctic Earth System Science in the International Polar Year 2007–2008. Proc. of the 10th ISAES. Washington, DC: The National Academies Press, 2008: 7–18.
52. *Evans S.* Radio techniques for the measurement of ice thickness. *Polar Record*. 1963, 11 (73): 406–410.
53. *Walford M.* Radio echo sounding through an ice shelf. *Nature*. 1964, 204 (4956): 317–319. doi: 10.1038/204317a0.
54. *Robin G., Swithinbank C.W.M., Smith B.M.E.* Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet. Intern. Association of Scientific Hydrology Publication. 1970, 86: 97–115.
55. *Evans S., Smith B.* Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet, 1969–70. *Polar Record*. 1970, 15 (96): 336–338. doi: 10.1017/S0032247400061143.
56. *Glebovskij Yu.S.* Subglacial ridge near Pionerskaya Station. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1959, 7: 5–9. [In Russian].
57. *Atlas Antarktiki. Tom 1.* Atlas of Antarctica. V. 1. Moscow–Leningrad: GUGK MG USSR, 1966: 225 p. [In Russian].
58. *Kapitsa A.P.* *Podlyodnyj rel'ef Antarktidi*. Subglacial relief of Antarctica. Moscow: Nauka, 1968: 101 p. [In Russian].
59. *Pogorel'skij A.I., Masolov V.N., Popov S.V., Vorob'ov D.M., Egorov M.S., Kiselyov A.V.* The main stages of Russian geological and geophysical research in Antarctica: achievements and prospects. *Nauchnye aspekty sovremennyh issledovanij. Sbornik nauchnyh rabot 66j Mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii Evrazijskogo Nauchnogo Ob'edineniya*. Scientific aspects of modern research. Proceedings of the 66th International Scientific Conference of the Eurasian Scientific Association. 2020, 66 (8): 381–385. [In Russian].

- геофизических исследований // Геофизические исследования в Антарктиде / Ред. Г.И. Гапоненко, Г.Э. Грикуров, В.Н. Масолов. Л.: изд. НИИГА, 1980. С. 68–74.
67. Поздеев В.С., Куринин Р.Г. Новые данные о морфологии ледовой толщи и рельефе подлёдного ложа и морского дна южной части бассейна моря Уэдделла (Западная Антарктида) // Антарктика. 1987. № 26. С. 66–71.
 68. Vaughan D.G., Sievers J., Doake C.S.M., Hinze H., Mantripp D.R., Pozdeev V.S., Sandhäger H., Schenke H.W., Solheim A., Thyssen F. Subglacial and seabed topography, ice thickness and water column thickness in the vicinity of Filchner-Ronne-Shelfeis, Antarctica // Polarforschung. 1995. V. 64. № 2. P. 75–88.
 69. Понов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические, радиолокационные и сейсмологические исследования подледникового озера Восток // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 4. С. 31–38. doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-31-38.
 70. Walford M.E.R. Glacier movement measured with a radio echo technique // Nature. 1972. V. 239. № 5367. P. 93–95.
 71. Трепов Г.В., Шереметьев А.Н., Степанов В.К. Работы по радиолокационному зондированию ледников в районе Молодёжной // Бюл. САЭ. 1979. № 99. С. 35–38.
 72. Шереметьев А.Н. Измерение толщины и скорости движения ледникового покрова в районе маршрута Мирный – Комсомольская – купол «В» // Тр. Советской антарктической экспедиции. 1986. Т. 78. С. 127–132.
 73. Шереметьев А.Н. Радиолокационные измерения толщины и скорости движения ледникового покрова в районе Купола «В» // Электрофизические и физико-механические свойства льда / Ред. В.В. Богородский, В.П. Гаврило. Л.: Гидрометеоздат, 1989. С. 65–71.
 74. Шереметьев А.Н. Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике на Куполе «В» в Антарктиде // Электрофизические и физико-механические свойства льда / Ред. В.В. Богородский, В.П. Гаврило. Л.: Гидрометеоздат, 1989. С. 59–64.
 75. Мачерет Ю.Я., Москалевский М.Ю. Строение и динамика выводного ледника Лендж, ледниковый купол о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова, Антарктика // МГИ. 1999. Вып. 86. С. 102–106.
 76. Robin G.Q., Drewry D.J., Meldrum D.T. International studies of ice sheet and bedrock // Phil. Trans. R. Soc. Lond. B. 1977. V. 279. № 963. P. 185–196.
 77. Oswald G.K.A., Robin G.de Q. Lakes beneath the Antarctic ice sheet // Nature. 1973. V. 245. № 5423. P. 251–254.
 78. Boyarskij V.I., Shalygin A.M. Radar survey of under-ice relief by the Nineteenth Soviet Antarctic Expedition. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1976, 92: 18–23. [In Russian].
 79. Kurinin R.G., Aleshkova N.D. The bedrock of Enderby Land, Mac-Robertson Land and Princess Elizabeth Land in East Antarctica. *Antarktika*. Antarctic. 1987, 26: 62–65. [In Russian].
 80. Ravich M.G., Solov'ev D.S., Fedorov L.V. *Geologicheskoe stroenie Zemli Mak-Robertsona*. Vostochnaya Antarktida. Geological structure of Mac-Robertson Land. East Antarctica. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 230 p. [In Russian].
 81. Popov S.V., Pozdeev V.S. Ice sheet and bed relief of the Prince Charles mountains (East Antarctica). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2002, 93: 205–214. [In Russian].
 82. Popov S.V., Kiselev A.V. Russian airborne geophysical investigations of mac. Robertson, Princess Elizabeth and Wilhelm II lands, East Antarctica. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (1): 3–13. [In Russian].
 83. Bochkovskij L.M. Application of the «Poisk» radio geodetic system to coordinate geophysical surveys in Antarctica. *Geofizicheskie issledovaniya v Antarktide*. Geophysical research in Antarctica. Leningrad: NIIGA, 1980: 75–80. [In Russian].
 84. Bochkovskij L.M., Khmelevskij V.A. Doppler navigation systems and the possibility of their use for positioning regional geophysical surveys. *Geofizicheskie issledovaniya v Antarktide*. Geophysical research in Antarctica. Leningrad: NIIGA, 1980: 68–74. [In Russian].
 85. Pozdeev V.S., Kurinin R.G. New data on ice sheet morphology and topography of the sub-ice bed and seabed in the southern part of the Weddell Sea basin (West Antarctica). *Antarktika*. Antarctic. 1987, 26: 66–71. [In Russian].
 86. Vaughan D.G., Sievers J., Doake C.S.M., Hinze H., Mantripp D.R., Pozdeev V.S., Sandhäger H., Schenke H.W., Solheim A., Thyssen F. Subglacial and seabed topography, ice thickness and water column thickness in the vicinity of Filchner-Ronne-Shelfeis, Antarctica. *Polarforschung*. 1995, 64 (2): 75–88.
 87. Popov S.V., Masolov V.N., Lukin V.V., Popkov A.M. Russian seismic, radar and seismological studies of the subglacial Lake Vostok. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (4): 31–38. doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-31-38. [In Russian].
 88. Walford M.E.R. Glacier movement measured with a radio echo technique. *Nature*. 1972, 239 (5367): 93–95.
 89. Trepov G.V., Sheremet'ev A.N., Stepanov V.K. Radar sounding of glaciers in the area of Molodezhnaya Station. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic expedition. 1979, 99: 35–38. [In Russian].

78. Ridley J.K., Cudlip W., Laxon W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 73. № 133. P. 625–634.
79. Antarctic Glaciology and Geophysics – Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio / Ed. D.J. Drewry. Cambridge, Scott Polar Research Institute, iv 9 folios. 1983.
80. Lythe M.B., Vaughan D.G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica // *Journ. of Geophys. Research*. 2002. V. 106. № B6. P. 11335–11351.
81. Higham M., Reynolds M., Brocklesby A., Allison I. Ice radar digital recording, data processing and results from the Lambert Glacier basin traverses // *Terra Antarctica*. 1995. V. 2. № 1. P. 23–32.
82. Morgan V.I., Budd W.F. Radio-echo sounding of the Lambert Glacier basin // *Journ. of Glaciology*. 1975. V. 15. № 73. P. 103–111.
83. Allison I., Frew R., Knight I. Bedrock and ice surface topography of the coastal regions of Antarctica between 48°E and 64°E // *Polar Record*. 1982. V. 21. № 132. P. 241–252.
84. Nishio F., Ohmae H., Ishikawa M. Bedrock and ice surface profiles in the Shirase Glacier basin determined by the ground-based radio-echo sounding // *Bulletin of glacier research*. 1988. № 6. P. 33–39.
85. Steinhage D., Nixdorf U., Meyer U., Miller H. New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio-echo sounding // *Annals of Glaciology*. 1999. V. 29. P. 267–272. doi: 10.3189/172756499781821409.
86. Popov S.V., Sheremet'ev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V., Mironov A.V., Luchininov V.S. Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok station, Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2003. V. 49. № 165. P. 179–183. doi: 10.3189/172756503781830755.
87. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci*. 2016. V. 374. P. 20140303. doi: 10.1098/rsta.2014.0303.
88. Tabacco I.E., Bianchi C., Zirizzotti A., Zuccheretti E., Forieri A., Della Vedova A. Airborne radar survey above Vostok region, east Antarctica: ice thickness and VSL geometry // *Journ. of Glaciology*. 2002. V. 48. № 160. P. 62–69.
89. Studinger M., Bell R., Karner G.D., Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richter T.G., Kempf S.D., Peters M.E., Blankenship D.D., Sweeney R.E., Rystrom V.L. Ice cover, landscape setting and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // *Earth. Planet. Sci. Lett*. 2003. V. 205. P. 195–210.
90. Попов С.В., Черноглазов Ю.Б. Подледниковое озеро Восток, Восточная Антарктида: береговая
72. Sheremet'ev A.N. Measurement of the thickness and speed of movement of the ice sheet in the area of the route Mirny – Komsomolskaya – Dome «B». *Trudy Sovetskoy Antarkticheskoy ekspedicii*. Proc. of the Soviet Antarctic expedition. 1986, 78: 127–132. [In Russian].
73. Sheremet'ev A.N. Radar sounding of the thickness and speed of the ice sheet in the area of Dome «B». *Elektrofizicheskie i fiziko-mekhanicheskie svojstva l'da*. Electrophysical and physical-mechanical properties of ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 65–71. [In Russian].
74. Sheremet'ev A.N. Measurement of the speed of propagation of electromagnetic waves in the ice sheet at Dome «B» in Antarctica. *Elektrofizicheskie i fiziko-mekhanicheskie svojstva l'da*. Electrophysical and physical-mechanical properties of ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 59–64. [In Russian].
75. Macheret Yu.Ya., Moskalevskij M.Yu. Structure and dynamics of the Lange outlet glacier, King George Island Ice Dome, South Shetland Islands, Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1999, 86: 102–106. [In Russian].
76. Robin G.Q., Drewry D.J., Meldrum D.T. International studies of ice sheet and bedrock. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*. 1977, 279 (963): 185–196.
77. Oswald G.K.A., Robin G.de Q. Lakes beneath the Antarctic ice sheet. *Nature*. 1973, 245 (5423): 251–254.
78. Ridley J.K., Cudlip W., Laxon W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter. *Journ. of Glaciology*. 1993, 73 (133): 625–634.
79. Antarctic Glaciology and Geophysics – Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio. Drewry D.J. (eds). Cambridge, Scott Polar Research Institute, iv 9 folios. 1983.
80. Lythe M.B., Vaughan D.G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journ. of Geophys. Research*. 2002, 106 (B6): 11335–11351.
81. Higham M., Reynolds M., Brocklesby A., Allison I. Ice radar digital recording, data processing and results from the Lambert Glacier basin traverses. *Terra Antarctica*. 1995, 2 (1): 23–32.
82. Morgan V.I., Budd W.F. Radio-echo sounding of the Lambert Glacier basin. *Journ. of Glaciology*. 1975, 15 (73): 103–111.
83. Allison I., Frew R., Knight I. Bedrock and ice surface topography of the coastal regions of Antarctica between 48°E and 64°E. *Polar Record*. 1982, 21 (132): 241–252.
84. Nishio F., Ohmae H., Ishikawa M. Bedrock and ice surface profiles in the Shirase Glacier basin determined by the ground-based radio-echo sounding. *Bulletin of glacier research*. 1988, 6: 33–39.
85. Steinhage D., Nixdorf U., Meyer U., Miller H. New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio-echo sounding. *Annals of Glaciology*. 1999, 29: 267–272. doi: 10.3189/172756499781821409.

- линия и окружающие водоёмы // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 13–24.
91. *Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V.Ya.* Geology and environments of subglacial Lake Vostok // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2016. V. 374. № 2059. P. 20140302. doi: 10.1098/rsta.2014.0302.
 92. *Попов С.В., Лунев П.И.* Результаты современных отечественных наземных радиолокационных исследований во внутренних районах Восточной Антарктиды // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2016. Т. 107. № 1. С. 19–27.
 93. *Попов С.В., Попков А.М.* Сейсморадиолокационные исследования района подледникового озера Пионерское, Восточная Антарктида // *Криосфера Земли.* 2015. Т. XIX. № 2. С. 107–113.
 94. *Riedel S., Jokat W., Steinhage D.* Mapping tectonic provinces with airborne gravity and radar data in Dronning Maud Land, East Antarctica // *Geophys. Journ. Int.* 2012. V. 189. № 1. P. 414–427. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05363.x.
 95. *Damm V.* A subglacial topographic model of the southern drainage area of the Lambert Glacier/Amery Ice Shelf system—results of an airborne ice thickness survey south of the Prince Charles Mountains // *Terra Antarctica.* 2007. V. 14. № 1. P. 85–94.
 96. *Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T., Rose K., Studinger M., Wolovick M.* Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base // *Science.* 2011. V. 331. № 6024. P. 1592–1595.
 97. *Sun B., Siegert M.J., Mudd S.M., Sugden D., Fujita S., Xiangbin C., Yunyun J., Xueyuan T., Yuansheng L.* The Gamburtsev mountains and the origin and early evolution of the Antarctic Ice Sheet // *Nature.* 2009. V. 459. № 7247. P. 690–693. doi: 10.1038/nature08024.
 98. *Cui X., Sun B., Tian G., Tang X., Zhang X., Jiang Y., Guo J., Li X.* Ice radar investigation at Dome A, East Antarctica: Ice thickness and subglacial topography // *Chinese Sci. Bull.* 2010. V. 55. P. 425–431. doi: 10.1007/s11434-009-0546-z.
 99. *Cui X., Wang T., Sun B.* Chinese radioglaciological studies on the Antarctic ice sheet: progress and prospects. // *Adv. Polar Sci.* 2017. V. 28. № 3. P. 161–170. doi: 10.13679/j.advps.2017.3.00161.
 100. *Cui X., Greenbaum J.S., Beem L.H., Guo J., Ng G., Li L., Blankenship D., Sun B.* The first fixed-wing aircraft for Chinese Antarctic Expeditions: airframe, modifications, scientific instrumentation and applications. // *Journ. Environ. Eng. Geophys.* 2018. V. 23. № 1. P. 1–13.
 101. *Cui X., Jeofry H., Greenbaum J.S., Guo J., Li L., Lindzey L.E., Habbal F.A., Wei W., Young D.A., Ross N., Morlighem M., Jong L.M., Roberts J.L., Blanken-*
 86. *Popov S.V., Sheremet'ev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V., Mironov A.V., Luchininov V.S.* Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok Station, Antarctica. *Journ. of Glaciology.* 2003, 49 (165): 179–183. doi: 10.3189/172756503781830755.
 87. *Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D.* Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2016, 374: 20140303. doi: 10.1098/rsta.2014.0303.
 88. *Tabacco I.E., Bianchi C., Zirizzotti A., Zuccheretti E., Forieri A., Della Vedova A.* Airborne radar survey above Vostok region, east Antarctica: ice thickness and VSL geometry. *Journ. of Glaciology.* 2002, 48 (160): 62–69.
 89. *Studinger M., Bell R., Karner G.D., Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richter T.G., Kempf S.D., Peters M.E., Blankenship D.D., Sweeney R.E., Rystrom V.L.* Ice cover, landscape setting and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2003, 205: 195–210.
 90. *Popov S.V., Chernoglazov Yu.B.* Vostok Lake, East Antarctica: shore line and surrounding subglacial water cavities. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 1 (113): 13–24. [In Russian].
 91. *Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V.Ya.* Geology and environments of subglacial Lake Vostok. *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2016, 374 (2059): 20140302. doi: 10.1098/rsta.2014.0302.
 92. *Popov S.V., Lunev P.I.* Results of modern Russian ground-based radio-echo soundings in the interior of East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 107 (1): 19–27. [In Russian].
 93. *Popov S.V., Popkov A.M.* Seismic and radio-echo sounding study of the Pionerskoe subglacial lake area, East Antarctica. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2015, XIX (2): 107–113. [In Russian].
 94. *Riedel S., Jokat W., Steinhage D.* Mapping tectonic provinces with airborne gravity and radar data in Dronning Maud Land, East Antarctica. *Geophys. Journ. Int.* 2012, 189 (1): 414–427. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05363.x.
 95. *Damm V.* A subglacial topographic model of the southern drainage area of the Lambert Glacier/Amery Ice Shelf system—results of an airborne ice thickness survey south of the Prince Charles Mountains. *Terra Antarctica.* 2007, 14 (1): 85–94.
 96. *Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T., Rose K., Studinger M., Wolovick M.* Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base. *Science.* 2011, 331 (6024): 1592–1595.
 97. *Sun B., Siegert M.J., Mudd S.M., Sugden D., Fujita S., Xiangbin C., Yunyun J., Xueyuan T., Yuansheng L.* The Gamburtsev mountains and the origin and early evolution of the Antarctic Ice Sheet. *Nature.* 2009, 459 (7247): 690–693. doi: 10.1038/nature08024.
 98. *Cui X., Sun B., Tian G., Tang X., Zhang X., Jiang Y., Guo J., Li X.* Ice radar investigation at Dome A, East Antarctica:

- ship D.D., Sum B., Siegert, M.J. Bed topography of Princess Elizabeth Land in East Antarctica // *Earth Syst. Sci. Data*. 2020. V. 12. № 4. P. 2765–2774. doi: 10.5194/essd-12-2765-2020.
102. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 375–393. doi: 10.5194/tc-7-375-2013.
103. Nogi Y., Steinhage D., Kitada K., Riedel S., Jokat W., Shiraishi K., Shibuya K. Japanese-German joint airborne geophysical surveys around Syowa Station, Antarctica // *Online Proc. of the 10th ISAES X, USGS Open-File Report 2007-1047*. Extended Abstract 065, 2007. 4 p.
104. Millar D.H.M. Radio-echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity // *Nature*. 1981. V. 292. № 5822. P. 441–443.
105. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
106. Schroeder D.M., Bingham R.G., Blankenship D.D., Christianson K., Eisen O., Flowers G.E., Karlsson N.B., Koutnik M.R., Paden J.D., Siegert M.J. Five decades of radioglaciology // *Annals of Glaciology*. 2020. V. 61. № 81. P. 1–13. doi: 10.1017/aog.2020.11.
107. Tikku A.A., Bell R.E., Studinger M., Clarke G.K. Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica inferred by structure tracking // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 227. № 3–4. P. 249–261.
108. Annan A.P. GPR-history, trends and future developments // *Subsurface Sensing Technologies and Applications*. 2002. V. 3. № 4. P. 253–270. doi: 10.1023/A:1020657129590.
109. Попов С.В., Суханова А.А., Поляков С.П. Применение метода георадарного профилирования для обеспечения безопасности транспортных операций Российской антарктической экспедиции // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 126–131.
110. Boronina A., Popov S., Pryakhina G., Chetverova A., Ryzhova E., Grigoreva S. Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial ice thickness and subglacial topography. *Chinese Sci. Bull.* 2010, 55: 425–431. doi: 10.1007/s11434-009-0546-z.
99. Cui X., Wang T., Sun B. Chinese radioglaciological studies on the Antarctic ice sheet: progress and prospects. *Adv. Polar Sci.* 2017, 28 (3): 161–170. doi: 10.13679/j.advps.2017.3.00161.
100. Cui X., Greenbaum J.S., Beem L.H., Guo J., Ng G., Li L., Blankenship D., Sun B. The first fixed-wing aircraft for Chinese Antarctic Expeditions: airframe, modifications, scientific instrumentation and applications. *Journ. Environ. Eng. Geophys.* 2018, 23 (1): 1–13.
101. Cui X., Jeofry H., Greenbaum J.S., Guo J., Li L., Lindzey L.E., Habbal F.A., Wei W., Young D.A., Ross N., Morlighem M., Jong L.M., Roberts J.L., Blankenship D.D., Sun B., Siegert, M.J. Bed topography of Princess Elizabeth Land in East Antarctica. *Earth Syst. Sci. Data*. 2020, 12 (4): 2765–2774. doi: 10.5194/essd-12-2765-2020.
102. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *Cryosphere*. 2013, 7: 375–393. doi: 10.5194/tc-7-375-2013.
103. Nogi Y., Steinhage D., Kitada K., Riedel S., Jokat W., Shiraishi K., Shibuya K. Japanese-German joint airborne geophysical surveys around Syowa Station, Antarctica. *Online Proc. of the 10th ISAES X, USGS Open-File Report 2007-1047*, Extended Abstract 065, 2007: 4.
104. Millar D.H.M. Radio-echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity. *Nature*. 1981, 292 (5822): 441–443.
105. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikah. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distancionnykh issledovaniy. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
106. Schroeder D.M., Bingham R.G., Blankenship D.D., Christianson K., Eisen O., Flowers G.E., Karlsson N.B., Koutnik M.R., Paden J.D., Siegert M.J. Five decades of radioglaciology. *Ann. Glaciol.* 2020, 61(81): 1–13. doi: 10.1017/aog.2020.11.
107. Tikku A.A., Bell R.E., Studinger M., Clarke G.K. Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica inferred by structure tracking. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2004, 227 (3–4): 249–261.

- cavity // *Journ. of Glaciology*. 2021. V. 67. № 266. P. 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
111. Попов С.В., Эберлайн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // *Лёд и Снег*. 2014. Т. 54. № 4. С. 95–106. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-95-106.
 112. Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes // *Cryosphere*. 2016. V. 10. № 3. P. 1217–1227. doi: 10.5194/tc-10-1217-2016.
 113. Ekaykin A., Bolshunov A., Lipenkov V., Scheinert M., Eberlein L., Brovko E., Popov S., Turkeev A. First glaciological investigations at Ridge B, central East Antarctica // *Antarct. Sci.* 2021. V. 33. № 4. P. 418–427. doi: 10.1017/S0954102021000171.
 114. Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // *Криосфера Земли*. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.
 115. Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный, Восточная Антарктида // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 413–426. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-413-426.
 116. Киньябаева Э.Р., Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Миракин А.В., Попов С.В. Комплексные изыскания по организации площадки для хранения и сборки модулей нового зимовочного комплекса станции Восток в сезон 65-й Российской антарктической экспедиции // *Российские полярные исследования*. 2020. № 3. С. 32–35.
 117. Суханова А.А., Попов С.В., Поляков С.П., Кашкевич М.П., Мартыанов В.Л. Георадарные исследования для подготовки взлетно-посадочной полосы на морском льду в районе полевой базы Оазис Бангера, Восточная Антарктида // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65. № 3. С. 315–327. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-315-327.
 118. Попов С.В., Кузнецов В.Л., Пряхин С.С., Кашкевич М.П. Результаты георадарных исследований морского льда Нелла фиорда (р-н ст. Прогресс, Восточная Антарктида) в сезон 2016/17 года // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 3. С. 18–26. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-3(18-26).
 119. Bentley C.R., Novick A.N., Lord N., Clark T.S., Liu C., Macheret Y.Y., Babenko A.N. Radar experiments on ice stream B // *Antarct. Journ. US*. 1992. V. 27. № 5. P. 43–44.
 120. Бентли Ч.Р., Мачерет Ю.Я., Новик А.Н., Лорд Н., Кларк Т.С., Лиу Ч., Бабенко А.Н. Радиофизиче-
 108. Annan A.P. GPR-history, trends and future developments. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*. 2002, 3 (4): 253–270. doi: 10.1023/A:1020657129590.
 109. Popov S.V., Sukhanova A.A., Polyakov S.P. Using georadar profiling techniques for the safety of transport operations of the Russian Antarctic Expedition. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 2: 126–131. [In Russian].
 110. Boronina A., Popov S., Pryakhina G., Chetverova A., Ryzhova E., Grigoreva S. Formation of a large ice depression on Dälk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity. *Journ. of Glaciology*. 2021, 67 (266): 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
 111. Popov S.V., Eberlein L. Investigation of snow-firn thickness and ground in the East Antarctica by means of geophysical radar. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 95–106. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-95-106. [In Russian].
 112. Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes. *Cryosphere*. 2016, 10 (3): 1217–1227. doi: 10.5194/tc-10-1217-2016.
 113. Ekaykin A., Bolshunov A., Lipenkov V., Scheinert M., Eberlein L., Brovko E., Popov S., Turkeev A. First glaciological investigations at Ridge B, central East Antarctica. *Antarct. Sci.* 2021, 33 (4): 418–427. doi: 10.1017/S0954102021000171.
 114. Popov S.V., Polyakov S.P. Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian Stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (1): 82–90.
 115. Popov S.V., Mezhonov S.V., Polyakov S.P., Mart'yanov V.L., Lukin V.V. Glaciological and geophysical investigations aimed at organization of a new airfield at the Station Mirny (East Antarctica). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 413–426. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-413-426. [In Russian].
 116. Kin'yabaeva E.R., Grigor'eva S.D., Kuznetsova M.R., Mirakin A.V., Popov S.V. Comprehensive surveys for organizing a platform for storing and assembling modules of the new wintering complex at Vostok Station during the season of the 65th Russian Antarctic Expedition. *Rossijskie polyarnye issledovaniya*. Russian polar research. 2020, 3: 32–35.
 117. Sukhanova A.A., Popov S.V., Polyakov S.P., Kashkevich M.P., Mart'yanov V.L. GPR research for the organization of the runway on the sea ice in the area of the Bunger Oasis field base, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 315–327. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-315-327. [In Russian].
 118. Popov S.V., Kuznetsov V.L., Pryakhin S.S., Kashkevich M.P. Results of ground-penetrating radar investigations on the Nella fiord sea ice (Progress station area, East Antarctica) in the 2016/17 austral summer field season. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (3): 16–23. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-3(16-23).

- ские исследования на ледяном потоке В, Западная Антарктида, 1991/92 г. // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 191–198.
121. *Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica // Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. 2000. V. 4084. P. 760–765.
122. *Arcone S.A.* High resolution of glacial ice stratigraphy: A ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica // Geophysics. 1996. V. 61. № 6. P. 1653–1663.
123. *Urbini S., Vittuari L., Gandolfi S.* GPR and GPS data integration: examples of application in Antarctica // Ann. Geofiz. 2001. V. 44. № 4. P. 687–702.
124. *Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J.* On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica // Cold Reg. Sci. Technol. 2006. V. 45. № 3. P. 166–177.
125. *Pettersson J.K., Nobes D.C.* Environmental geophysics at Scott Base: ground penetrating radar and electromagnetic induction as tools for mapping contaminated ground at Antarctic research bases // Cold Reg. Sci. Technol. 2003. V. 37. № 2. P. 187–195.
126. *Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S.* Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis // Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2002. V. 107. № D18. P. ACL-1.
127. *Blindow N., Suckro S.K., Rückamp M., Braun M., Schindler M., Breuer B., Saurer H., Simões J.C., Lange M.A.* Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS // Annals of Glaciology. 2010. V. 51. № 55. P. 103–109.
128. *Wang Z., Tan Z, Ai S, Liu H., Che G.* GPR Surveying in the kernel area of Grove Mountains, Antarctica // Adv. Polar. Sci. 2014. V. 25. № 1. P. 26–31. doi: 10.13679/j.advps.2014.1.00026.
129. *Swain A.K., Goswami S.* Continuous GPR survey using multiple low frequency antennas—case studies from Schirmacher Oasis, East Antarctica // Intern. Journ. of Earth Science and Engineering. 2014. V. 7. № 4. P. 1623–1629.
130. *Müller K., Sinisalo A., Anschütz H., Hamran S.E., Hagen J.O., McConnell J.R., Pasteris D.R.* An 860 km surface mass-balance profile on the East Antarctic plateau derived by GPR // Annals of Glaciology. 2010. V. 51. № 55. P. 1–8.
131. *Spikes V.B., Hamilton G.S., Arcone S.A., Kaspari S., Mayewski P.A.* Variability in accumulation rates from GPR profiling on the West Antarctic plateau // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 238–244.
119. *Bentley C.R., Novick A.N., Lord N., Clark T.S., Liu C., Macheret Y.Y., Babenko A.N.* Radar experiments on ice stream B. Antarct. Journ. US. 1992, 27 (5): 43–44.
120. *Bentley C.R., Macheret Y.Y., Novick A.N., Lord N., Clark T.S., Liu C., Babenko A.N.* Radiofizicheskiye issledovaniya na ledyanom potoke B, Zapadnaya Antarktida, 1991/92 g. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1993, 76: 191–198. [In Russian].
121. *Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica. Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. 2000, 4084: 760–765.
122. *Arcone S.A.* High resolution of glacial ice stratigraphy: A ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica. Geophysics. 1996, 61 (6): 1653–1663.
123. *Urbini S., Vittuari L., Gandolfi S.* GPR and GPS data integration: examples of application in Antarctica. Ann. Geofiz. 2001, 44 (4): 687–702.
124. *Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J.* On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica. Cold Reg. Sci. Technol. 2006, 45 (3): 166–177.
125. *Pettersson J.K., Nobes D.C.* Environmental geophysics at Scott Base: ground penetrating radar and electromagnetic induction as tools for mapping contaminated ground at Antarctic research bases. Cold Reg. Sci. Technol. 2003, 37 (2): 187–195.
126. *Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S.* Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. Journ. of Geophys. Research. Atmos. 2002, 107 (D18): ACL-1.
127. *Blindow N., Suckro S.K., Rückamp M., Braun M., Schindler M., Breuer B., Saurer H., Simões J.C., Lange M.A.* Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS. Annals of Glaciology. 2010, 51 (55): 103–109.
128. *Wang Z., Tan Z, Ai S, Liu H., Che G.* GPR Surveying in the kernel area of Grove Mountains, Antarctica. Adv. Polar. Sci. 2014, 25 (1): 26–31. doi: 10.13679/j.advps.2014.1.00026.
129. *Swain A.K., Goswami S.* Continuous GPR survey using multiple low frequency antennas—case studies from Schirmacher Oasis, East Antarctica. Intern. Journ. of Earth Science and Engineering. 2014, 7 (4): 1623–1629.
130. *Müller K., Sinisalo A., Anschütz H., Hamran S.E., Hagen J.O., McConnell J.R., Pasteris D.R.* An 860 km surface mass-balance profile on the East Antarctic plateau derived by GPR. Annals of Glaciology. 2010, 51 (55): 1–8.
131. *Spikes V.B., Hamilton G.S., Arcone S.A., Kaspari S., Mayewski P.A.* Variability in accumulation rates from GPR profiling on the West Antarctic plateau. Annals of Glaciology. 2004, 39: 238–244.

Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников.

Часть 1. Общий подход и архитектура моделей

© 2021 г. Т.Н. Постникова^{1*}, О.О. Рыбак^{2–4}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

²Институт водных проблем РАН, Москва, Россия; ³Субтропический научный центр РАН, Сочи, Россия;

⁴Филиал Института природно-технических систем, Сочи, Россия

*tasinidze@gmail.com

Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution.

Part 1. General approach and model architecture

T.N. Postnikova^{1*}, O.O. Rybak^{2–4}

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia;

³Subtropical Scientific Center of RAS, Sochi, Russia; ⁴Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia

*tasinidze@gmail.com

Received February 11, 2021 / Revised July 11, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *mountain glaciers, glacier modeling, numerical experiments, methods of prediction, climate change.*

Summary

For several decades, mathematical models of mountain glaciers and ice sheets have been used to study the dynamics of the cryosphere. In recent years, a new step in glaciological modeling has made possible to reconstruct processes in mountain-glacial systems both regionally and globally. The proposed review analyses reasons to use this possibility for global glaciological models, key assumptions and methods, general approaches and differences between individual models. Global glacier modeling is a rapidly developing field. This became possible only after the data on all glaciers of the world appeared in the Randolph Glacier Inventory in 2012. The ice thickness inversion procedures discussed in this review made it possible to calculate the initial volume and geometry of glaciers. Methods of varying complexity were used to regionalize global climate data and calculate glacier mass balance. Modeling the dynamics of glaciers required the adaptation of simplified schemes to represent the fluidity of ice (or the flow of ice). To date, only two global glacier models contain ice dynamics calculations based on Glenn's law and the diffusion equation: OGGM and GloGEMflow. Simulation results are subject to uncertainties due to input errors, climate predictions, model approximations, and calibration procedures. A new stage in the development of methods opens up opportunities to use a number of new directions in the study of the mechanisms that control the evolution of glaciation, depending on the implementation of a particular climatic scenario. Global glacier models make possible to build glaciological projections, calculate potential changes in the regime of glacial runoff, as well as assess risks and predict the occurrence of dangerous processes caused by changes in glaciation parameters, such as mudflows, landslides, and glacial lake outbursts.

Citation: Postnikova T.N., Rybak O.O. Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 1. General approach and model architecture. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 620–636. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040111.

Поступила 11 февраля 2021 г. / После доработки 11 июля 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *горные ледники, гляциологическое моделирование, численные эксперименты, методы прогнозирования, изменения климата.*

В обзоре рассмотрены предпосылки возникновения глобальных гляциологических моделей, ключевые допущения и методы, общие подходы и различия между отдельными моделями. Глобальные модели ледников позволяют строить гляциологические проекции, рассчитывать потенциальные изменения в режиме ледникового стока, а также оценивать риски и прогнозировать возникновение опасных процессов (сели, оползни, прорывы ледниковых озер), обусловленных изменениями параметров оледенения.

Введение

Изменения в гляциосфере сделали актуальной разработку эффективных инструментов прогнозирования реакции ледников на изме-

нение климата. Это – так называемые *глобальные гляциологические модели* (ГГМ). Исторически сложилось так, что раньше всё внимание было сосредоточено на моделировании отдельных ледников, главным образом, из-за недостат-

ка исходных данных. Одновременно постепенно усложнялись сами математические модели, что приводило к росту вычислительных затрат. Ограничения в доступности данных наблюдений и сложность моделей препятствовали масштабным (в пространственном смысле) прогностическим исследованиям. Практическая необходимость в одновременном широком пространственном охвате при максимально возможном сохранении качества гляциологических прогнозов фактически привела к смене парадигмы модельных исследований. Одновременно с эволюцией условно традиционных моделей возник новый класс глобальных гляциологических моделей. Этот, в каком-то смысле, революционный шаг стал возможен в результате накопления достаточного объёма доступных данных, получаемых прежде всего дистанционными методами, а также появления эффективных и одновременно относительно простых расчётных методов. Речь идёт об автоматизации оконтуривания ледников [1], идентификации осевых линий ледников [2], инверсии топографии ложа [3] и появлении наборов глобальных топографических данных [4]. Благодаря этим разработкам и существенным упрощениям в описании динамики ледников, использование ГГМ позволило описывать эволюцию ледников как на региональном, так и на глобальном уровнях. Их появление открыло, по сути, новую страницу в прогнозировании состояния оледенения и, что важно с практической точки зрения, ледникового стока [5]. Для более точной оценки будущего вклада ледников в подъём глобального уровня моря и количественной оценки неопределённостей в рамках проекта по взаимному сравнению моделей ледников (GlacierMIP) была поставлена задача разработать серию скоординированных экспериментов. Первые две фазы GlacierMIP были сосредоточены на эволюции ледников на протяжении XXI в. [6, 7]. На третьем этапе GlacierMIPIII планируется новый набор экспериментов для исследования достижения равновесного состояния ледниками в стабильных климатических условиях [8].

В первой части статьи подробно разобраны общие принципы, на которых строятся ГГМ, описываются и критически оцениваются методы и подходы к прогнозированию параметров оледенения. Во второй части рассмотрены вопросы постановки прогностических экспериментов, ме-

тоды калибровки и валидации моделей, а также наиболее значимые результаты их применения.

Общие принципы.

Назначение и преимущества глобальных моделей

В большинстве ГГМ каждый ледник рассматривается отдельно на основании данных инвентаризации Randolph Glacier Inventory (RGI) [9]. При наличии контуров ледника, топографических и климатических данных с разумным разрешением и точностью такая модель должна быть способна: 1) оценивать общий объём ледника и вычислять топографию ложа; 2) рассчитывать осреднённый за некоторый промежуток времени баланс массы на поверхности ледника и на его фронте, если происходит фронтальная абляция; 3) моделировать динамическую эволюцию ледника при различном климатическом форсинге; 4) давать оценку неопределённостей. Для каждого из этих шагов возможно несколько вариантов использования входных данных, числовых методов или применяемых параметризаций. Любой выбор обусловлен субъективными соображениями о доступности данных, предполагаемой точности граничных условий (таких, как топография) и техническими возможностями (доступные вычислительные ресурсы).

В настоящей статье мы представляем способы реализации этих шагов с помощью разных ГГМ, однако общий принцип любой ГГМ на настоящий момент – сведение сложных трёхмерных моделей к фактически одномерным. Это обусловлено тем, что большинство (по объёму) горных ледников – горно-долинные, и их эволюцию можно упрощённо рассматривать вдоль их осевых линий. Исключения составляют ледниковые купола (например, Austfonna на Шпицбергене, Vatnajökull в Исландии) и сложные ледниковые комплексы (например, ледники Эльбруса на Кавказе).

Преимущество глобальных гляциологических моделей состоит в том, что они позволяют оценить изменение объёма оледенения горных стран, бассейнов рек или горного оледенения всего мира. Их появление позволило оценивать изменения стока рек, которые могут питаться многими ледниками сразу, а также проводить численные эксперименты, связанные с чувствительностью ледников к климату и закономерностями времени реакции.

Архитектура глобальных гляциологических моделей

Блочная структура ГГМ показана на рис. 1. Условно блоки модели можно объединить в два модуля. Первая группа блоков (*модуль 1* – «Инициализация») предназначена для формирования стационарной геометрии ледника, соответствующей заданным значениям поверхностного баланса массы. Полученные в результате расчётов равновесные конфигурации используют на этапе прогнозирования (*модуль 2* – «Прогностические расчёты»). Моделирование реакции геометрических характеристик ледника на современные и прогнозируемые климатические условия требует совмещения двух блоков: *масс-балансового*, в котором изменения метеорологических условий трансформируются в изменения удельного баланса массы для каждого высотного пояса ледника, и *динамического* [10], предназначенного для расчёта вертикального перераспределения массы и обновления геометрии ледника. В модуле 1 современные климатические условия преобразуются в современный («исторический») баланс массы, в модуле 2 – климатические проекции преобразуются в проекции баланса массы. Результат работы масс-балансового блока служит форсингом для динамического блока, который обеспечивает изменение геометрии ледника с течением времени. В моду-

ле 1 длина и толщина ледников эволюционируют до того момента, пока расчётные характеристики в стационарном состоянии не будут отклоняться от наблюдаемых на заданную малую величину.

Рассмотрим отдельные элементы архитектуры ГГМ на примере моделей последних нескольких лет (OGGM, GloGEM, GloGEMflow, PyGEM, JULES, HYOGA2; их подробная характеристика дана во второй части статьи). Все глобальные гляциологические модели перечислены в таблице с краткой характеристикой масс-балансового и динамического блоков.

1. **Масс-балансовый блок.** Для расчёта баланса массы ледника используют методы, различающиеся главным образом деталями параметризации ключевых процессов:

а) *индексно-температурный метод* [11–13]: расчёт баланса массы на основе эмпирических соотношений между температурой воздуха и скоростью таяния [14–20];

б) *статистический метод и метод машинного обучения*: для прогноза используются статистические взаимосвязи, установленные между рядами баланса массы и рядами предикторов – топографических и климатических [21, 22];

в) *энергобалансовый метод*: учитывает потоки энергии между ледником и атмосферой [23–25];

г) *комбинированные методы* сочетают в разной степени три (а–в) перечисленных метода

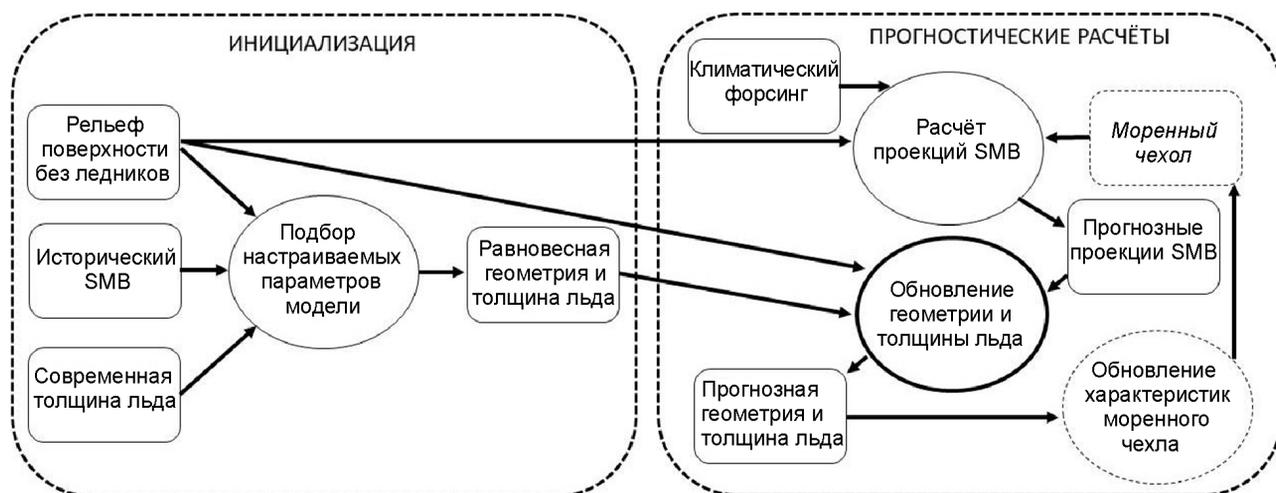


Рис. 1. Блок-схема, иллюстрирующая архитектуру глобальных гляциологических моделей.

Внутренние квадратные блоки означают входные данные, необходимые для расчётных блоков, обозначенных кругами. Внутренние блоки, обозначенные пунктиром, – это блоки, появление которых в глобальных моделях ожидается в перспективе

Fig. 1. Block diagram illustrating the global glacier model architecture.

The inner square blocks represent the input required for the computational blocks indicated by the circles. Inner blocks, indicated by a dotted line, are blocks that are expected to appear in global glacier models in the future

Характеристика глобальных гляциологических моделей с указанием их схемы масс-балансового и динамического блоков

Глобальная гляциологическая модель	Авторы	Год	Эволюция геометрии	Баланс массы
WAL2001	van de Wal & Wild	2001	Масштабирование объёма и площади	Чувствительность к летней и зимней температуре
REMO _{glacier}	Kotlarski et al.	2010		Энергобалансовый метод
SLA2012	Slangen et al.	2012		Чувствительность к температуре и осадкам
MAR2012	Marzeion et al.	2012	Масштабирование объёма, площади, длины и времени релаксации	Чувствительность к температуре
AND2012	Anderson & Mackintosh	2012	Аппроксимация мелкого льда 1D	Температурно-индексная модель
GIE2013	Giesen & Oerlemans	2013	Масштабирование объёма, площади, коррекция площади для каждого высотного пояса	Простая энергобалансовая схема
HYOGA2	Hirabayashi et al.	2013	Масштабирование объёма и длины, коррекция площади на нижнем высотном поясе	Температурно-индексная модель
RAD2014	Radić et al.	2014		
GloGEM	Huss & Hock	2015	Δh -параметризация, коррекция площади и толщины для каждого высотного пояса с сохранением массы	
GLIMB	Sakai & Fujita	2017	Масштабирование объёма и площади	Энергобалансовая модель
KRA2017	Kraaijenbrink et al.	2017		Градиент баланса массы, учёт моренного чехла
GloGEMflow	Zekollari et al.	2019	Аппроксимация мелкого льда 1D	Температурно-индексная модель
OGGM	Maussion et al.	2019		Чувствительность к температуре
JULES	Shannon et al.	2019	Изменение толщины	Энергобалансовая модель
PyGEM	Rounce et al.	2020	Δh -параметризация, коррекция площади и толщины для каждого высотного пояса с сохранением массы	Температурно-индексная модель, байесовская инверсия
BOL2020	Bolibar et al.	2020		Симуляция с помощью машинного обучения

(например, расширенная индексно-температурная модель, включающая в себя коротковолновую радиационную составляющую [26–29], или упрощённая энергобалансовая модель с параметризованными длинноволновыми и турбулентными потоками энергии [30]).

2. Динамический блок.

а) *параметризующие модели* (ПМ). Последние явно не разрешают какие-либо физические процессы, но неявно принимают их во внимание с помощью параметризации, основанной на статистических и/или эмпирических соотношениях, для изменения геометрии ледника. Этот тип модели варьирует от очень простых [31] до более сложных статистических, например калиброванная модель границы питания [32–34], параметризация отступления ледника, специфичная для ледников определённого размера [17], или масштабирование длины и площади [15, 16];

б) *модели, частично включающие в себя динамические процессы*, – ограниченные динамические модели (ОДМ) – GloGEMflow [19] и OGGM [18]. В них аппроксимируется ряд физических процессов, управляющих течением льда, используется аппроксимация мелкого льда (shallow ice approximation) [35] (см. Приложение 2) и рассчитывается толщина льда на основе решения уравнения неразрывности вдоль осевой линии;

в) модели, не содержащие динамический блок [36].

В рамках аппроксимации мелкого льда скорость течения льда зависит только от напряжения сдвига параллельно плоскости ложа, что при малом пространственном разрешении относится к сильному допущению, позволяющему значительно сократить время вычислений. Принципиальная разница состоит в том, что в OGGM вычисления ведут вдоль осевых линий ледников, к

которым приводятся все необходимые характеристики, а в GloGEMflow рассматриваются характеристики, осреднённые по высотным поясам (после выпуска версии 1.4 в 2021 г. в OGGM появилась опция расчёта осевых линий относительно высотных поясов [37]). Для простых долинных ледников различия в подходах не имеют большого значения в отличие от ледников с дендритовой структурой и набором разветвляющихся осевых линий. Однако в первоначальной версии OGGM это вызывало определённые трудности при «сращивании» ветвей ледника (данный эффект можно видеть, например, при использовании модели OGGM к леднику Джанкуат, имеющему четыре осевые линии [38]) и увеличивало время расчётов.

Неопределённости при таком подходе также остаются большими [7]. Кроме того, сама процедура определения положений осевых линий, описанная в работе [2], зависит от выбора ряда геометрических параметров. Появление в OGGM возможности выбора расчётов вдоль осевых линий или относительно высотных поясов, как в GloGEMflow, позволяет использовать тот или иной подход в зависимости от типа эксперимента или типа ледников. Например, в случае крупномасштабных экспериментов, когда важна устойчивость к ошибкам во входных данных, а точное воспроизведение геометрии ледника не требуется, лучше применять метод расчёта относительно высотных поясов. Метод расчёта вдоль системы осевых линий более чувствителен к ошибкам в цифровой модели рельефа (ЦМР) и очертаниям ледника, поэтому использовать его для ледниковых куполов, которые распространены в высоких широтах, нежелательно [18].

Практическое применение рассмотренных здесь методов зависит от особенностей используемых в расчётах исходных данных. Их пространственное и временное разрешение определяет качество результатов и ошибки вычислений [39]. Параметризующие, а также эмпирические и статистические модели баланса массы требуют эталонного или обучающего набора данных для калибровки взаимосвязей, которые затем можно использовать для прогнозов, предполагая, что взаимосвязи постоянны во времени, что, вообще говоря, неочевидное допущение. ОДМ и энергобалансовые модели имеют преимущество в симуляции физических процессов, но им требуются большие наборы данных с

более высоким пространственным и временным разрешением, что соответственно приводит к более высоким вычислительным затратам [39].

Исходные данные: геометрия горных ледников

В качестве входных данных для ГГМ в большинстве случаев используется база данных Randolph Glacier Inventory (RGI) [1, 9]. В RGI содержатся данные об объёме, толщине и площади льда, угле наклона ледника в высотных поясах. Часть этих данных получена дистанционными методами, однако толщина льда — расчётная величина. Прямыми измерениями толщины льда охвачена ничтожная доля ледников мира. Так, база данных толщины ледников GlaThiDa, объединяющая измерения толщины ледников за пределами двух ледниковых щитов, в настоящее время содержит порядка тысячи более чем из 200 тыс. ледников мира [40]. Поэтому для получения входных данных о толщине ледников в глобальном масштабе необходим физический или статистический подход. Обзор методов для инверсии толщины льда приведён в статье [41], практическое применение к ледникам Тянь-Шаня — в работе [42]. Один из самых распространённых подходов основан на законе сохранения массы [43, 44] (см. Приложение 1). Он же встроен в модель OGGM для расчёта толщины каждого ледника RGI вдоль осевых линий (рис. 2, б).

Можно выделить три основных источника неопределённостей при оценке толщины льда с помощью инверсии: параметризации и допущения, используемые в этих моделях (например, параметр ползучести и приближение мелкого льда); входные данные (ЦМР); некорректная природа задачи [45]. Дело в том, что при инверсии толщины/объёма ледника граничные условия на поверхности переопределены, а у ложа недоопределены, что объясняет хорошо известную причину появления неустойчивых решений [46]. Отметим, что усовершенствование моделей или создание новых эту проблему не решит [45]. Известно, что задача относится к некорректной, если решение: не единственно; не устойчиво (не является непрерывно зависимым от граничных данных); не существует [47].

Во-первых, интуитивно понятно, что два ледника с одинаковой поверхностной топографией

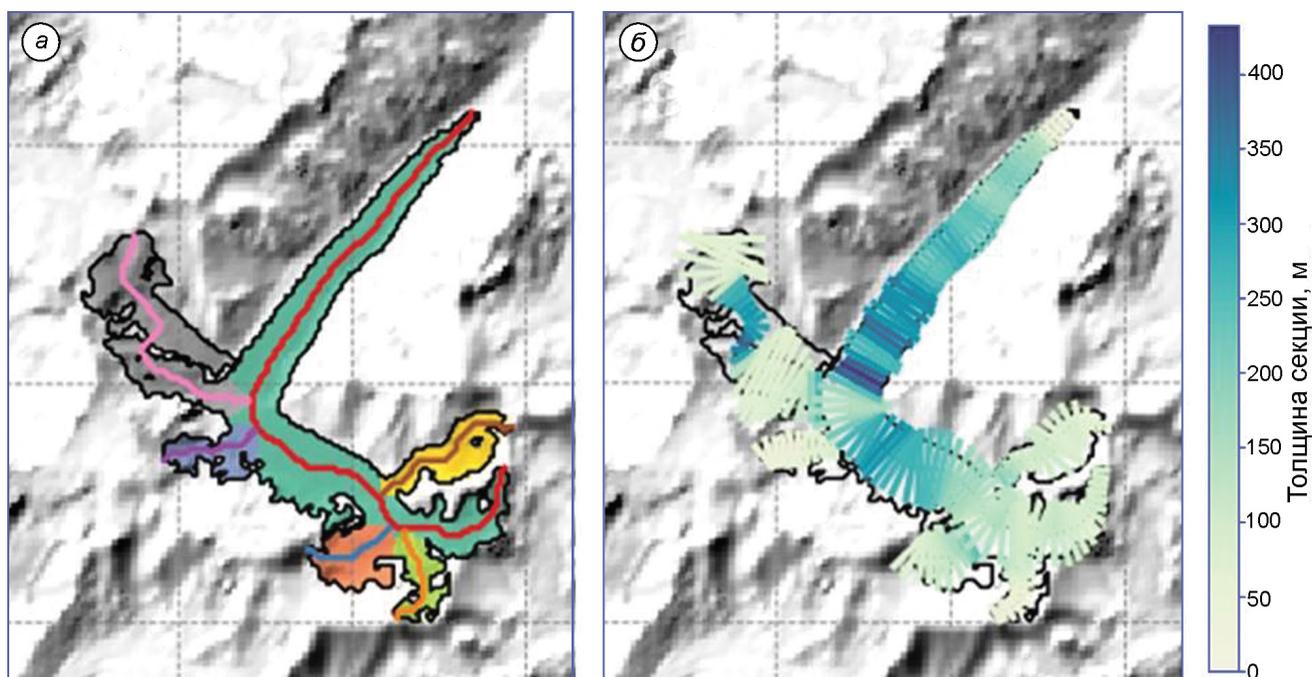


Рис. 2. Ледник Безенги, представленный в модели OGGM.

a – система осевых линий, вдоль которых рассматривается ледник, ледник разделён на ледосборы, которые отмечены разными цветами; *b* – в среднем реалистичная [78] толщина ледника, рассчитанная с помощью метода инверсии [43], встроенного в OGGM, для каждой секции сетки вдоль осевой линии

Fig. 2. Bezengei glacier represented by the OGGM model.

a – the centerline system, which is used to calculate the glacier dynamics; the glacier is divided into catchments, which are marked with different colors; *b* – the thickness of the glacier calculated for each section along the flowline in general realistically [78] using the inversion method [43] embedded into the OGGM

могут иметь разную форму ложа, так как течение льда «усредняет» неровности ложа, и таким образом решение не может быть единственным. Тем не менее, существуют методы регуляризации инверсий, при которых делаются допущения, ограничивающие решение, и задача становится корректной [47]. Во-вторых, случайные ошибки для разных ледников будут разными, и по закону больших чисел при суммировании смоделированных объёмов многих ледников можно получить хорошую оценку общего объёма льда. Таким образом, хотя оценка, полученная из некорректно поставленной задачи, для отдельного ледника может давать большую ошибку, средние или суммарные значения для объёма большого числа ледников, например горного оледенения региона в целом, можно считать удовлетворительными [45]. Ошибка, возникающая из-за неустойчивости решения, растёт экспоненциально с размером ледника и может превзойти все остальные источники неопределённости. Необходимо её учитывать, особенно когда результаты

используют для задач, которые могут быть чувствительны к мелкомасштабной топографии [45].

Проект ITMIX (Ice Thickness Models Inter-comparison eXperiment) показал, что отдельные модели могут иметь большую ошибку [41]. Именно поэтому была создана модель [48], объединяющая результаты расчётов пяти разных моделей [3, 18, 49 – 51]. Из них только модель HF (Huss, Farinotti) [3] охватывала все ледники мира (из RGI v.2.0) до проведения этого эксперимента. Результаты расчётов на пяти моделях сравнивали с измеренной толщиной ледников, и при помощи кросс-валидации каждой из них приписывался вес, учитывающийся при расчёте финальной толщины ледников RGI. В работе [48] с помощью модели GloGEM [17] показано, что оценка современного объёма льда сильно влияет на прогнозы изменения оледенения и стока. Так, ледники Высокогорной Азии (регионы 13 – 15 RGI) при начальном объёме льда по оценкам исследования [3] сокращаются вдвое к концу 2070-х годов, а при меньшем начальном

объёме льда по оценкам работы [48] — к концу 2060-х годов.

Для моделирования толщины ледников используется та или иная цифровая модель рельефа. С целью оценки объёма ледников в глобальном масштабе в области между 60° с.ш. и 60° ю.ш. в работе [52] используется ЦМР версии 4 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) с пространственным разрешением около 90 м [53]; к югу от 60° — Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global DEM версии 2 (разрешение около 30 м) [54] или более точные данные Radarsat Antarctic Mapping Project (RAMP) (разрешение 25 м) [55]; к северу от 60° — ASTER DEM, Arctic DEM [56] или DEM3 [57]. Неопределённость высот в обоих ЦМР оценивается в 10–20 м для горных районов [53].

Масс-балансовый блок

Как отмечалось, модели баланса массы делят на две категории: 1) модели энергетического баланса, в которых таяние определяется количественно как остаток в уравнении теплового баланса; 2) индексно-температурные модели, предполагающие эмпирическую связь между температурой воздуха и скоростью таяния [13]. В глобальных гляциологических моделях, как правило, абляция рассчитывается с использованием индексно-температурных моделей [6, 15–20, 33, 58, 59], в которых таяние рассчитывается исходя из суммы дней с положительной температурой воздуха (PDD — positive degree-day — дни с положительной температурой воздуха) главным образом из-за их простоты. Энергия, доступная для таяния в течение некоторого периода времени, приближается суммой PDD, умноженной на константу [60]. Этот коэффициент (PDDF — positive degree-day factor — коэффициент в схеме градусо-дней PDD) варьирует от ледника к леднику, поскольку должен неявно учитывать все факторы, которые вызывают изменения в радиационном балансе (особенно альbedo и облачность). Поэтому в глобальных гляциологических моделях коэффициент PDDF калибруется в соответствии с имеющимися данными баланса массы ледников [16, 17, 20]. Методы калибровки масс-балансового блока подробно рассмотрены во второй части данной статьи. Для

снега и льда используют разные коэффициенты PDDF, которые должны учитывать разницу в поверхностном альbedo. Для уменьшения количества параметров модели часто предполагают, что PDDF для снега, льда и фирна связаны друг с другом [20]. Например, в PyGEM [20] для ледников Высокогорной Азии отношение PDDF для снега к PDDF для льда принимается за 0,7, а в GloGEMflow для Альп — 0,5 [19]. PDDF для фирна часто принимается как среднее значение коэффициентов для снега и льда [17, 20].

Расчёт энергии, доступной для таяния, с помощью метода энергетического баланса физически более обоснован. При расчёте баланса массы с использованием энергобалансовой модели не завьшается чувствительность к изменению температуры, учитывается влияние изменения скорости ветра, облачности, радиации на таяние. С этой точки зрения энергобалансовые модели более объективны, особенно если это касается прогностических расчётов. Однако именно из-за большей сложности и в связи с тем, что энергобалансовые модели требуют больше исходных данных, до настоящего времени они редко применялись в ГГМ.

На модели GloGEM выполнено интересное сравнение индексно-температурного и упрощенного энергобалансового методов. В одном из экспериментов в масс-балансовом блоке модели была использована простая схема расчёта энергетического баланса [17], в которой турбулентные потоки тепла и длинноволновая радиация были заменены параметрами, откалиброванными как и в экспериментах с использованием индексно-температурной схемы (калибровка модели GloGEM описана во второй части обзора). В результате расчётные потери льда получались значительно меньше, чем в аналогичных экспериментах с индексно-температурной схемой, но среднеквадратичное отклонение от наблюдаемых балансов массы оказалось больше. Таким образом, упрощенная энергобалансовая модель не показала лучших результатов, чем простая индексно-температурная модель при валидации на рядах наблюдаемого баланса массы. Возможная причина этого состоит в том, что потоки энергии, отличные от баланса коротковолновой радиации, объединены в этой модели в простую линейную температурную зависимость и не представлены должным образом [17].

Влияние поверхностной морены на баланс массы

Общий недостаток практически всех ГГМ – игнорирование влияния поверхностной морены на теплообмен заморенных поверхностей ледников с атмосферой. Моренный чехол играет важную роль в регулировании процессов таяния ледников. Тонкий слой морены, а также разрозненные мелкие частицы на леднике ускоряют его таяние, так как имеют более низкое альbedo по сравнению с чистым льдом и поглощают больше коротковолновой радиации [61–63]. Слой морены толщиной более нескольких сантиметров («критическая толщина») снижает таяние вплоть до полного прекращения, поскольку изолирует лежащий под ним лёд [62, 64–66]. Моренный покров достаточной мощности смягчает воздействие изменения климата, поскольку более низкие скорости таяния замедляют отступление ледников и потерю массы при повышении температуры.

Модель KRA2017 – первая и до настоящего времени единственная, в которой этот эффект учтён [64]. Для этой модели толщина моренного чехла ледников Высокогорной Азии была определена с помощью упрощенного метода инверсии температуры поверхности, получаемой из тепловых инфракрасных снимков Landsat-8. После этого была составлена карта уменьшения таяния с использованием относительной зависимости между толщиной морены и абляцией. Напротив, для пикселей, идентифицированных в качестве надледных озёр, часто встречающихся на покрытых мореной ледниках, был применён коэффициент увеличения таяния. Для каждого высотного пояса в соответствии с картой уменьшения/увеличения таяния был посчитан свой фактор градусодня, который использовался для коррекции абляции. Абляция в модели KRA2017 задавалась методом масс-балансового градиента [62]: температурно-индексным методом рассчитывался баланс массы на фронте ледника с использованием PDDF для чистого льда, равного $7 \text{ мм } ^\circ\text{C}^{-1}\text{д}^{-1}$ [67]; баланс массы для остальных высотных поясов рассчитывался с помощью линейного градиента, который определялся из наблюдений.

Фронтальная абляция. Потери массы при фронтальной абляции ледников, оканчивающихся морскими или озёрными водами, составляют примерно 10% общей абляции во всем мире, поэтому данный компонент необходимо учиты-

вать, хотя таяние явно преобладает во всех регионах [17]. Из всех моделей только OGGM [68] и GloGEM [17] учитывают фронтальную абляцию ледников, граничащих с морями или озёрами. Основное отличие таких ледников – дополнительная потеря массы на фронте ледника. Это имеет значение для динамики ледника и инверсии толщины ледника, которая на настоящий момент предполагает, что поток массы на фронте равен нулю. Учёт фронтальной абляции в методах инверсии толщины льда, основанных на сохранении массы, увеличивает оценки региональной массы льда примерно на 11–19% [68]. В ГГМ фронтальная абляция вычисляется в конце каждого балансового года и добавляется к климатическому балансу массы для получения общего годового баланса массы [17, 68]. Согласно схеме расчёта [69], фронтальная абляция – функция толщины, ширины ледника и глубины воды на фронте. Разница между моделями GloGEM и OGGM состоит в том, что толщина фронта ледника масштабируется в зависимости от его длины и глубины воды [17] или рассчитывается из предположения, что количество отколотого льда должно быть равно количеству льда, доставленного на фронт [68]. Для калибровки блока фронтальной абляции в GloGEM использовались региональные оценки [17], в OGGM параметры брались за константу [68].

Динамический блок

Ранее было отмечено, что ГГМ по уровню сложности их динамических блоков можно разделить на две группы:

1) *параметризованные модели.* GloGEM/RyGEM и все остальные модели, за исключением GloGEMflow и RyGEM, более простые, так как в них явным образом не описывается отступление (наступление) ледника, а используются разного рода параметризации: масштабирование между площадью, объёмом и длиной ледников, основанное на статистических и/или эмпирических соотношениях;

2) *ограниченные динамические модели.* В GloGEMflow включён динамический блок, но течение ледника рассматривается как единый поток, а исходными данными служат характеристики, осреднённые по высотным поясам (рис. 3). Если

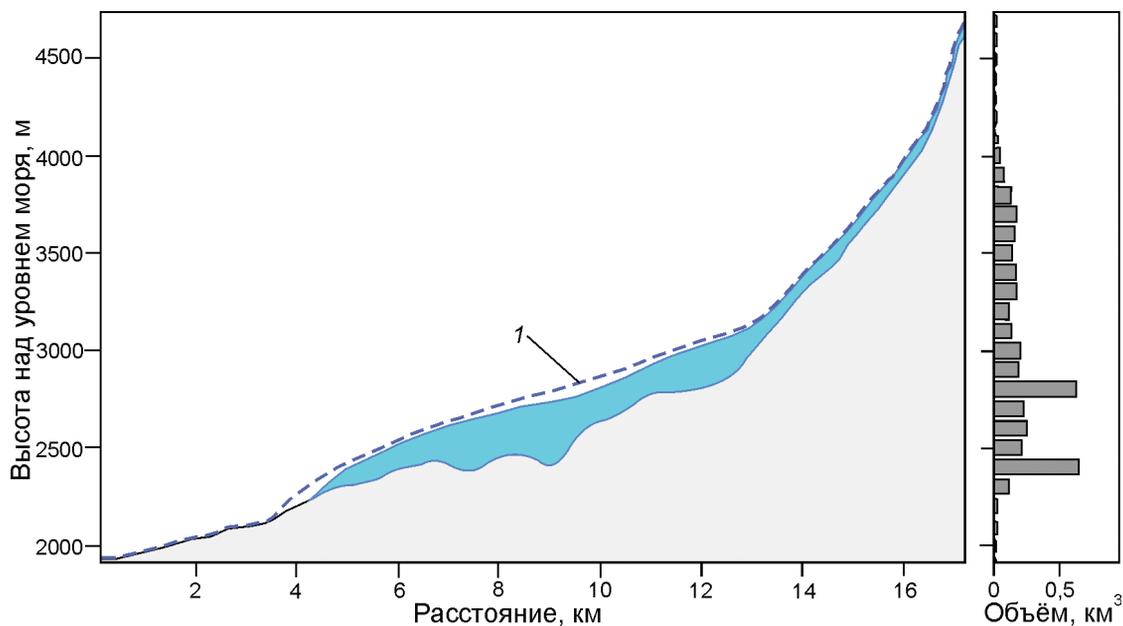


Рис. 3. Профиль ледника Безенги в 2016 г., смоделированный с помощью модели GloGEMflow.

Оставшаяся к 2016 г. толщина льда показана голубым цветом. Пунктирная линия (1) соответствует профилю поверхности ледника на дату инвентаризации RGI (2001 г.). Распределение объёма льда в 2015 г., усреднённого по высотным поясам, дано на диаграмме справа. Пунктиром обозначено распределение объёма льда в 2001 г. Смоделированная толщина ледника (до 400 м) выглядит реалистично по сравнению с наблюдаемыми значениями [78]

Fig. 3. Cross-section of the Bezengi glacier by 2016, modeled using GloGEMflow.

The remaining glacier ice by 2016 is shown in blue. The dotted line (1) represents the surface profile of the glacier at the date of the RGI inventory (2001). The distribution of ice volume as of 2015 averaged across elevation bins is shown in the diagram on the right. The dotted line represents the ice volume as of 2001. The modeled glacier thickness (up to 400 m) looks realistic in comparison with the observed values [78]

ледник имеет ветвящуюся структуру, то в модели GloGEMflow он рассматривается как один широкий ледник. Теоретически – это небольшая проблема для применения GloGEMflow в случае таких ледниковых комплексов, как Эльбрус, так как он разделён на отдельные ледники в RGI. Однако ещё предстоит оценить, насколько реалистично в рамках такого подхода описывается динамика подобных ледников.

Модель OGGM – наиболее сложная из существующих в настоящее время глобальных гляциологических моделей, так как в её динамическом блоке берётся в расчёт вся система потоков ледника вдоль осевых линий (см. рис. 2, а).

Эволюция геометрии ледников

Толщина ледника в идеальном состоянии равновесия (не существующего в действительности) не изменяется, так как все пространственные различия в балансе поверхностной массы

компенсируются динамическим перераспределением массы льда из области аккумуляции в область абляции. Неравновесие баланса массы и потока льда приводит к эволюции геометрии ледника, которая может быть рассчитана с помощью уравнений динамики ледника или с помощью различных параметризаций, основанных на наблюдениях. Не так давно считалось, что применение динамических моделей течения ледников на региональном уровне невозможно [70], однако сейчас появились две модели, позволяющие быстро рассчитывать динамику ледников на региональном уровне на персональном компьютере: OGGM и GloGEMflow [17, 18]. Для этого с помощью закона Глена в аппроксимации мелко-го льда вычисляется средняя скорость движения ледника (по формуле П01, см. Приложение 2), которая затем подставляется в прогностическое уравнение для вычисления изменения толщины ледника (П02, см. Приложение 2), основанное на законе сохранения массы. Полученное уравнение диффузии (П05, см. Приложение 2) связыва-

ет динамику ледника с поверхностным балансом массы в гляциологической модели (см. рис. 1).

В остальных ГГМ вместо уравнений динамики используют параметризации для расчёта переноса льда. Эти параметризационные соотношения основаны на том факте, что изменение поверхности ледника отвечает чётким пространственным закономерностям. Как правило, изменения высоты Δh при отступании ледника – небольшие в районе аккумуляции, а самые большие – вблизи языка горных ледников [71]. Исходя из этого, в моделях GloGEM и PyGEM Δh рассчитывается как ответ на изменение баланса массы при удовлетворении закона сохранения массы [70]. Распределение Δh зависит от размеров, геометрии, режима течения льда и изменчивости баланса массы ледника. Форма Δh -параметризации отличается от ледника к леднику, поэтому в этих двух моделях применяются разные параметры для ледников разных размеров. Например, в GloGEM [17] используется эмпирическая функция

$$\Delta h = (h_n + a)^\gamma + b(h_n + a) + c,$$

где Δh – изменение высоты поверхности ледника; h_n – разница в высоте между n -м и нижним высотным поясом ледника (нормализованные высотным диапазоном ледника); степень γ , задающая кривизну функции Δh , уменьшается с размером ледника: для больших долинных ледников ($> 20 \text{ км}^2$) – $\Delta h = (h_n - 0,02)^6 + 0,12(h_n - 0,02)$; для средних ($5\text{--}20 \text{ км}^2$) – $\Delta h = (h_n - 0,05)^4 + 0,19(h_n - 0,05) + 0,01$; для маленьких ($5\text{--}20 \text{ км}^2$) – $\Delta h = (h_n - 0,30)^2 + 0,60(h_n - 0,30) + 0,09$ [73].

В других моделях [15, 16, 58, 72, 73] используется масштабирование между объёмом ледника и его длиной или площадью [74]. При этом площадь и объём связываются экспонентой масштабирования, которая обычно рассчитывается на основе небольшого объёма доступных данных. Для разных регионов эта экспонента может быть разной. Оба подхода (кроме [15]) предполагают, что равновесная геометрия ледника достигается мгновенно в ответ на изменение объёма. В работе [17] с помощью экспериментов по оценке чувствительности к выбору блока эволюции геометрии ледников показано, что применение масштабирования между объёмом и площадью приводит к большим потерям массы льда чем при использовании Δh -параметризации. В модели KRA2017 [64] для симуляции динамики

ледника использован метод перераспределения массы. Объём льда, перетекающий из данного высотного пояса в пояс, находящийся ниже, задаётся функцией его площади, средней толщины и наклона поверхности. Поток регулируется настраиваемым реологическим параметром.

Заключение

В обзоре рассмотрены предпосылки возникновения и особенности архитектуры глобальных гляциологических моделей. Основываясь на доступности баз данных ледников в глобальном масштабе и разработке эффективных с вычислительной точки зрения методов моделирования долинных ледников, глобальные гляциологические модели позволяют воспроизводить эволюцию оледенения горных стран и всего мира. Как правило, такие модели содержат блок обработки климатических данных для условий каждого отдельного ледника – масс-балансовый и динамический. Для каждого блока возможен выбор в пользу более или менее простой модели, любая из которых содержит параметры, которые требуют калибровки на стадии инициализации в соответствии с имеющимися данными баланса массы и геометрии ледников.

При использовании глобальных гляциологических моделей необходимо учитывать ряд неточностей и упрощений: а) данные очертаний ледников из RGI всё ещё содержат много ошибок; б) неточности, неизбежные при получении начального объёма льда с помощью методов инверсии, сильно влияют на прогнозные оценки [17]; в) инициализация модели, как правило, требует допущений о стационарности ледников на определённый момент времени; г) климатические данные, которые можно использовать в региональном и глобальном масштабах, имеют недостаточное разрешение для условий горных ледников; д) модель переноса льда, даже если она основана на уравнениях динамики вдоль осевой линии, не подходит для ледяных куполов. Тем не менее, хотя применение глобальных гляциологических моделей для отдельных ледников нецелесообразно ввиду перечисленных проблем, по закону больших чисел на региональном уровне глобальные гляциологические модели дают меньшую ошибку. В перспекти-

ве, при доступности достаточной вычислительной мощности, возможно трёхмерное моделирование ледников всего мира в приближении мелкого льда. Это позволило бы добавить в глобальные гляциологические модели модель откалывания айсбергов, которая отсутствует в большинстве подобных моделей. Фронтальная абляция существенна для ледников Арктики, которые максимально влияют на изменение уровня моря среди ледников RGI [17]. При наличии базы данных моренного покрытия ледников в ближайшие годы в глобальную гляциологическую модель будет добавлена упрощенная схема для расчёта эволюции моренного чехла, который влияет на баланс массы ледников (см. рис. 1).

В последние годы данные инвентаризации ледников, необходимые для инициализации модели (например, площадь и объём), были обновлены и улучшены [9, 48], что позволяет уменьшить погрешности моделей, связанные с исходными данными. В дальнейшем больший объём данных дистанционного зондирования разных лет может быть использован глобальными гляциологическими моделями для лучшей отладки и валидации моделей.

Во второй части данной статьи будут описаны вопросы постановки экспериментов, климатический форсинг, методы калибровки и валидации глобальных гляциологических моделей.

В ней мы подробнее остановимся на основных результатах, полученных с помощью глобальных гляциологических моделей, слабых местах и перспективах развития в этой области.

Благодарности. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант РФФИ № 20-35-90042 (В.В. Поповнин). Авторы выражают признательность Х. Зеколлари и М. Хуссу (H. Zekollari, TU Delft, M. Huss, Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology, ETH Zürich) за предоставление доступа к модели GloGEMflow и исходных данных для моделирования эволюции ледников Кавказа. Авторы благодарят рецензентов А.Ф. Глазовского и А.В. Кислова за конструктивные замечания и ценные рекомендации, которые позволили улучшить первоначальный вариант статьи.

Acknowledgements. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, RFBR grant № 20-35-90042 (V.V. Popovnin). The authors are grateful to H. Zekollari (TU Delft) and M. Huss (Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology, ETH Zürich) for providing access to the GloGEMflow model and input data for modeling the evolution of the Caucasus glaciers. The authors are grateful to the reviewers A.F. Glazovsky and A.V. Kislov for constructive comments and valuable recommendations, which allowed to improve the original version of the article.

Приложение 1. Формализация расчёта толщины ледника с помощью закона сохранения массы

Расход льда q , м³/с, через поперечное сечение ледника с площадью S , м², равен

$$q = \bar{u}S,$$

где \bar{u} – средняя скорость течения льда, м/с.

Используя оценки \bar{u} и q , найденные из физики течения льда и поля баланса массы, можно вычислить S и локальную толщину льда H , м, полагаясь на определённые допущения о геометрии ложа. Интегрированная по толщине скорость льда вычисляется из аппроксимации мелкого льда (см. Приложение 2):

$$\bar{u} = 2A(n + 2)^{-1}H\tau^n,$$

где A – параметр ползучести, с⁻¹Па⁻³; n – экспонента закона Глена ($n = 3$); τ – базальное напряжение сдвига:

$$\tau = \rho g H \alpha,$$

где ρ – плотность льда (900 кг/м³); g – ускорение свободного падения, равное 9,81 м/с²; α – наклон ледника, вычисленный численно вдоль осевой линии.

Скорость скольжения по ложу u_s может быть добавлена к скорости деформации, но это не всегда обязательно [75]. Чтобы выполнялся закон сохранения массы, поверхностный баланс массы \dot{m} должен

уравновешиваться дивергенцией потока льда ∇q и изменением высоты поверхности $\partial H/\partial t$. Согласно [43], \dot{m} и $\partial H/\partial t$ объединены в новую переменную – «кажущийся» баланс массы, определяемый как $\tilde{m} = \dot{m} - \rho(\partial H/\partial t)$. Если ледник находится в равновесном состоянии, то «кажущийся» баланс массы равен истинному балансу массы. Чтобы описать переходное (т.е. неравновесное) состояние ледника, в работах [43] и [3] описывают профиль «кажущегося» баланса массы в виде параметризованного линейного градиента $d\tilde{m}/dz_{abl}$ и $d\tilde{m}/dz_{acc}$ для областей абляции и аккумуляции соответственно. Причём, граница питания определяется так, чтобы выполнялся закон сохранения массы: $\int_{\Pi} \tilde{m} d\Pi = 0$, где Π –

площадь ледника. Параметризация зависит как от континентальности климата (для морского климата градиент $d\tilde{m}/dz$ больше), так и от размера ледника (градиент $d\tilde{m}/dz$ уменьшается с размером ледника). Уменьшение $d\tilde{m}/dz$ необходимо для учёта комбинации \dot{m} и $\partial H/\partial t$ в распределении кажущегося баланса массы \tilde{m} малых ледников. Например, снежник без динамики течения будет реагировать на потепление климата только понижением поверхности. Тогда $\tilde{m} = \partial H/\partial t$, а \tilde{m} (и, следовательно, $d\tilde{m}/dz$) равно нулю. Вместе с тем большие ледники отреагируют изменением течения, но относительно малым изменением высоты на большей части своего высотного диапазона [71]. Следовательно, \dot{m} приблизительно соответствует \tilde{m} , а $d\tilde{m}/dz$ близко к градиентам баланса массы, наблюдаемым в полевых условиях [76].

Объёмный расход льда q_i для каждого высотного пояса i вычисляется путём интегрирования \tilde{m} вдоль ледника, тогда толщину льда для пояса i можно выразить формулой

$$H_i = \sqrt[n+2]{\frac{(1-f_{sl})q_i}{2A} \cdot \frac{n+2}{(F_{s,i}\rho g \sin \alpha_i)^n}},$$

где $F_{s,i}$ – коэффициент, зависящий от формы долины; f_{sl} – фактор, связанный со скольжением ледника по ложу [3].

Приложение 2. Формализация уравнений динамики ледника в одномерном случае

Рассмотрим основные допущения и уравнения, на которых основаны модели GloGEMflow и OGGM.

1. Приближение мелкого льда [35] предполагает, что толщина льда мала по сравнению с его протяжённостью (ледник неглубокий), вертикальные градиенты напряжения сдвига преобладают над горизонтальными, а лёд медленно течёт по ложу. Тогда движение определяется одной компонентой тензора напряжений $\tau = \tau_{xz} = \rho g(H-z)\alpha$, где z – вертикальная, а x – горизонтальная координата в направлении потока; $\alpha = |\partial h/\partial x|$ – наклон ледника; h – высота поверхности ледника.

2. По закону Глена, с экспонентой $n = 3$ можно вычислить скорость деформации льда из найденных в п. 1 напряжений: $\dot{\epsilon} = A'\tau^3$, где A' – вязкость льда, зависящая от размера кристаллов, концентрации, типа включений и температуры льда. В ГГМ предполагается, что $A' = \text{const}$, но эту величину можно калибровать [19]. Скорость деформации льда, по определению, выражается через производную скорости $\dot{\epsilon} = du/dz$. Таким образом:

$$du/dz = 2A'\tau^3 = 2A'(\rho g(H-z)\alpha)^3.$$

Интегрируя последнее уравнение от ложа до z , получаем:

$$u(z) = 0,5A'(\rho g\alpha)^3(H^4 - (H-z)^4) + U_s,$$

где U_s – скорость базального (глыбового) скольжения.

Интегрируя от ложа до поверхности ледника, получаем среднюю скорость (по толщине):

$$\bar{u} = U_s + 0,1A'H\tau^3 = U_s + U_d,$$

где U_d – скорость деформации льда.

Согласно [10], компонента скольжения может быть выражена следующим образом:

$$\bar{u} = U_s + U_d = f_d H \tau^3 + c_s \tau^3 / P_w,$$

где f_d – обобщённая вязкость; P_w – давление воды у ложа.

Параметры f_d и c_s – полуэмпирические, варьируют от ледника к леднику. В ГГМ вычисления P_w не производятся. Вместо этого предполагается, что P_w пропорционально давлению льда $\rho g H$, тогда

$$\bar{u} = U_s + U_d = f_d H \tau^3 + f_s \tau^3 / H. \quad (\text{П01})$$

Для параметров вязкости и скольжения в статье [10], основываясь на исследованиях [77] и [78], предложено использовать значения $f_d = 1,9 \cdot 10^{-24} \text{ Па}^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ и $f_s = 5,7 \cdot 10^{-20} \text{ Па}^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, так как они дают хорошие результаты при моделировании реальных ледников [30]; параметр f_d , как правило, требует калибровки [18, 19]. В некоторых работах [19] используется единая параметризация для скольжения и внутренней деформации, учитывая относительно большую неопределённость, связанную с параметризацией скорости скольжения. Скольжение и внутренняя деформация связаны как с уклоном поверхности, так и с локальной толщиной льда; было показано, что они имеют сходные пространственные структуры на альпийских ледниках [75].

3. Согласно закону сохранения массы, скорость изменения толщины должна быть обусловлена течением льда, общим количеством льда, добавляемого на поверхность в результате снегопада, и потерями от таяния на конце ледника [79]. Прогностическое уравнение представляет собой уравнение неразрывности в предположении, что лёд – несжимаемая среда:

$$\text{div} \mathbf{U} = 0,$$

где $\mathbf{U} = (u, v, w)$ – вектор скорости с координатами в ортогональных направлениях x, y, z .

Игнорируя разницу в плотности льда по леднику, интегрируем уравнение непрерывности $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0$ по z от ложа ($z = b$) до поверхности ($z = h$):

$$w(h) - w(b) = - \int_b^h \frac{\partial u}{\partial x} dz - \int_b^h \frac{\partial v}{\partial y} dz.$$

Из этого уравнения (с помощью правила Лейбница) [79] нетрудно вывести следующее уравнение:

$$\partial H / \partial t = -\nabla(\bar{u}H) + B. \quad (\text{П02})$$

Левая часть в этом уравнении – производная по времени локальной толщины, что делает уравнение непрерывности прогностическим, т.е. его можно использовать для определения толщины льда в каждый следующий момент времени, если известны термины в правой части [79]. Для упрощенных численных моделей долинных ледников это уравнение используется в одномерной форме, когда динамика ледника вычисляется вдоль осевой линии (учитывая вариации ширины ледника).

Пусть S – площадь поперечного сечения ледника перпендикулярно линии потока. Предположим, что форма ложа – трапеция с шириной ложа w : $S = H(w + 0,5\lambda H)$. Тогда

$$\partial S / \partial t = (\partial H / \partial t)(w + \lambda H).$$

При этом закон сохранения массы (П02) можно переписать в виде

$$\partial H / \partial t = -\partial \bar{u} S / \partial x + B(w + \lambda H), \quad (\text{П03})$$

следовательно,

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{w + \lambda H} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{-1}{w + \lambda H} \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{u} H \left(w + \frac{\lambda}{2} H \right) \right) + B. \quad (\text{П04})$$

Согласно выражению (П01), средняя скорость

$$\bar{u} = f_d H (\rho g H \alpha)^3 + f_s (\rho h H \alpha)^3 / H = (f_d H^4 \gamma (\partial h / \partial x)^2 + f_s H^2 \gamma (\partial h / \partial x)^2) (\partial h / \partial x), \quad \gamma = (\rho g)^3.$$

Подставляя это выражение в (П03), получаем, что изменение толщины ледника описывается нелинейным уравнением диффузии [10]:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{-1}{w + \lambda H} \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial (H + b)}{\partial x} \right) + B, \quad (\text{П05})$$

где коэффициент диффузии $D = (w + 0,5\lambda H)(f_d H^5 \gamma (\partial h / \partial x)^2 + f_s H^3 \gamma (\partial h / \partial x)^2)$.

Это уравнение связывает динамику ледника с поверхностным балансом массы в модели. В частности, оно используется в модели GloGEMflow в чуть видоизменённой форме (иначе обозначена ширина ложа и поверхности ледника), а в OGGM решается уравнение (П03), а не (П05), чтобы численное решение не зависело от формы ложа. При этом в GloGEMflow используется объединённая параметризация скольжения и деформации в отличие от OGGM, где параметр скольжения берётся из литературы [10].

References

1. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>.
2. Kienholz C., Rich J.L., Arendt A.A., Hock R. A new method for deriving glacier centerlines applied to glaciers in Alaska and northwest Canada. *The Cryosphere*. 2014, 8: 503–519. <https://doi.org/10.5194/tc-8-503-2014>.
3. Huss M., Farinotti D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117 (F4). <https://doi.org/10.1029/2012JF002523>.
4. Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*. 2007: 45, RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.
5. Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 135–140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>.
6. Hock R., Bliss A., Marzeion B., Giesen R.H., Hirabayashi Y., Huss M., Radić V., Slangen A.B. GlacierMIP—A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections. *Journ. of Glaciology*. 2019, 65 (251): 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>.
7. Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Mallet J.-H., Maussion F., Radić V., Rounce D.R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H. Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change. *Earth's Future*. 2020, 8 (7): e2019EF001470 <https://doi.org/10.1029/2019EF001470>.
8. Zekollari H., Hock R., Marzeion B., Maussion F., Schuster L. GlacierMIP3 global glacier mass change equilibration experiments—rationale and experimental design. *Copernicus Meetings*. 2021. EGU21-7775. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7775>.
9. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory (RGI) — A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
10. Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeve A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*. 1998, 14 (4): 267–274.
11. Braithwaite R.J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journ. of Glaciology*. 1995, 41 (137): 153–160. <https://doi.org/10.3189/S0022143000017846>.
12. Schreider S.Y., Whetton P.H., Jakeman A.J., Pittock A.B. Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria. *Journ. of Hydrology*. 1997, 200 (1–4): 1–23. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00006-1).
13. Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journ. of Hydrology*. 2003, 282 (1–4): 104–115. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9).
14. Anderson B., MacKintosh A. Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: The role of debris cover. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117 (1): 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JF002064>.
15. Marzeion B., Jarosch A., Hofer M. Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *Cryosphere*. 2012, 6 (6): 1295–1322. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1295-2012>.

16. 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, 4 (1–2): 37–58. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1719-7>.
17. Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*. 2015, 3: 54. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054>.
18. Maussion F., Butenko A., Champollion N., Dusch M., Eis J., Fourteau K., Gregor P., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild C.T., Marzeion B. The Open Global Glacier Model (OGGM) v1.1. *Geoscientific Model Development*. 2019, 12: 909–931. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-909-2019>.
19. Zekollari H., Huss M., Farinotti D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere*. 2019, 13: 1125–1146. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019>.
20. Rounce D.R., Hock R., Shean D. Glacier mass change in high mountain Asia through 2100 using the open-source Python Glacier Evolution Model (PyGEM). *Frontiers in Earth Science*. 2020, 7: 331. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00331>.
21. Steiner D., Walter A., Zumbühl H.J. The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland. *Journ. of Glaciology*. 2005, 51 (173): 313–323. <https://doi.org/10.3189/172756505781829421>.
22. Popovnin V.V., Gubanov A.S., Satylkanov R.A., Ermenbaev B.O. Reconstruction of the mass balance of the Sary-Tor glacier using meteorological data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 58–74. [In Russian].
23. Oerlemans J. Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *Journ. of Glaciology*. 1992, 38 (129): 223–232. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003634>.
24. Gerbaux M., Genthon C., Etchevers P., Vincent C., Dedieu J.P. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journ. of Glaciology*. 2005, 51 (175): 561–572. <https://doi.org/10.3189/172756505781829133>.
25. Nemeč J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the annual balance of Vadret da Morteratsch, Switzerland, since 1865. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (50): 126–134. <https://doi.org/10.3189/172756409787769609>.
26. Hock R. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journ. of Glaciology*. 1999, 45 (149): 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>.
27. Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journ. of Hydrology*. 2003, 282 (1–4): 104–115. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9).
28. Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M., Corripio J. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journ. of Glaciology*. 2005, 51 (175): 573–587. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>.
29. Carenzo M., Pellicciotti F., Rimkus S., Burlando P. Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature-index glacier-melt model. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (190): 258–274. <https://doi.org/10.3189/002214309788608804>.
30. Oerlemans J. *Glaciers and climate change*. CRC Press, 2001: 48 p.
31. Carlson B.Z., Georges D., Rabatel A., Randin C.F., Renaud J., Delestrade A., Zimmermann N.E., Choler P., Thuiller W. Accounting for tree line shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models. *Diversity and Distributions*. 2014, 20: 1379–1391. <https://doi.org/10.1111/ddi.12238>.
32. Braithwaite R.J., Raper S.C.B. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (53): 127–132. <https://doi.org/10.3189/172756410790595930>.
33. Raper S.C.B., Braithwaite R.J. Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere*. 2009, 3 (2): 183. <https://doi.org/10.5194/tc-3-183-2009>.
34. Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M., Paul F. Alpine glaciers to disappear within decades? *Journ. of Geophys. Research Letter*. 2006, 33 (13). <https://doi.org/10.1029/2006GL026319>.
35. Hutter K. The application of the shallow-ice approximation. *Theoretical Glaciology*. 1983, 1: 256–332. https://doi.org/10.1007/978-94-015-1167-4_5.
36. Shannon S., Smith R., 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*. 2019, 13: 325–350. <https://doi.org/10.5194/tc-2018-35>.
37. <https://docs.oggm.org/en/stable/whats-new.html>.
38. Rybak O.O. Determination of the position of the center lines of mountain glaciers. *Mezhdunarodniy nauchno-issledovatel'skiy jurnal*. Intern. Research Journal. 2019, 12–1: 90 p. [In Russian].
39. Réveillet M., Rabatel A., Gillet-Chaulet F., Soruco A. Simulations of changes to Glaciar Zongo, Bolivia (16° S), over the 21st century using a 3-D full-Stokes model and CMIP5 climate projections. *Annals of Glaciology*. 2015, 56: 89–97. <https://doi.org/10.3189/2015AoG70A113>.

40. GlacThiDa Consortium: Glacier Thickness Database 3.0.1. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 2019. doi: 10.5904/wgms-glathida-2019-03.
41. Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K., Fürst J.J., Frey H., Gantayat P., 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., Kumari S.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? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. *The Cryosphere*. 2017, 11 (2): 949–970. doi: 10.5194/tc-11-949-2017.
42. Van Tricht L., Huybrechts P., Van Breedam J., Fürst J., Rybak O., Satylkanov R., Malz P. Measuring and inferring the ice thickness distribution of four glaciers in the Tien Shan, Kyrgyzstan. *Journ. of Glaciology*. 2021, 67 (262): 269–286.
43. Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk M., Truffer M. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (191): 422–430. <https://doi.org/10.3189/002214309788816759>.
44. Huss M., Farinotti D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2012, 117 (F4). <https://doi.org/10.1029/2012JF002523>.
45. Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. Glacier volume estimation as an ill-posed inversion. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60: 922–934 p. <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J062>.
46. Courant R., Hilbert D. *Methods of mathematical geophysics. V. 2: Partial differential equations*. Interscience, New York. 1966: 227–230.
47. Zhdanov M.S. *Geophysical inverse theory and regularization problems*. Amsterdam: Elsevier, 2002: 4 p.
48. Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*. 2019, 12 (3): 168–173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>.
49. Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *Cryosphere*. 2014, 8: 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>.
50. 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. *Cryosphere*. 2017, 11: 2003–2032. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2003-2017>.
51. Ramsankaran R., Pandit A., Azam M. Spatially distributed ice-thickness modelling for Chhota Shigri Glacier in western Himalayas, India. *Intern. Journ. of Remote Sensing*. 2018, 39: 3320–3343. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1441563>.
52. Jarvis J., Reuter H., Nelson A., Guevara E. Hole-filled SRTM for the globe, CGIAR-CSI SRTM 90 m Database, Version 4, <http://srtm.csi.cgiar.org/>, CGIAR Consort. for Spatial Inf., Montpellier, France. 2008.
53. Fujita K., Suzuki R., Nuimura T., Sakai A. Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana region, Bhutan Himalaya. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54: 220–228. <https://doi.org/10.3189/002214308784886162>.
54. <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>.
55. Liu H., Jezek K., Li B., Zhao Z. Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model, Version 2 (NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 2015).
56. Morin P., Porter C., Cloutier M., Howat I., Noh M.J., Willis M., Bates B., Williamson C., Peterman K. Arctic-DEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. In Egu general assembly conference abstracts. 2016: EPSC2016-8396.
57. de Ferranti J.A. *Worldwide 3 Arc Seconds DEM*. 2014. <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>.
58. Hirabayashi Y., Zang Y., Watanabe S., Koirala S., Kanae S. Projection of glacier mass changes under a high-emission climate scenario using the global glacier model HYOGA2. *Hydrol. Research Letters*. 2013, 7 (1): 6–11. <https://doi.org/10.3178/hrl.7.6>.
59. Radić V., Hock R. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*. 2011, 4 (2): 91–94. <https://doi.org/10.1038/ngeo1052>.
60. Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2001, 40 (4): 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2).
61. Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler, Series A*. 1959, 31: 228–230.
62. Benn D.I., Lehmkuhl F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*. 2000, 66: 15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8).
63. Rybak O.O., Rybak E.A., Korneva I.A., Morozova P.A., Popovnin V.V. Equilibrium configurations of the Djankuat glacier in different climatic conditions. *Sistemy kontrolya okruzhayushey sredi. Environmental control systems*. 2018, 14: 102–109. <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2018-4-102-109>.
64. Kraaijenbrink P.D.A., Bierkens M.F.P., Lutz A.F., and Immerzeel W.W. Impact of a global temperature Rise of 1.5 degrees celsius on Asia’s Glaciers. *Nature*. 2017, 549: 257–260. doi: 10.1038/nature23878.

65. *Pellicciotti F., Stephan C., Miles E., Immerzeel W.W., Bolch T.* Mass balance changes of the debris-covered glaciers in the Langtang Himal in Nepal between 1974 and 1999. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61: 373–386. <https://doi.org/10.3189/2015JoG13J237>.
66. *Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G.* Growth of the surface moraine in the tongue of the Djankuat glacier during the period of direct glaciological monitoring. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2015, XIX (1): 89–98. [In Russian].
67. *Immerzeel W.W., Wanders N., Lutz A.F., Shea J.M., Bierkens M.F.P.* Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2015, 19: 4673–4687. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4673-2015>.
68. *Recinos B., Maussion F., Rothenpieler T., Marzeion B.* Impact of frontal ablation on the ice thickness estimation of marine-terminating glaciers in Alaska. *The Cryosphere*. 2019, 13: 2657–2672. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2657-2019>.
69. *Oerlemans J., Nick F.M.* A minimal model of a tide-water glacier. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 1–6. <https://doi.org/10.3189/172756405781813023>.
70. *Huss M., Juvet G., Farinotti D., Bauder A.* Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2010, 14: 815–829. <https://doi.org/10.5194/hess-14-815-2010>.
71. *Jóhannesson T., Raymond C., Waddington E.D.* Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (121): 355–369. doi: 10.3189/S002214300000928X.
72. *Slangen A.B.A., Katsman C.A., van de Wal R.S.W., Vermeersen L.L.A., Riva R.E.M.* Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios. *Climate Dynamics*. 2012, 38 (5–6): 1191–1209. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1057-6>
73. *Giesen R.H., Oerlemans J.* Climate-model induced differences in the 21st century global and regional glacier contributions to sea-level rise. *Climate Dynamics*. 2013, 41 (11–12): 3283–3300. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1743-7>.
74. *Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D.* The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journ. of Geophys. Research*. 1997, 102 (B9): 20355–20362. <https://doi.org/10.1029/97JB01696>
75. *Zekollari H., Huybrechts P., Fürst J.J., Rybak O.O., Eisen O.* Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland. *Annals of Glaciology*. 2013, 54: 343–351. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A434>.
76. *Hoelzle M., Haeblerli W., Dischl M., Peschke W.* Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global Planet. Change*. 2003, 36 (4): 295–306. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00223-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00223-0).
77. *Budd W.F., Jenssen D.* Numerical modelling of glacier systems. *IAHS-AISH Publ.* 1975, 104: 257–291.
78. *Budd W.F., Keage P.L., Blundy N.A.* Empirical studies of ice sliding. *Journ. of Glaciology*. 1979, 23: 157–170. doi:10.3189/S0022143000029804.
79. *Van der Veen C.J.* Fundamentals of glacier dynamics. CRC press, 2013.

Содержание журнала за 2021 год

Ледники и ледниковые покровы

- А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, К.Б. Чихачев.* Сохранность климатического сигнала в слоях древнего льда в районе Купола В (Антарктида). № 1. С. 5–13.
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.* Оценка объёма айсбергового стока с выводных ледников Северной Земли за 2014–2019 гг. № 1. С. 14–25.
- А.Л. Борисик, А.Л. Новиков, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, С.Р. Веркулич.* Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов. № 1. С. 26–37.
- Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Волков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин.* Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году. № 1. С. 38–57.
- В.В. Поповнин, А.С. Губанов, Р.А. Сатылканов, Б.О. Эрменбаев.* Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным. № 1. С. 58–74.
- Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, Е.В. Василенко, И.И. Лаврентьев, В.В. Мацковский.* Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования. № 2. С. 165–178.
- Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, О.В. Василенко.* Метеорологический режим Сыгыктинского ледника (хребет Кодар) в период абляции. № 2. С. 179–194.
- Т.Е. Хромова, Г.А. Носенко, А.Ф. Глазовский, А.Я. Муравьев, С.А. Никитин, И.И. Лаврентьев.* Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.). № 3. С. 341–358.
- А.Я. Муравьев, Г.А. Носенко, С.А. Никитин.* Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год. № 4. С. 485–499.
- Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин, Т.А. Андреева, Д.Д. Волкова.* Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода. № 4. С. 500–520.

Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Р.А. Чернов.* Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Шпицберген). № 1. С. 75–88.
- О.В. Сухова, М.А. Вайсфельд.* Моделирование перераспределения снежного покрова – ключевого параметра зимних биотопов копытных Дальнего Востока. № 1. С. 89–102.
- Р.А. Чернов, А.Я. Муравьев.* Опыт применения высокочастотного георадара для ландшафтной снегомерной съёмки в окрестностях городов Кировск (Хибины) и Апатиты. № 1. С. 103–116.
- В.М. Котляков, А.В. Сосновский.* Оценка термического сопротивления снежного покрова по температуре грунта. № 2. С. 195–205.
- В.В. Попова, Д.В. Турков, О.Н. Насонова.* Оценки современных изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины по данным наблюдений и моделирования. № 2. С. 206–221.
- М.П. Тентюков.* Визуализация структурно-текстурных изменений в новообразующемся снежном слое при длительном снегопаде. № 2. С. 222–231.
- П.В. Богородский, В.Ю. Кустов, В.В. Мовчан, К.А. Ермохина.* Возникновение термической конвекции в мохово-снежном покрове побережья залива Грэнфьорд (Западный Шпицберген). № 2. С. 232–240.
- Д.И. Коровина, А.С. Турчанинова, С.А. Сократов.* Оценка эффективности противолавинных мероприятий на горнолыжном курорте «Красная Поляна». № 3. С. 359–376.
- Н.Е. Куксова, П.А. Торопов, А.Д. Олейников.* Метеорологические условия экстремального лавинообразования в горах Кавказа по данным наблюдений и реанализов. № 3. С. 377–390.
- А.Ю. Комаров.* Строение снежного покрова на северо-востоке Московской области. № 3. С. 391–403.
- Н.А. Казаков, Е.Н. Казакова, А.В. Волков.* Строение снежной толщи на Кольском полуострове. № 3. С. 404–419.
- В.Н. Макаров, Н.В. Торговкин.* Эколого-геохимическая оценка снежного покрова Якутска. № 3. С. 420–430.
- Г.С. Бородулина, И.В. Токарев, М.А. Левичев.* Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии. № 4. С. 521–532.

Морские, речные и озёрные льды

- А.Г. Егоров.* Летняя кромка льдов и осенние сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в 1981–2018 гг. № 1. С. 117–127.
- Б.С. Шапкин, А.В. Рубчя, Б.В. Иванов, А.Д. Ревина, М.В. Богрянцев.* Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. № 1. С. 128–136.
- С.Г. Каретников.* Проявление климатических изменений в ледовом режиме Ладожского озера за последние 55 лет (на английском языке). № 2. С. 241–247.
- В.Г. Маргарян.* Ледовый режим рек бассейна Дебед, Армения. № 2. С. 248–261.
- Ю.А. Виноградов, А.В. Федоров, С.В. Баранов, В.Э. Асминг, И.С. Федоров.* О выделении айсбергообразующих льдотрясений по сейсмоинфразвуковым данным. № 2. С. 262–270.
- Н.А. Вязигина, Л.А. Тимохов, Е.С. Егорова, А.В. Юлин.* Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря. № 3. С. 431–444.
- С.А. Агафонова, П.Г. Михайлюкова, В.М. Колий.* Формирование ледяной плотины в низовьях рек Мезень и Кулой с 1983 по 2020 г. № 3. С. 445–456.
- И.И. Борзенкова, А.А. Ершова, Е.Л. Жильцова, К.О. Шаповалова.* Морской лёд Арктического бассейна в свете современных и прошлых климатических изменений. № 4. С. 533–546.
- О.М. Андреев, Д.В. Драбенко.* Расчёт экстремальных толщин и прочностных характеристик однолетнего ледяного покрова Карского моря с помощью термодинамической модели. № 4. С. 547–560.
- С.В. Годацкий, О.В. Кокин, О.А. Кузнецова, А.С. Цвейцинский, В.В. Архипов.* Оценка пределов прочности льда на одноосное сжатие в Охотском море по данным измерений и расчётов. № 4. С. 561–570.

Палеогляциология

- Ю.Н. Чижова, Е.М. Бабкин, А.В. Хомутов.* Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала. № 1. С. 137–148.
- О.Н. Соломина, И.С. Бушуева, Н.А. Володичева, Е.А. Долгова.* Возраст морен ледника Большой Азау в верховьях долины реки Баксан по дендрохронологическим данным. № 2. С. 271–290.
- Г.Л. Лейченко, Е.А. Баженова.* Позднеплейстоценовое оледенение и отступление ледникового покрова на шельфе Южно-Оркнейского плато, Западная Антарктика. № 4. С. 571–586.

Прикладные проблемы

- С.Д. Григорьева, Э.Р. Киньябаева, М.Р. Кузнецова, С.В. Попов, М.П. Кашкевич.* Строение снежно-ледовых перемычек прорывных озёр полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации. № 2. С. 291–300.
- И.Н. Семенов, А.В. Шаропова, Т.В. Королева, Г.В. Клинк, П.П. Кречетов, С.А. Леднев.* Азотсодержащие вещества в снеге районов падения ступеней ракеты-носителя «Протон» в 2009–2019 гг. № 2. С. 301–310.
- В.И. Гребенец, В.А. Толманов.* Влияние специфического режима снежных отложений на вечномёрзлые основания в городах криолитозоны (на примере Норильского региона). № 3. С. 457–470.

Путешествия, открытия

- В.В. Ионов, В.В. Лукин.* Южный океан – суровая морская окрестность ледяного континента. № 2. С. 311–320.
- В.М. Котляков, Л.В. Десинов, С.Л. Десинов, В.А. Рудаков.* Подвижки ледников Памира в 2020 году. № 3. С. 471–480.

Экспресс-информация

- В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торопов, Д.О. Владимирова, А.А. Абрамов, В.В. Мацковский.* Гляциоклиматические исследования Института географии РАН в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2020 г. № 1. С. 149–160.

Обзоры и хроника

С.В. Попов. Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде. № 4. С. 587–619.
Т.Н. Постникова, О.О. Рыбак. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей. № 4. С. 620–636.

Девяностолетие Владимира Михайловича Котлякова. № 3. С. 324–340.

Алфавитный указатель*

Абрамов А.А.	С. 149	Екайкин А.А.	С. 5, 38
Агафонова С.А.	С. 445	Ермохина К.А.	С. 232
Андреев О.М.	С. 547	Ершова А.А.	С. 533
Андреева Т.А.	С. 500	Жильцова Е.Л.	С. 533
Архипов В.В.	С. 561	Иванов Б.В.	С. 128
Асминг В.Э.	С. 262	Ионов В.В.	С. 311
Бабкин Е.М.	С. 137	Казаков Н.А.	С. 404
Баженова Е.А.	С. 571	Казакова Е.Н.	С. 404
Банцев Д.В.	С. 38, 500	Каретников С.Г.	С. 241
Баранов С.В.	С. 262	Кашкевич М.П.	С. 291
Богородский П.В.	С. 232	Киньябаева Э.Р.	С. 291
Богрянцев М.В.	С. 128	Клинк Г.В.	С. 301
Борзенкова И.И.	С. 533	Кокин О.В.	С. 561
Борисик А.Л.	С. 26	Колий В.М.	С. 445
Бородулина Г.С.	С. 521	Комаров А.Ю.	С. 391
Бушуева И.С.	С. 271	Конькова О.С.	С. 38, 500
Бычкова И.А.	С. 14	Коровина Д.И.	С. 359
Вайсфельд М.А.	С. 89	Королева Т.В.	С. 301
Василенко Е.В.	С. 165	Котляков В.М.	С. 195, 471
Василенко О.В.	С. 179	Кречетов П.П.	С. 301
Веркулич С.Р.	С. 26	Кузнецова М.Р.	С. 291
Виноградов Ю.А.	С. 262	Кузнецова О.А.	С. 561
Владимирова Д.О.	С. 149	Куксова Н.Е.	С. 377
Волков А.В.	С. 404	Кунаева Е.П.	С. 38, 500
Волков И.В.	С. 38	Курочкин Ю.Н.	С. 38, 500
Волкова Д.Д.	С. 500	Кустов В.Ю.	С. 232
Володичева Н.А.	С. 271	Кутузов С.С.	С. 149
Вязигина Н.А.	С. 431	Лаврентьев И.И.	С. 26, 149, 165, 341
Ганюшкин Д.А.	С. 38, 500	Левичев М.А.	С. 521
Глазовский А.Ф.	С. 26, 165, 341	Леднев С.А.	С. 301
Годецкий С.В.	С. 561	Лейченков Г.Л.	С. 571
Гребенец В.И.	С. 457	Липенков В.Я.	С. 5
Григорьева С.Д.	С. 291	Лукин В.В.	С. 311
Губанов А.С.	С. 58	Макаров В.Н.	С. 420
Десинов Л.В.	С. 471	Маргарян В.Г.	С. 248
Десинов С.Л.	С. 471	Мацковский В.В.	С. 149, 165
Долгова Е.А.	С. 271	Мачерет Ю.Я.	С. 165
Драбенко Д.В.	С. 547	Михайлюкова П.Г.	С. 445
Егоров А.Г.	С. 117	Михаленко В.Н.	С. 149
Егорова Е.С.	С. 431	Мовчан В.В.	С. 232

* Номера страниц в журналах: № 1 – 1–160 стр.; № 2 – 161–320 стр.; № 3 – 321–480 стр.; № 4 – 481–640 стр.

Муравьев А.Я.	С. 103, 341, 485	Тентюков М.П.	С. 222
Насонова О.Н.	С. 206	Терехов А.В.	С. 38, 500
Никитин С.А.	С. 341, 485	Тимохов Л.А.	С. 431
Новиков А.Л.	С. 26	Токарев И.В.	С. 521
Носенко Г.А.	С. 341, 485	Толманов В.А.	С. 457
Олейников А.Д.	С. 377	Торговкин Н.В.	С. 420
Осипов Э.Ю.	С. 179	Торопов П.А.	С. 149, 377
Осипова О.П.	С. 179	Турков Д.В.	С. 206
Попов С.В.	С. 291, 587	Турчанинова А.С.	С. 359
Попова В.В.	С. 206	Федоров А.В.	С. 262
Поповнин В.В.	С. 58	Федоров И.С.	С. 262
Постникова Т.Н.	С. 620	Хомутов А.В.	С. 137
Ревина А.Д.	С. 128	Хромова Т.Е.	С. 341
Рубчenea А.В.	С. 128	Цвезинский А.С.	С. 561
Рудаков В.А.	С. 471	Чернов Р.А.	С. 75, 103
Рыбак О.О.	С. 620	Чижова Ю.Н.	С. 137
Сатылканов Р.А.	С. 58	Чистяков К.В.	С. 38, 500
Семенов И.Н.	С. 301	Чихачев К.Б.	С. 5
Смирнов В.Г.	С. 14	Шапкин Б.С.	С. 128
Сократов С.А.	С. 359	Шаповалова К.О.	С. 533
Соломина О.Н.	С. 271	Шарапова А.В.	С. 301
Сосновский А.В.	С. 75, 195	Эрменбаев Б.О.	С. 58
Сухова О.В.	С. 89	Юлин А.В.	С. 431

Подписано в печать 18.11.2021 г. Дата выхода в свет 27.12.2021 г. Формат 60 × 88¹/₈. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 77 экз. Договорная цена. Заказ 4748.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.

Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-068-20

ООО «Объединённая редакция», 109028, г. Москва, Подкопаевский пер., д. 5, каб. 6.

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); аннотация (10–15 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 ббольшого объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

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

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

А.Я. Муравьев, Г.А. Носенко, С.А. Никитин. Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год. 485

Д.А. Ганюшкин, О.С. Конькова, К.В. Чистяков, Д.В. Банцев, А.В. Терехов, Е.П. Кунаева, Ю.Н. Курочкин, Т.А. Андреева, Д.Д. Волкова. Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода. 500

Снежный покров и снежные лавины

Г.С. Бородулина, И.В. Токарев, М.А. Левичев. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова Карелии. 521

Морские, речные и озёрные льды

И.И. Борзенкова, А.А. Ершова, Е.Л. Жильцова, К.О. Шаповалова. Морской лёд Арктического бассейна в свете современных и прошлых климатических изменений. 533

О.М. Андреев, Д.В. Драбенко. Расчёт экстремальных толщин и прочностных характеристик однолетнего ледяного покрова Карского моря с помощью термодинамической модели. 547

С.В. Годецкий, О.В. Кокин, О.А. Кузнецова, А.С. Цвезинский, В.В. Архипов. Оценка пределов прочности льда на одноосное сжатие в Охотском море по данным измерений и расчётов. 561

Палеогляциология

Г.Л. Лейченков, Е.А. Баженова. Позднеплейстоценовое оледенение и отступление ледникового покрова на шельфе Южно-Оркнейского плато, Западная Антарктика. 571

Обзоры и хроника

С.В. Попов. Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде. 587

Т.Н. Постникова, О.О. Рыбак. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей. 620

Содержание журнала за 2021 год. 637