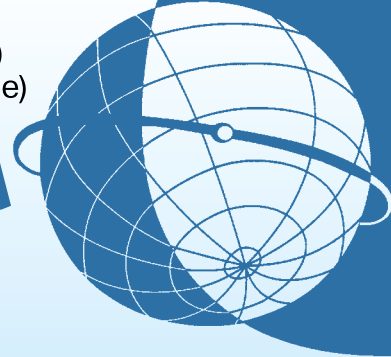




Лёд и Снег Ice and Snow

Längenveränderung 1960–2000 (in Metern)

1960	+		1981	+	22,00
1961	+	9,00	1982	+	65,00
1962	-	16,00	1983	+	35,50
1963	+	4,00	1984	+	0,00
1964	+	11,00	1985	+	25,00
1965	+	4,20	1986	-	15,00
1966	+	10,00	1987	+	16,00
1967	+	15,00	1988	-	2,00
1968	+	30,00	1989	-	20,00
1969	+	65,00	1990	-	9,00
1970	+	60,00	1991	-	53,00
1971	+	100,00	1992	-	50,00
1972	+	100,00	1993	-	60,00
1973	+	68,40	1994	-	62,00
1974	+	40,00	1995	-	7,00
1975	+	35,00	1996	-	70,00
1976	+	17,00	1997	-	10,00
1977	+	0,00	1998	-	15,00
1978	+	12,00	1999	-	25,00
1979	+	6,30	2000	-	50,00
1980	+	6,70			
	+	7,00			



Том **57**
№4, 2017



НАУКА

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание
«Материалы гляциологических исследований»
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
The journal continues the series
«Data of Glaciological Studies» established in 1961
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 геогр. наук В.Р. Алексеев, д-р Т. Вихма (Финляндия),
канд. геогр. наук Н.А. Володичева,
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,
канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,
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),
чл.-корр. РАН И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,
д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

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

Members of the editorial board:

V.R. Alexeev, K.V. Chistyakov, I.E. Frolov,
A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev,
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Kononov, V.Ya. Lipenkov,
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),
V.N. Mikhalkenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov,
I.V. Seversky, S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

At this site you can find an extended summary
and list of references in English for each published article

Фото на обложке: Сведения о колебаниях фронта Верхнегриндельвальдского
ледника с 1960 по 2000 г.
Фото В.М. Котлякова.

Photo on the cover: Fluctuations of the front of Obergrindelwald Gletscher
in 1960–2000.
Photo by V. M. Kotlyakov.

© Российская академия наук, 2017

© Русское географическое общество, 2017

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2017

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 57, №4, 2017

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2017

Contents

Glaciers and Ice Sheets

<i>P.A. Morozova, O.O. Rybak.</i> Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers	437
<i>V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova, A.Ya. Muraviev, T.E. Khromova, N.M. Zverkova.</i> Changes of mountain glaciers in the Southern and Northern Hemispheres over the past 160 years.	453
<i>G.A. Nosenko, O.V. Rototaeva, S.A. Nikitin.</i> Specific changes of the Kolka Glacier (the North Caucasus) from 2002 to 2016.	468
<i>E.Y. Osipov, O.P. Osipova, E.V. Klevtsov.</i> Inventory of glaciers in the Eastern Sayan on the basis of space surveys	483
<i>A.V. Pogorelov, E.S. Boyko, D.A. Petrakov, E.N. Kiselev.</i> Fluctuations of the Fisht Glacier (West Caucasus) over 1909–2015.	498

Snow Cover and Avalanches

<i>O.Y. Kalashnikova, A.A. Gafurov.</i> Water availability forecasting for Naryn River using ground-based and satellite snow cover data	507
<i>L.M. Kitaev, V.A. Ableeva, Z.A. Asainova, A.S. Zheltukhin, E.D. Korobov.</i> Seasonal dynamics of air temperature, snow storage and soil freezing in Central part of the East European Plain	518

Ground Ice and Icings

<i>V.S. Sheinkman.</i> Glaciation of Siberia and the problem of massive ice beddings	527
--	-----

Sea, River and Lake Ice

<i>S.M. Losev, L.N. Dymant, Ye.U. Mironov.</i> Length of large leads in drifting ice of the sub-Atlantic part of the Arctic Basin with the use of satellite images.	543
--	-----

Palaeoglaciology

<i>Ya.V. Tikhonravova, E.A. Slagoda, V.V. Rogov, E.I. Galeeva, V.V. Kurchatov.</i> Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia	553
---	-----

Applied Problems

<i>O.A. Anisimov, Ye.L. Ziltcova, Yu.I. Zhegusov.</i> Public perception of climate change in the cold regions of Russia: an example of Yakutia	565
Contents of four issues of the Journal for 2017	575

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- П.А. Морозова, О.О. Рыбак.** Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников 437
- В.М. Котляков, Л.П. Чернова, А.Я. Муравьев, Т.Е. Хромова, Н.М. Зверкова.** Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет 453
- Г.А. Носенко, О.В. Рототаева, С.А. Никитин.** Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. 468
- Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Е.В. Клевцов.** Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок 483
- А.В. Погорелов, Е.С. Бойко, Д.А. Петраков, Е.Н. Киселев.** Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг. 498

Снежный покров и снежные лавины

- О.Ю. Калашикова, А.А. Гафуров.** Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын. 507
- Л.М. Китаев, В.А. Аблеева, Ж.А. Асаинова, А.С. Желтухин, Е.Д. Коробов.** Сезонная динамика температуры воздуха, снеготолщин и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины 518

Подземные льды и наледи

- В.С. Шейнкман.** Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда 527

Морские, речные и озёрные льды

- С.М. Лосев, Л.Н. Дымент, Е.У. Миронов.** Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ 543

Палеогляциология

- Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, Э.И. Галеева, В.В. Курчатова.** Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири. 553

Прикладные проблемы

- О.А. Анисимов, Е.Л. Жильцова, Ю.И. Жегусов.** Общественное восприятие изменения климата в холодных регионах России: пример Якутии 565
- Содержание журнала за 2017 год 575

К авторам и читателям журнала «Лёд и Снег»

С удовлетворением сообщаем, что, кроме включения в международную наукометрическую базу данных **Scopus**, журнал ныне индексируется в **the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)**. Это обстоятельство заставляет нас соблюдать все существующие правила публикации в научных журналах. Мы постоянно вносим необходимые изменения в Правила для авторов и в наш журнал, и на наш сайт. Однако пока не все присылаемые для публикации статьи соответствуют опубликованным Правилам. Особенно много претензий к представляемой в статье библиографической информации на английском языке (References), но именно по ней судят о нашем журнале в мировой науке.

К настоящему времени выпущено уже шесть выпусков журнала (начиная с 2016 г. Т. 56. № 3), в которых помещается библиография, транслитерированная и переведённая на английский язык. Ниже мы приводим образцы ссылок и просим авторов строго им следовать. Просим также давать ограниченное число рисунков (как правило, не более шести) и таблиц в статьях, а также следить, чтобы рисунки и таблицы не повторяли материал, приводимый в тексте.

Приведём некоторые образцы библиографических описаний в двух параллельных списках литературы к статьям, публикуемым в журнале. Отметим, что курсивом в списке литературы выделяется транслитерируемый текст: при ссылке на журнальные статьи транслитерируется только название журнала, а в названиях книг транслитерируется полное название книги, которое в оригинальном списке литературы было на русском языке.

Статьи в книгах и журналах на русском языке

1. Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелько Т.В. Холодные эпизоды раннего голоцена в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин // Материалы Междунар. конф. «Водные ресурсы: изучение и управление». Т. 1. Петрозаводск, 2016. С. 171–177.
1. Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhiltsova E.L., Sapelko T.V. Cool episodes of the early Holocene in the northern Europe: empirical data and possible causes. *Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii «Vodnye resursy: izuchenie i upravlenie»*. Proc. of the Intern. Conf. V. 1. Petrozavodsk, 2016: 171–177. [In Russian].
2. Попов С.В., Эберляйн Л. Опыт применения георадиолокации для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды в сезон 2012/13 г. // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 95–106.
2. 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, 4 (128): 95–106. [In Russian].

Книги на русском языке

3. Ефремов Ю.В., Панов В.Д., Ильичев Ю.Г. Ледяное ожерелье Кубани. Краснодар: Изд-во «Традиция», 2012. 230 с.
3. Efremov Yu.V., Panov V.D., Il'ichev Yu.G. *Ledyanoe ozherel'e Kubani*. Ice necklace of Kuban'. Krasnodar: Publishing House «Traditsiya», 2012: 230 p. [In Russian].
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
4. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. The second estimated report of Roshydromet on climate changes and their consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].

Статьи в журналах на английском языке

5. Arcone S.A. Airborne radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska // *Journ. of Glaciology*. 2002. V. 48. № 161. P. 317–334.
5. Arcone S.A. Airborne radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska. *Journ. of Glaciology*. 2002, 48 (161): 317–334.

Книги на английском языке

6. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004: 212 p.
6. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004: 212 p.

Подчеркнём, что редакция просит давать при статьях ограниченные списки литературы (как правило, около 20) и лишь в больших обзорных статьях такие списки литературы могут быть расширены.

С 2018 года бумажный тираж журнала «Лёд и Снег» сильно сокращается. Все публикуемые номера и вышедшие в прошлом номера журнала можно найти на сайте журнала, использовать и распечатать их бесплатно. Каждая публикуемая в журнале статья имеет знак doi, позволяющий легко найти нужную статью в «море» научной литературы. Тем не менее, ограниченная подписка на бумажную копию журнала пока сохраняется — как на почте, так и в редакции журнала.

Просим строго соблюдать правила для авторов и сроки исправления замечаний рецензентов в статьях (если готовящаяся к печати статья будет задерживаться у авторов больше месяца, то редакция вправе исключить её из текущего номера журнала). Есть требование и к рецензентам статей: строго соблюдать сроки рецензирования — две недели для работы над поступившей статьёй и одна неделя для повторного просмотра статьи после внесения поправок автором.

Редколлегия журнала «Лёд и Снег»

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.584+551.324.63

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-437-452

Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников

© 2017 г. П.А. Морозова^{1,2*}, О.О. Рыбак²⁻⁴¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Филиал Института природно-технических систем, Сочи, Россия;³Сочинский научно-исследовательский центр РАН, Сочи, Россия;⁴Earth System Sciences and Department of Geography, Vrije Universiteit Brussel, Belgium

*morozova_polina@mail.ru

Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers

P.A. Morozova^{1,2*}, O.O. Rybak²⁻⁴¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia;³Scientific Research Center, Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia;⁴Earth System Sciences & Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Belgium

*morozova_polina@mail.ru

Received February 15, 2017

Accepted July 21, 2017

Keywords: *air temperature, Caucasus, climate scenario, downscaling, glacier, mass balance, precipitations, regional model.*

Summary

In this paper, we consider a hybrid method of downscaling of the GCM-generated meteorological fields to the characteristic spatial resolution which is usually used for modeling of a single mountain glacier mass balance. The main purpose of the study is to develop a reliable forecasting method to evaluate future state of mountain glaciation under changing climatic conditions. The method consists of two stages. In the first or dynamical stage, we use results of calculations of the regional numerical model HadRM3P for the Black Sea-Caspian region with a spatial resolution of 25 km [22]. Initial conditions for the HadRM3P were provided by the GCM developed in the Institute of Numerical Mathematics of RAS (INMCM4) [18]. Calculations were carried out for two time periods: the present climate (1971–2000) and climate in the late 21st century (2071–2100) according to the scenario of greenhouse gas emissions RCP 8.5. On the second stage of downscaling, further regionalization is achieved by projecting of RCM-generated data to the high-resolution (25 m) digital altitude model in a domain enclosing a target glacier. Altitude gradients of the surface air temperature and precipitation were derived from the model data. Further on, both were corrected using data of observations. Incoming shortwave radiation was calculated in the mass balance model separately, taking into account characteristics of the slope, i.e. exposition and shading of each cell. Then, the method was tested for glaciers Marukh (Western Caucasus) and Jankuat (Central Caucasus), both for the present-day and for future climates. At the end of the 21st century, the air temperature rise predicted for the summer months was calculated to be about 5–6 °C, and the result for the winter to be minus 2–3 °C. Change in annual precipitation is not significant, less than 10%. Increase in the total shortwave radiation will be about 5%. These changes will result in the fact that the snow line will be higher than the body of the glacier itself. This will inevitably cause degradation of the glacier and its gradual disappearance. The main contribution to the glacier shrinking and disappearance will be made by air temperature rise, because it will affect the change in the ratio of the areas of ablation and accumulation. Besides, a rise of temperature will increase the average melting season duration. These are, of course, preliminary results just to illustrate how the downscaling method works. We did not take into account dynamic effects and gradual reducing of the glaciated area. In future, we plan to couple mass balance and dynamical models [17] and to adjoin them with downscaled climate change in order to account for transient glacier changes.

Citation: Morozova P.A., Rybak O.O. Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 437–452. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-437-452

Поступила 15 февраля 2017 г.

Принята к печати 21 июля 2017 г.

Ключевые слова: *баланс массы, даунскейлинг, Кавказ, ледник, осадки, прогноз климата, региональная модель, температура воздуха.*

Предложен метод оценки изменения основных метеовеличин для прогноза параметров горного оледенения. Используются результаты расчётов региональной климатической модели HadRM3P для Черноморско-Каспийского региона в условиях современного климата (1971–2000 гг.) и климата конца XXI в. (2071–2100 гг.) по сценарию эмиссии парниковых газов RCP 8.5, выполненным в работе [22]. В качестве исходных данных в региональной модели использованы результаты глобального климатического моделирования для тех же периодов [18]. Представлены схемы расчётов для основных метеопараметров: осадков, температуры и коротковолновой радиации.

Введение

Сокращение горного оледенения может существенно повлиять на изменение хозяйственной деятельности в горных регионах, что обуславливает повышенный интерес к разработке прогнозов эволюции горных ледников. Согласно оценкам [1], оледенение Кавказа сократилось на 27,5% за первую половину последнего столетия и на 17,7% — за вторую. По данным исследования [2], изменение площади ледников северного склона Большого Кавказа составило 52,6%. Для стратегического планирования хозяйственной деятельности в регионе, в том числе для оценки риска возникновения опасных природных явлений (например, селей), необходимо знать дальнейшую эволюцию горных ледников.

Надёжные прогностические оценки изменения оледенения невозможны без использования методов математического моделирования. В свою очередь, моделирование климата и его изменений (и в прошлом, и будущем) возможно только в масштабах всей Земли. Однако вычислительные ресурсы накладывают определённые ограничения на пространственное разрешение климатических моделей, применяемых в подобных численных экспериментах. Как правило, это — первые сотни километров. Для задач регионального прогноза, особенно для территорий со сложной орографией, требуется уточнение данных глобального моделирования. В русскоязычной литературе нет устоявшегося термина для обозначения процедуры детализации (встречаются такие варианты, как телескопизация, регионализация, уменьшение масштаба и т.п.). В данной работе мы используем вариант транслитерации англоязычного термина *downscaling* «даунскейлинг». В работе [3] дан общий обзор следующих методов детализации метеорологических полей: статистического, физического, динамического и статистико-динамического.

Статистический даунскейлинг. Статистический метод уточнения данных глобальных моделей предполагает поиск связей между крупномасштабными особенностями атмосферы и значениями локальных переменных с использованием данных наблюдений. В настоящее время используется довольно много статистических методов: множественная линейная регрессия, корреляционный анализ, искусственные нейронные сети, различные индексы, в том числе и для горных территорий [4, 5]. К достоинствам этого метода можно отнести малые вычислительные затраты, а также возможность использования полей, наиболее успешно воспроизводимых моделью. Основные недостатки — не всегда достаточная обеспеченность данными наблюдений, маленькая выборка для получения соотношений при экстремальных состояниях. При использовании метода за пределами периода наблюдений (например, при экспериментах по воспроизведению климата будущего или прошлого) необходимо понимать, что полученное соотношение справедливо лишь для ряда наблюдений и может измениться в условиях, отличных от тех, для которых оно было рассчитано.

Физический даунскейлинг заключается в использовании физических соотношений, полученных из упрощённых уравнений сохранения энергии, влаги и количества движения. Крупномасштабные данные обычно уточняются путём учёта дополнительных особенностей подстилающей поверхности. В работе [6] использование сведений о рельефе высокого разрешения позволяет уточнить данные о температуре (учёт влияния высоты, снежного покрова и угла наклона поверхности) и осадках (перетекание через препятствие). В исследовании [7] проанализированы данные более чем 200 температурных датчиков, установленных в Аппалачах, для поиска закономерностей между температурным режимом и характеристиками микроклиматических ячеек (углом склона и экспозицией, типом подстилающей поверхности,

величиной приходящей солнечной радиации и т.д.). Полученные соотношения использовались затем при построении температурных карт высокого разрешения для Национального парка Great Smoky Mountains. К достоинствам метода физического даунскейлинга стоит отнести вычислительную экономичность, а к недостаткам — учёт только части локальных процессов.

Динамический даунскейлинг подразумевает применение региональной климатической модели для уточнения крупномасштабных полей [8, 9]. Данные глобальной модели используются в качестве начальных и граничных условий для региональной модели. Благодаря уменьшению шага по пространству (как правило, максимально используемое разрешение — первые километры) удаётся учесть особенности подстилающей поверхности (рельеф, растительность, тип поверхности и т.п.), а также рассчитать некоторые величины в явном виде, без использования параметризаций. Существует также вариант использования глобальной модели, но с переменным разрешением [10, 11]. Динамический даунскейлинг позволяет восстановить все характеристики мезомасштабной циркуляции и получить согласованные поля метеовеличин. Причём это будут поля для конкретной атмосферной ситуации, а не статистическая информация для того или иного сценария. Основным недостатком метода — значительные вычислительные затраты.

Динамико-статистический даунскейлинг — наиболее сложный с алгоритмической точки зрения. Сначала по данным глобальной модели определяют типичные для исследуемого региона синоптические ситуации и частоту их возникновения. Затем для каждого типа выполняется один или несколько экспериментов с соответствующими полями глобальной модели в качестве начальных данных. Региональные распределения метеопараметров получаются с учётом «веса» (в зависимости от частоты повторений типов погоды). Полученные статистические соотношения используют для дальнейшего уточнения полей метеовеличин. Отличие от статистического метода состоит в том, что полученные связи основаны на данных моделирования, а не наблюдений и могут быть использованы при различных климатических сценариях, а также в случае недостаточной плотности натурных данных [12, 13]. По сравнению с динамическим методом динамико-статистический даунскейлинг требует мень-

ших вычислительных затрат. К недостаткам метода стоит отнести сведение всего многообразия атмосферных ситуаций к определённому набору типов, а также ограничение на минимальное разрешение по пространству.

Ни один из перечисленных методов не лишён недостатков, поэтому выбор во многом зависит от конкретной задачи и имеющейся начальной информации. В настоящей работе предложена схема регионализации данных глобального климатического моделирования для расчётов баланса массы ледников, сочетающая в себе динамический, статистический и физический подходы. Условно назовём такой подход *гибридным методом*. В работе [14] результаты динамического даунскейлинга реанализа региональной моделью REMO с разрешением 18 км интерполировались на сетку масс-балансовой модели с разрешением 100 м. Использовались различные схемы интерполяций и простых подсеточных параметризаций. Показано, что определяющее значение имеет именно выбранный метод интерполяции. Кроме хорошего соответствия рассчитанных и измеренных величин баланса массы, отмечено систематическое занижение величины аккумуляции, связанное с ошибками в воспроизведении поля осадков REMO. В ряде работ для непродолжительных периодов учитывалась даже обратная связь между ледником и атмосферой [15].

В начальной части статьи изложена методика регионализации данных глобального климатического моделирования, затем представлены результаты сравнения регионального моделирования современного климата (1971–2000 гг.) с данными наблюдений. Далее описано применение гибридного метода для расчёта изменений ключевых метеовеличин для математического моделирования конфигурации ледников Марух и Джанкуат. Для проверки метода выполнены расчёты поверхностного баланса массы ледника Марух в условиях современного и будущего климатов.

Методика регионализация климатических данных

Для расчёта характеристик горного оледенения с использованием совместной энерго-балансовой модели и модели течения льда необходимо пространственное разрешение 10–20 м [16, 17]. Исходными данными для оцен-

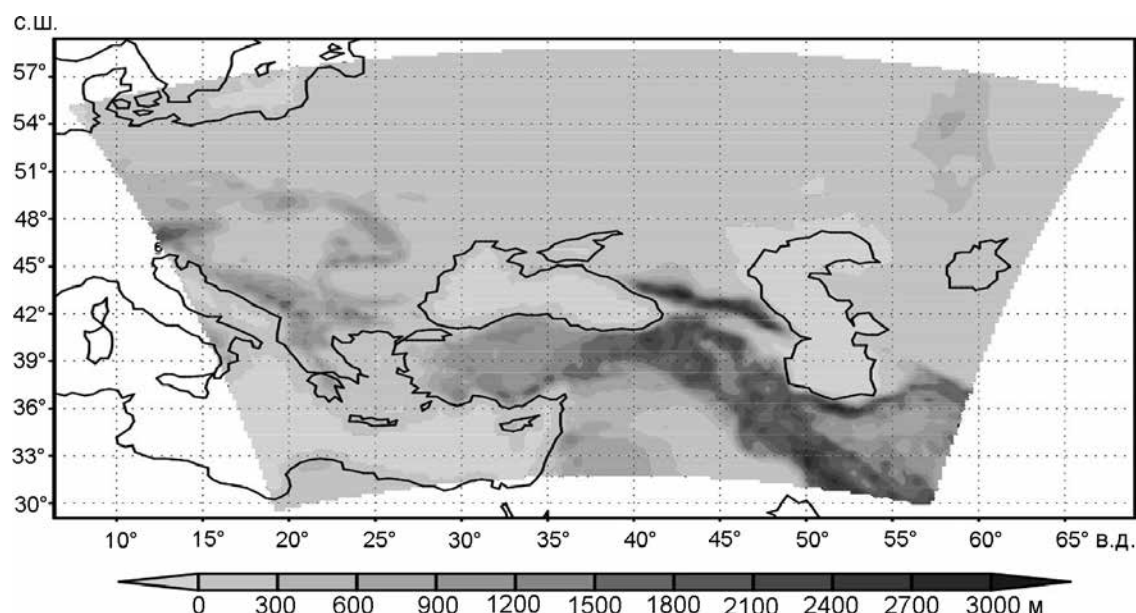


Рис. 1. Область интегрирования региональной модели HadRM3P, высота над уровнем моря, м
Fig. 1. Regional model HadRM3P domain and orography, m

ки возможных климатических изменений служат результаты глобальных моделей с пространственным разрешением в среднем 100–200 км, т.е. на четыре порядка больше. В такой ситуации необходим даунскейлинг. В качестве исходных климатических данных в региональной модели HadRM3P (модель Метеорологического центра Гадлея, Великобритания) использованы поля модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО) INMCM4, разработанной в Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) [18], рассчитанные для современного климата (1971–2000 гг.) и климата конца XXI в. (2071–2100 гг.) по сценарию эмиссии парниковых газов RCP 8.5 («неблагоприятный» вариант [19]). МОЦАиО состоит из двух блоков: атмосферного и океанического. Пространственное разрешение атмосферного блока составляет $2^\circ \times 1,5^\circ$ по долготе и широте, по вертикали – 21 сигма-уровень, шаг по времени – 5 мин. Атмосферный блок содержит схемы параметризации радиации, глубокой и мелкой конвекции, турбулентного перемешивания в пограничном слое, орографического и неорографического гравитационно-волнового сопротивления. В модели осуществляется интерактивный расчёт циклов углерода и метана. Потоки тепла и влаги с поверхности суши, а также процессы теплообмена в почве учитываются согласно [20].

Модель содержит современный блок циркуляции океана, пространственное разрешение которого составляет $1^\circ \times 0,5^\circ$, 40 вертикальных уровней, шаг по времени – 2 часа (внутренний шаг для адвекции температуры и солёности – 30 мин.). Океанический и атмосферный блоки обмениваются следующей информацией: из атмосферы в океан передаются потоки тепла, пресной воды и напряжение трения; из океана в атмосферу – температура поверхности и площадь морского льда. Коррекция потоков не используется. Учитываются сток пресных вод наиболее крупных рек и прибрежное таяние материкового льда. Модель участвовала в проекте CMIP5 по сравнению климатических моделей и её результаты использованы в Пятом оценочном докладе Международной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК) [21].

Регионализация полей глобальной климатической модели INMCM4 для Черноморско-Каспийского региона выполнена в работе [22] с помощью модели HadRM3P [23], которая в использованной конфигурации имеет разрешение $0,22^\circ \times 0,22^\circ$ и 19 гибридных вертикальных уровней. Расчётная область приведена на рис. 1. Данная версия имеет гидростатическое приближение, ряд упрощений при параметризации физических механизмов, учитываемых в моделях прогноза погоды, и применяется при длитель-

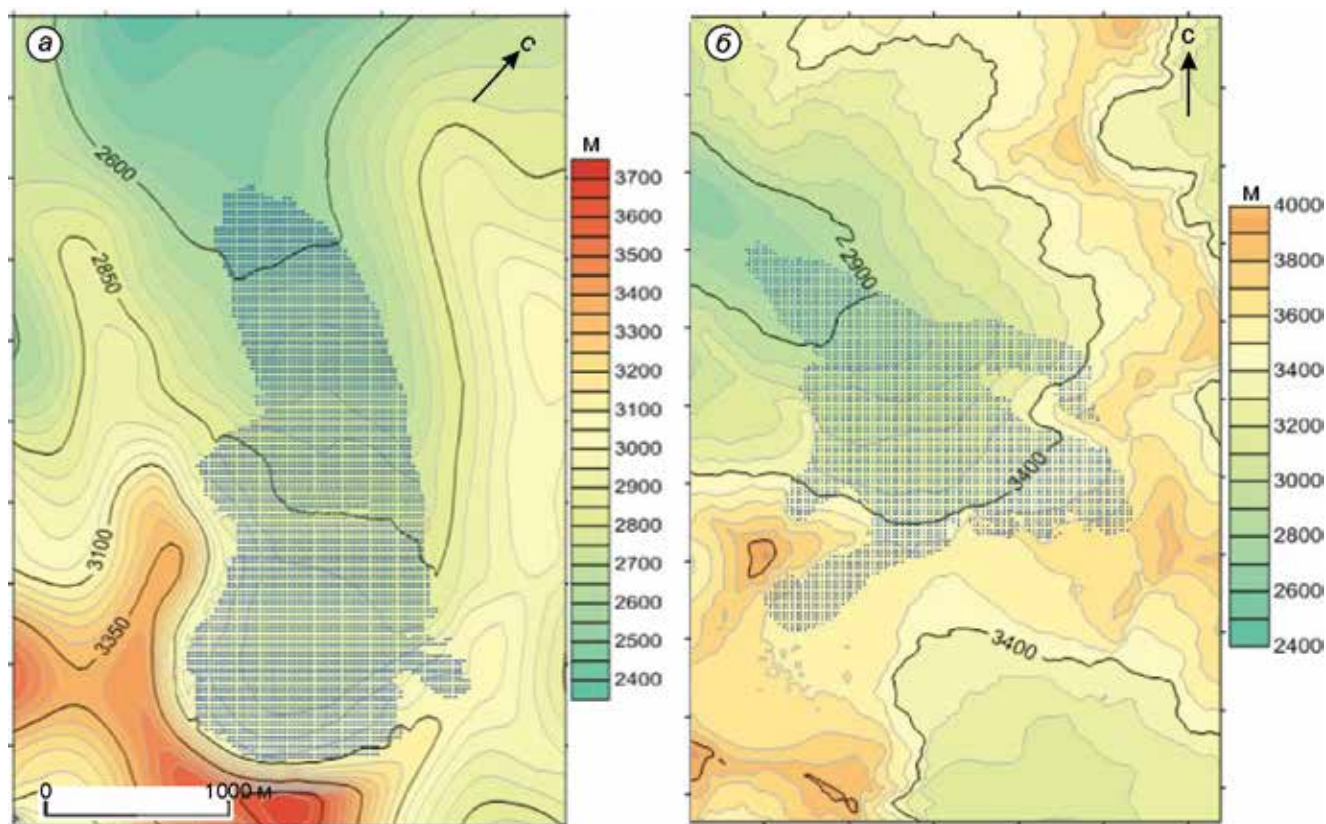


Рис. 2. Расчётная область масс-балансовой модели ледников:

a – Марух (121 × 202, 25 м); *б* – Джанкуат (124 × 208, 25 м), маска ледника показана светло-синим

Fig. 2. Mass-balance model domain:

a – Marukh Glacier (121 × 202 points, 25 m); *б* – Djankuat Glacier (124 × 208 points, 25 m), ice mask is blue

ных климатических экспериментах. В модели HadRM3P используется набор численных схем параметризации различных подсеточных процессов: турбулентного перемешивания, конвективных облаков, крупномасштабной облачности, осадков, радиационных потоков, процессов в верхнем слое почвы.

Суть метода динамического даунскейлинга заключается в пересчёте данных МОЦАиО с грубым пространственным разрешением на более мелкую сетку, учитывающую мелкомасштабные особенности подстилающей поверхности, с помощью численной модели. Данные INMCM4 ассимилируются в качестве граничных условий на внешней границе расчётной области РКМ. Начальными условиями внутри расчётной области выступают также поля INMCM4, интерполированные на мелкую модельную сетку на каждом вертикальном уровне. Дальнейшая регионализация метеоданных на сетку масс-балансовой модели (расчётные области показаны на рис. 2, шаг

по пространству – 25 м) проводилась с помощью цифровой модели рельефа DEM, а также статистических и физических методов.

Приземная температура воздуха. Модельные значения температуры, полученные при интегрировании HadRM3P, интерполировались в условные точки, соответствующие координатам ледников Джанкуат (43,12° с.ш., 42,45° в.д.) и Марух (43,22° с.ш., 41,25° в.д.) из ближайших узлов пространственной сетки РКМ. Для приведения интерполированных значений к высоте ячеек масс-балансовой модели использовался высотный градиент приземной температуры вдоль склона, также рассчитанный по данным моделирования. Для оценки температурного скачка на границе ледника проанализированы как экспедиционные измерения в долине реки Адыл-су [автоматические метеостанции (АМС) на леднике Джанкуат (2950 м), базе МГУ (2690 м) и в альплагере Джантуган (2400 м)], так и данные метеостанций (ГМС) Терскол (2200 м) и Чегет (3050 м) за лет-

ние периоды 2007–2014 гг. Поскольку синхронные наблюдения на одной и той же высоте над ледником и за его пределами не выполнялись, величина температурного скачка оценивалась как разница между измеренной температурой и приведённой к высоте «ледниковой» АМС по среднему градиенту приземной температуры в долине р. Адыл-су (без учёта данных АМС на леднике).

Анализ данных позволил установить как точный ход значений температурного скачка, так и его зависимость от погодных условий. Максимальная разница наблюдалась при ясной погоде в послеполуденные часы. Данные были разделены на три группы в зависимости от балла облачности, после чего рассчитывалось среднее значение температурного скачка (полученные совокупности удовлетворяют критерию согласия Пирсона для нормального распределения). Использование полученных результатов корректно не только для ледника Джанкуат, но и для ледника Марух, поскольку оба ледника сопоставимы по размерам, климатическим условиям и относятся к одному морфологическому типу долинных ледников.

Особенности распределения температуры над поверхностью ледника оценить не удалось, поскольку наблюдения при помощи АМС на леднике представлены одной точкой. В работе [24] средний градиент над поверхностью ледника Джанкуат оценивается в $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (исследования 1974–1975 гг.), а температурный скачок происходит в зоне «лба» ледникового языка, а не непосредственно на границе ледника с неледниковой поверхностью. На леднике Марух также проводились исследования, по данным которых средний высотный градиент над поверхностью ледника составляет около $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [25]. Отмечена связь с температурой воздуха: чем выше температура, тем больше высотный градиент вдоль склона. В исследовании [26] приведены значения высотного температурного градиента над поверхностью ледников в различных горных районах мира. В среднем он составляет $0,3\text{--}0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а по данным измерений в Итальянских Альпах [27] — $0,6\text{--}0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Были выполнены несколько вариантов расчёта с различными значениями градиента над ледниковой поверхностью.

Последовательность расчёта температуры на поверхности ледника такова: 1) расчёт градиента приземной температуры вдоль склона для каждого шага по времени по девяти ячейкам РКМ

(ячейке, в которой располагается ледник, и соседней с ней); 2) приведение значений температуры РКМ к высоте нижней точки ледника по рассчитанному градиенту приземной температуры вдоль склона; 3) учёт по описанной схеме наличия температурного скачка в период отсутствия устойчивого снежного покрова; 4) использование «ледникового» высотного температурного градиента для итогового расчёта температуры в ячейке масс-балансовой модели. Итоговая формула для расчёта температуры на поверхности ледника T_{ice} :

$$T_{ice} = T_{mod} + T_{grad}(h_{mod} - h_{ice}) + T_{grad_i}(h_{l_ice} - h_{ice}) + T_{chan},$$

где T_{mod} — температура ячейки РКМ; T_{grad} — высотный температурный градиент вдоль склона, рассчитанный по соседним модельным ячейкам; T_{grad_i} — высотный температурный градиент над поверхностью ледника; h_{mod} , h_{l_ice} , h_{ice} — высота ячейки РКМ, нижней точки ледника и ячейки масс-балансовой модели соответственно; T_{chan} — температурный скачок на границе ледника (величина температурного скачка зависит от балла облачности).

Осадки. Расчёт осадков выполняется по той же схеме, что и температуры. Однако, помимо использования значений ближайшего к леднику модельного узла, возможны и другие схемы интерполяции. В данной работе применены методы билинейной интерполяции и обратных взвешенных расстояний (IDW). На каждом шаге по времени рассчитывается плювиометрический градиент вдоль склона с использованием данных соседних к точке ледника ячеек. Поскольку максимальная высота ячеек в окрестности точек ледников в региональной модели ниже высот, на которых находится ледник, критическая высота, выше которой рост осадков прекращается (при положительном высотном градиенте осадков), задаётся по данным наблюдений: для ледника Марух принято значение 2700 м [25], для ледника Джанкуат — 3000 м.

Коротковолновая солнечная радиация в масс-балансовой модели рассчитывается в два этапа. Сначала проводятся предварительные расчёты таких величин, как экспозиция, ориентация и закрытость горизонта для каждой ячейки по методике, предложенной в [28]. Также в препроцессинге для одного календарного года в каждом шаге по времени рассчитываются азимут и угол падения солнечных лучей с помощью стандарт-

ных астрономических формул для экваториальной системы координат [29].

Сохранённые выходные данные РКМ необходимого временного разрешения содержат только результаты расчёта приходящей суммарной коротковолновой радиации. Поэтому при расчёте в масс-балансовой модели суммарная приходящая коротковолновая радиация, рассчитанная в РКМ, разделяется на прямую B_h и рассеянную D по методу, предложенному в работе [30], в зависимости от соотношения количества радиации на внешней границе атмосферы I_t и у поверхности Земли I_g :

$$\frac{D}{I_g} = \begin{cases} 0,095 - 0,081k_t, & \text{если } k_t < 0,21 \\ 0,724 + 2,738k_t - 8,32k_t^2 + 4,967k_t^3, & \text{если } 0,21 \leq k_t \leq 0,76 \\ 0,180, & \text{если } k_t > 0,76 \end{cases}$$

где $k_t = I_g/I_r$

После этого количество приходящей прямой радиации корректируется с учётом ориентации ячейки и угла наклона склона; для рассеянной радиации учитывается степень закрытости горизонта. Делается допущение, что условия облачности одинаковы для всего ледника. Количество приходящей коротковолновой радиации рассчитывается как сумма прямой и рассеянной радиации, если ячейка не затенена, при затенении учитывается только рассеянная радиация (рис. 3).

Результаты

Для оценки качества работы РКМ в пределах Кавказского региона проведено сравнение данных моделирования с данными наблюдений сетевых метеостанций [31] (табл. 1).

Температура. Для расчёта высотного градиента по данным наблюдений выбраны сетевые станции по двум субширотным и трём субмеридиональным профилям, всего 23 станции для периода 1960–2010 гг. Различия в значениях высотного градиента, вычисленного для каждого профиля, составили не более $0,1^\circ\text{C}/\text{км}$, т.е. высотный фактор — определяющий. Таким образом, правомерно использовать средние значения высотного градиента, вычисленные для всей территории. Для каждого сезона вычислен средний высотный температурный градиент: для зимы он составил $-3,2^\circ\text{C}/\text{км}$, для весны — $4,3^\circ\text{C}/\text{км}$, для

лета — $5,5^\circ\text{C}/\text{км}$, для осени — $4,1^\circ\text{C}/\text{км}$. Среднеквадратическое отклонение (СКО) колеблется в пределах $0,9^\circ\text{C}$ (зима) и $2,1^\circ\text{C}$ (лето), коэффициент достоверности аппроксимации линейной зависимостью составляет 0,68 (лето) и 0,98 (зима). По модельным данным (для ячеек, расположенных выше 1000 м над ур. моря) также рассчитан высотный градиент. Он получился выше, чем по данным наблюдений ГМС: для лета его величина составляет $7^\circ\text{C}/\text{км}$, для остальных сезонов — $6^\circ\text{C}/\text{км}$ (СКО $0,8-1,7^\circ\text{C}$, коэффициент достоверности аппроксимации $0,81-0,94$). Отметим, что значения градиента, полученные по данным моделирования, отличаются от рассчитанных по данным 23 станций, но при этом соответствуют полученным для Кавказского региона значениям, приведённым в литературе, например в [32] он составляет $6^\circ\text{C}/\text{км}$.

Для сравнения в точках были выбраны станции, расположенные в высокогорье (Клухорский перевал, Сулак высокогорная, Местиа, Терскол). Значения модельной приземной температуры воздуха были проинтерполированы в точки, соответствующие географическим координатам станций. Рассматривалась средняя температура летних месяцев за период 1971–2000 гг. Абсолютные значения разности между модельными и наблюдаемыми значениями не превышают 2°C (табл. 2).

Осадки. Для оценки качества воспроизведения осадков сравнение проводилось по стационарным и обобщённым данным, которые содержат сведения суммарных осадкомеров. Заметим, что измерение твёрдых осадков, которые наиболее интересны в рамках данной работы (на них приходится существенная доля в годовых суммах: для высот 2000 м — 40%, 3000 м — 70% [33]), связано со значительными погрешностями. Систематический недоучёт твёрдых осадков при измерении осадкомером конструкции Третьякова составляет 30–60%, а дождемером — более 50% [34, 35]. Помимо этого, плотность наблюдательной сети невысока. Эти факторы затрудняют количественные оценки качества воспроизведения осадков. Представленные далее значения наблюдений стоит рассматривать не как эталонные, а, скорее, как отражающие общие региональные особенности (табл. 3). Результаты моделирования отражают структуру осадков, при этом наибольшие отличия наблюдаются на Центральном Кавказе, что может быть связано и с

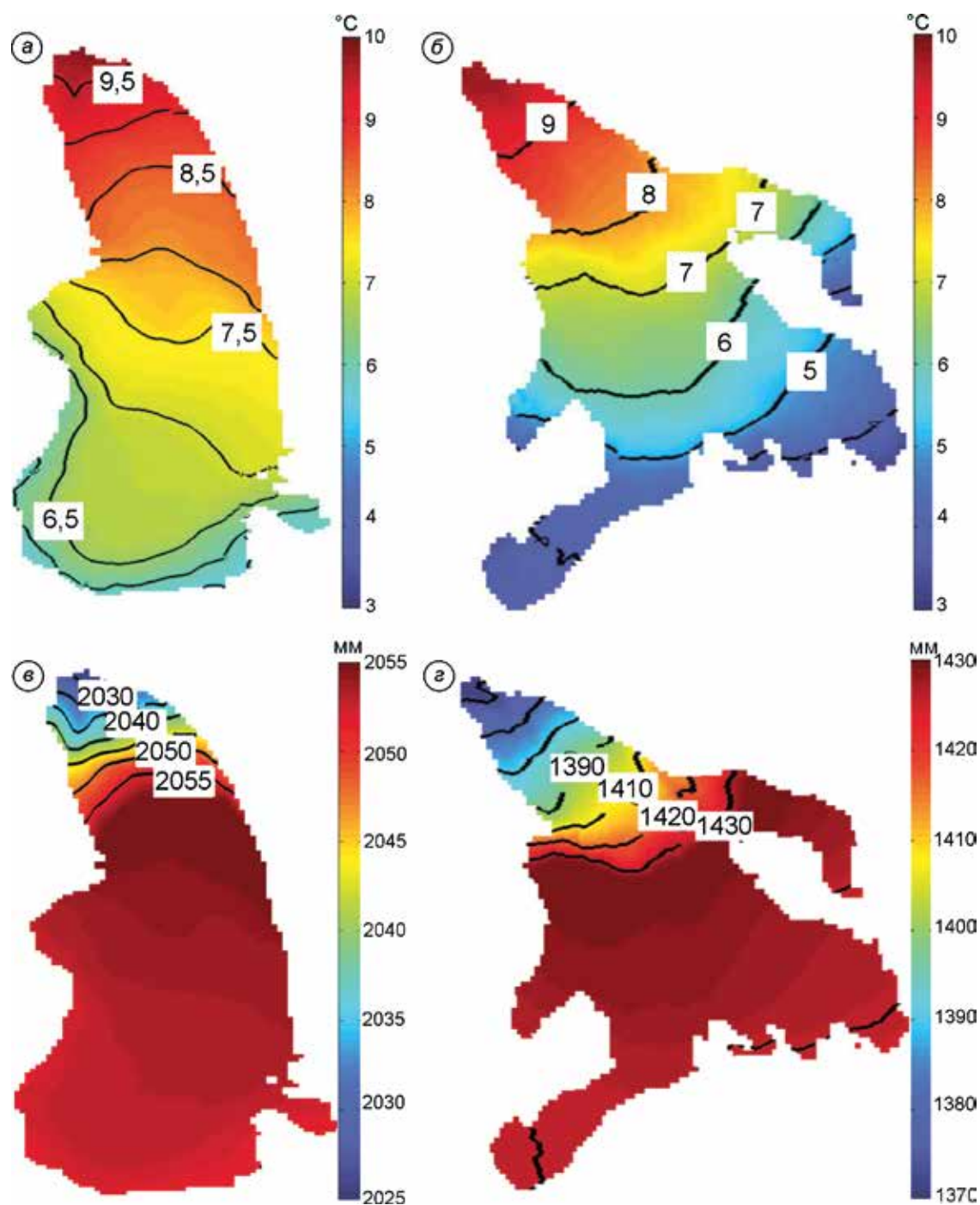


Рис. 3. Средняя температура июля на высоте 2 м (а – Марух, б – Джанкуат) и сумма осадков (мм) холодного периода (в – Марух, г – Джанкуат) для современного климата (1971–2000 гг.) по результатам регионализации данных модели INMCM4

Fig. 3. Average July air temperature at 2 m (а – Marukh Glacier, б – Djankuat Glacier) and precipitation sum (mm) for cold period (в – Marukh Glacier, г – Djankuat Glacier) for modern climate (1971–2000), results of downscaling INMCM4 data

выбором границ региона, так как в работе [36] при делении на регионы не указаны географические координаты границ областей.

По оценкам для высокогорных станций (см. табл. 2) видно, что модель занижает осадки тёплого периода и завышает осадки холодного. По-

Таблица 1. Список метеостанций, использованных при оценке воспроизведения РКМ HadRM3P современного климата

Индекс	Широта, градусы	Долгота, градусы	Высота над ур. моря, м	Название станции
34927	45,05	39,03	28	Краснодар, Круглик
34949	45,12	42,08	451	Ставрополь, АМСГ
37001	44,88	37,28	30	Анапа, МГ
37018	44,1	39,07	60	Туапсе
37031	44,98	41,12	158	Армавир
37050	44,05	43,03	538	Пятигорск
37054	44,23	43,07	315	Минеральные Воды
37075	44,35	45,83	19	Южно-Сухокумск
37099	43,58	39,77	57	Сочи
37107	43,68	40,2	566	Красная Поляна
37112	43,87	41,57	928	Зеленчукская
37123	43,9	42,72	943	Кисловодск
37126	43,73	42,67	2070	Шаджатмаз
37196	43,25	41,83	2037	Клухорский перевал
37235	43,35	45,68	162	Грозный
37244	43,35	46,12	74	Гудермес
37385	42,18	42,37	26	Самтредиа
37461	42,37	46,25	2927	Сулак высокогорная
37471	42,82	47,12	472	Буйнакск
37472	43,02	47,48	–20	Махачкала
37549	41,68	44,95	448	Тбилиси
37663	41,47	47,75	1016	Ахты
37735	40,72	46,42	311	Кировобад/Гянжа
37209	43,03	42,44	1412	Местиа
37204	43,15	42,31	2144	Терскол

Таблица 2. Ошибки воспроизведения РКМ HadRM3P современного климата (1971–2000 гг.) в точках станций: средней летней приземной температуры воздуха и сумм осадков холодного, тёплого периода и годовой суммы*

Метеостанция, высота над ур. моря, м	Ошибка	Температура июнь–август, °C	Осадки		
			май–сентябрь	октябрь–апрель	год
Клухорский перевал, 2037	Δ	0,9	–435 мм (59,4%)	203 мм (17,7%)	–231 мм (12%)
	СКО _н	0,9	122	231	269
	СКО _м	1	113	325	319
Сулак высокогорная, 2927	Δ	0,3	–204 мм (32%)	95 мм (19,8%)	–108 мм (9,7%)
	СКО _н	1	114	98	180
	СКО _м	1,2	131	72	174
Местиа, 1412	Δ	1,1	–251 мм (55,7%)	109 мм (19%)	–141 мм (14%)
	СКО _н	1	95	125	158
	СКО _м	1,1	132	271	269
Терскол, 2144	Δ	2,0	55 мм (11,7%)	295 мм (63,7%)	240 мм (25%)
	СКО _н	1	124	84	173
	СКО _м	1,1	114	210	230

* Δ – разница абсолютных значений; для осадков в скобках указан процент от суммы осадков по данным станционных наблюдений за рассматриваемый период; СКО по данным наблюдений – СКО_н и моделирования – СКО_м.

скольку региональная климатическая модель имеет гидростатическое приближение, процессы конвекции воспроизводятся не явно, а параметризуются. В ряде исследований отмечено, что

модели с параметризацией конвекции, как правило, занижают количество осадков во внетропических областях [37, 38]. В исследовании [39] также отмечалось занижение летних осадков мо-

Таблица 3. Годовые суммы осадков (мм) (1971–2000 гг.), по [36]

Высота над ур. моря, м										
2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800	
<i>Западный Кавказ, южный склон</i>										
2480*	2430	2880	—							—
2470**	2450	2400	2350	2280	2260	2240	2210	2180		
<i>Западный Кавказ, северный склон</i>										
1800	1950	—							—	
1980	2080	2150	2155	2135	2115	2085	2055	2025		
<i>Центральный Кавказ, южный склон</i>										
1925	1500	1590	1925	1485	1990	—				
2370	2450	2490	2505	2480	2460	2440	2410	2380	2350	
<i>Центральный Кавказ, северный склон</i>										
820	850	1090	1610	1520	1530	—				
610	740	870	1000	1130	1170	1210	1120	1060	1000	

*Первая строка — по результатам моделирования РКМ HadRM3P; **вторая строка — по данным наблюдений. Прочерки — данные о количестве осадков для высотного уровня отсутствуют.

делью HadRM3P для территории Украины и юга России. Разница между модельными и наблюдёнными значениями осадков холодного периода составляет около 20% и укладывается в рамки естественной изменчивости в данном регионе (СКО по данным наблюдений) за исключением ГМС Терскол (63%). Однако в работе [24] отмечено, что отличия в суммах осадков на ГМС Терскол и вблизи ледника Джанкуат могут отличаться в 1,7 раза. При этом межгодовая изменчивость в пределах горно-ледникового бассейна также довольно высока: высотный градиент осадков в разные годы отличался в три раза. Там же [24] приведена информация о том, что аккумуляция на высоте 2700 м составляет ~700 мм, а на высоте 2950 м — ~2000 мм. В то же время модельные оценки для условного холодного периода (октябрь–апрель) показывают около 1300 мм для ячейки, расположенной на высоте 2882 м. Таким образом, косвенные оценки для этой территории дают гораздо лучшее соответствие наблюдённых и рассчитанных величин. Для расчёта баланса массы ледников Кавказа основные значения имеют суммы осадков за холодный период, поэтому целесообразно использовать данные моделирования. Летом большую роль играет частота выпадения твёрдых осадков, поскольку летние снегопады значительно влияют на изменение альбедо поверхности ледника. При решении задач, для которых важны осадки тёплого

периода, стоит искать альтернативные методы, например восстановление полей осадков по другим метеорологическим полям.

Для оценки результатов даунскейлинга на ледниках использованы данные наблюдений в период МГД (Международного гидрологического десятилетия), опубликованные в [24, 25]. Для ледника Марух имеются данные прямых измерений осадков суммарными осадкомерами в зимний период и информация об аккумуляции. Для ледника Джанкуат доступны только данные об аккумуляции. Однако информация об аккумуляции не позволяет точно оценить качество воспроизведения осадков из-за влияния на перераспределение осадков различных факторов, например метелевого переноса или лавинного питания. По материалам исследования [25], аккумуляция в нижней зоне ледника Марух составляет около 1400 мм, а на высотах 2900 и 3100 м — ~2500 и ~3400 мм. Сумма же твёрдых осадков за период октябрь–апрель для всех высот составляет около 1500 мм (СКО — 197 мм). Таким образом, для ледника Марух сумма осадков по детализированным данным региональной климатической модели выше, чем по данным наблюдений (см. рис. 3, в). По леднику Джанкуат информация об осадках отсутствует. Согласно [24], аккумуляция в нижних зонах составляет ~1300 мм, на высотах 3000–3100 м — ~2100 мм, максимум характерен для верхних зон (3500–3600 м) — ~3300 мм. Для ледника Джанкуат, по данным региональной климатической модели, сумма осадков за период октябрь–апрель составляет ~1400 мм (см. рис. 3, г), но проводить сравнение сумм осадков и аккумуляции некорректно. Эти результаты получены с помощью метода обратных взвешенных расстояний. В зависимости от выбранного метода интерполяции данных моделирования на поверхность ледника различия в суммах осадков могут составлять более 50%. Такая неопределённость при оценке модельных результатов (редкая сеть наблюдений, погрешности при измерении твёрдых осадков) и в процессе регионализации данных на поверхность ледника (определение критической высоты, до которой продолжается рост осадков, выбор метода интерполяции) делает более предпочтительным использование при прогнозе эволюции оледенения не абсолютных значений модельных сумм осадков, а модельной разницы и наблюдённых полей аккумуляции.

Изменение основных характеристик по данным моделирования

Расчёт изменения регионального климата – реализация достаточно стандартной процедуры, которая заключается в сравнении характеристик модельного климата, рассчитанного по сценарию RCP 8.5 для периода 2071–2100 гг., с характеристиками модельного же климата контрольного периода (1971–2000 гг.). Это так называемый подход временных интервалов (time-slice). Для территории Черноморско-Каспийского региона он выполнен в исследовании [22]. Такой подход

позволяет избежать влияния возможных систематических ошибок в модельных полях и исключить влияние на результаты анализа местных факторов, в случае, если бы такое сравнение проводилось с данными наблюдений.

Рассмотрим изменения, которые были спрогнозированы для территории Кавказа [22]. Среднегодовая приземная температуры воздуха в регионе увеличилась в среднем на 3,5 °С; более интенсивное потепление ожидается в летние месяцы (рис. 4) – до 6 °С. Количество осадков летом (рис. 5, а) практически на всей территории Кавказа уменьшится, причём это умень-

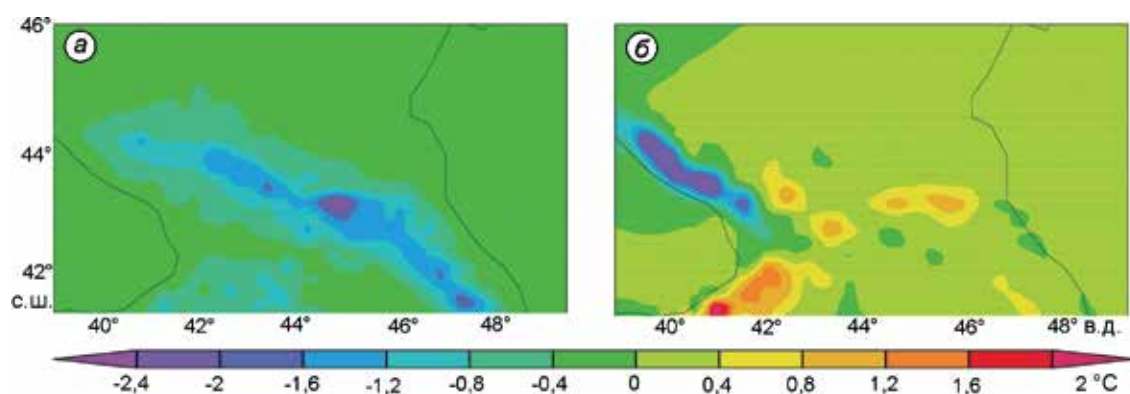


Рис. 4. Изменение температуры воздуха на высоте 2 м (°С) в модельном климате 2071–2100 гг. (сценарий RCP 8.5) по сравнению с контрольным периодом 1971–2000 гг. по результатам моделирования РКМ HadRM3P:

а – для лета; б – для зимы

Fig. 4. Difference between future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5.) and modern climate (1971–2000) air temperature at 2 m by HadRM3P:

а – summer; б – winter

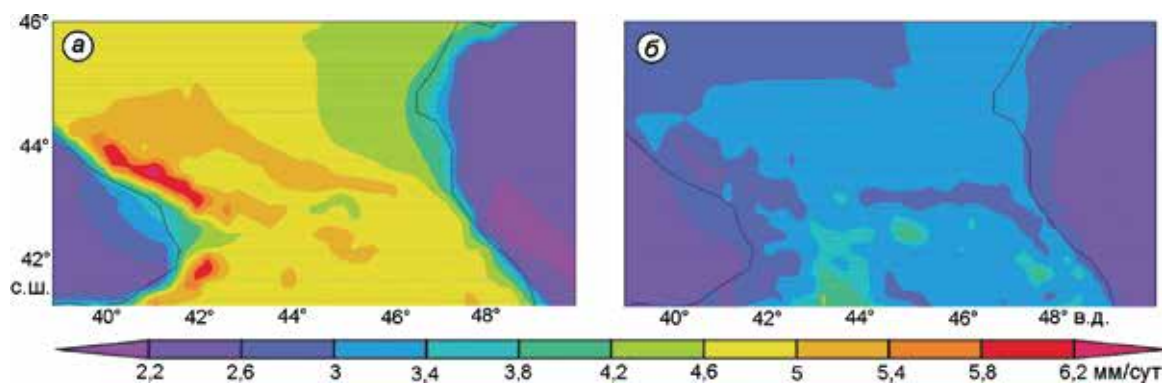


Рис. 5. Изменение количества осадков (мм/сутки) в будущем климате 2071–2100 гг. (сценарий RCP 8.5) по сравнению с контрольным периодом 1971–2000 гг. по результатам моделирования РКМ HadRM3P:

а – для лета; б – для зимы

Fig. 5. Difference between future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5) and modern climate (1971–2000) precipitation (mm/day) by HadRM3P:

а – summer; б – winter

Таблица 4. Модельные оценки изменений основных метеопараметров для ледников Марух (числитель) и Джанкуат (знаменатель) в 2071–2100 гг. по сравнению с современным климатом при реализации климатического сценария RCP 8.5

Параметры	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура*, °C	2,2 3,1	2,2 2,9	2,4 2,8	1,5 2,8	4,1 3,5	7,2 4,6	5,9 5,2	4,6 4,6	3,9 3,8	3,3 3,0	2,7 3,5	3,6 3,5
Осадки, мм	-65 -2	-23 6	-11 2	1 -38	-47 -21	-19 -85	-12 -40	-4 -9	-13 -11	-58 -6	41 -5	-46 1
Суммарная радиация, Вт/м ²	2,2 -0,3	1,4 0	1,8 0	4,3 1,2	17,1 18,3	26,8 21	15,0 15,8	-3,8 2,2	2,7 10,7	3,1 9,9	0,9 2	1,6 -0,5

*Данные годовые: для ледника Марух – 3,7 °C, для ледника Джанкуат – 3,4 °C.

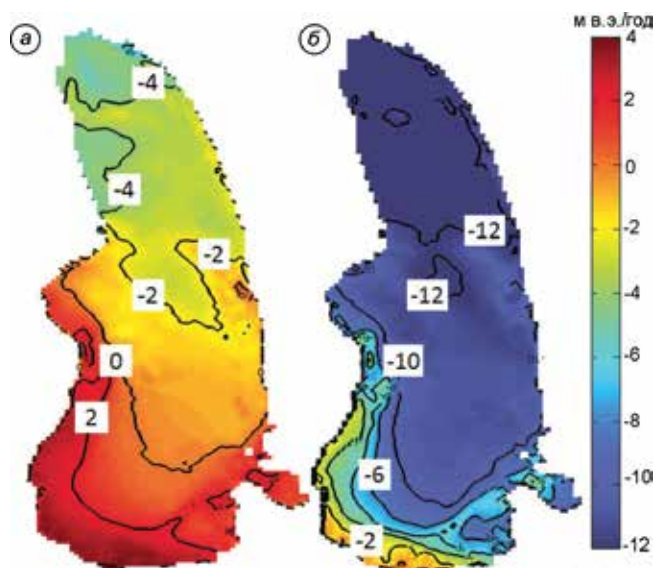


Рис. 6. Баланс массы ледника Марух, рассчитанный: а – для условий современного модельного климата (1971–2000 гг.); б – для климатического сценария RCP8.5 (2071–2100 гг.), м в.э./год

Fig. 6. Mass balance of the Marukh Glacier, calculated for: а – modern model climate (1971–2000); б – future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5.), m.w.e./year

шение превышает СКО. Почти во всём Черноморско-Каспийском регионе в зимний период изменения осадков статистически незначимы, однако на склонах юго-западной экспозиции (см. рис. 5, б) можно выделить значимую область уменьшения суммы осадков (в глобальной модели этот эффект отсутствовал). Такой региональный эффект связан с изменением ветровой циркуляции – в более тёплом климате в этой области начинают преобладать северные и северо-восточные потоки, несущие более холодный и сухой воздух. Доля же влажного и тёплого воздуха, приходящего с южными и юго-западными

потоками, сокращается, что и приводит к уменьшению орографических осадков. Более подробно этот эффект и другие климатические изменения в регионе рассмотрены в работе [22].

В табл. 4 показано изменение температуры, осадков и суммарной радиации для ледников Марух (2900 м) и Джанкуат (3100 м). Как и в целом в регионе, более интенсивное потепление ожидается летом и составит около 5 °C. Годовая сумма осадков по сценарию RCP 8.5 в районе ледника Джанкуат уменьшится в основном за счёт осадков летнего периода, для ледника Марух некоторое снижение наблюдается в течение всего года, однако это – не более 10% годовой суммы. Масс-балансовые расчёты для ледника Марух показали, что подобные изменения приведут к тому, что высота снеговой линии окажется выше тела ледника (рис. 6). Такой климатический режим приведёт к постепенной деградации оледенения на данных высотах. Основной вклад в подобные изменения внесёт повышение температуры, поскольку именно оно повлияет на изменение соотношения площадей абляции и аккумуляции. Кроме того, рост температуры повлияет и на сезон абляции: в среднем он станет длиннее на месяц.

Заключение

Представлена возможная схема регионализации данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы. Для прогноза климатических изменений максимально корректно использовать данные именно климатического моделирования и соотношения, полученные на их основе, так как статистические соотношения, рассчитанные по данным наблюдений для современного климата, не обя-

зательно будут такими же для «возмущённого» климата. Однако такие факторы, как не всегда корректное воспроизведение некоторых величин при моделировании и невозможность учесть микроклиматические эффекты при используемом разрешении региональной модели, при дальнейшей регионализации не позволяют полностью отказаться от использования соотношений, основанных на материалах наблюдений. В случае Кавказского региона возникает проблема недостаточного объёма наблюдений, в том числе и непосредственно на ледниках. В настоящей работе выбраны одни из наиболее обеспеченных данными наблюдений ледники, но и для них не удалось избежать ряда неопределённостей, например при установлении величины температурного градиента над поверхностью ледника. Использование метода «временных» интервалов и в конечном итоге не абсолютных значений, а разницы величин изменений в некоторой степени позволяет решить ряд проблем, связанных с систематическими ошибками моделирования и с недостатком прямых наблюдений.

Отметим, что и значения прямых расчётов поля баланса массы по данным регионального моделирования для современного климата соответствуют представленным в работе [33]. Таким образом, при прогнозе эволюции оледенения можно использовать как прямые расчёты баланса массы по данным моделирования, так и полученные разницы. Это косвенным образом также показывает удовлетворительное качество воспроизведения региональной климатической модели для современного климата и адекватность выбранных дальнейших схем даунскейлинга метеопараметров.

Расчёт баланса массы ледника Марух в соответствии с методикой гибридного даунскейлинга для сценария RCP 8.5 (одного из самых «экстремальных») показал, что значения годового баланса массы на всей площади ледника будут отрицательными (при заданной современной конфигурации). Основная причина подобных изменений — увеличение температуры, особенно в летние месяцы (до 7 °C). Предполагается, что выполненное исследование будет продолжено в следующих направлениях: 1) проведение совместных расчётов с моделью течения льда [17] для учёта изменения конфигурации ледника при масс-балансовых расчётах; 2) расчёт по другим климатическим сценариям и для других объектов; 3) тестирование различных методов регионализации данных.

Данная работа — начало исследований по прогнозу изменения оледенения Кавказа в XXI в. согласно различным климатическим сценариям.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00567. Авторы благодарят Е.М. Володина (Институт вычислительной математики РАН, г. Москва), В.В. Ефимова (Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь) за предоставленные результаты математического моделирования климатических изменений.

Acknowledgements. This work was supported by RFBR grant 15-05-00567. The authors thank E.M. Volodin (Institute of Numerical Mathematic of the Russian Academy of Sciences, Moscow), V.V. Efimov (Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol) for providing the results of mathematical modeling of climate change.

Литература

References

1. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
2. Лурье П.М., Панов В.Д. Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 68–76.
3. Зарипов Р.Б. Обзор современных методов повышения детализации метеорологических полей // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. № 1. С. 4–16.
1. Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. Recent glacier changes in mountain region of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015. 288 p. [In Russian].
2. Lur'e P.M., Panov V.D. Changes of present-day glaciation on the northern slope of Great Caucasus in the 20th century and prediction of its degradation in the 21st century. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2014, 4: 68–76. [In Russian].
3. Zaripov R.B. A review of modern methods for spacial detailing of meteorological fields. *Dinamika okruzhayushchey sredy i globalnye izmeneniya klimata*. En-

4. Fiddes J., Gruber S. TopoSCALE v.1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain // *Geosci. Model Dev.* 2014. V. 7. P. 387–405.
5. Hofer M., Marzeion B., Mölg T. A statistical downscaling method for daily air temperature in data-sparse, glaciated mountain environments // *Geosci. Model Dev.* 2015. V. 8. P. 579–593.
6. Кислов А.В., Розинкина И.А., Чернышев А.В. Технология моделирования микроклиматических особенностей горной территории в рамках модели общей циркуляции атмосферы // *Метеорология и гидрология.* 2006. № 10. С. 45–53.
7. Fridley J.D. Downscaling climate over complex terrain: High finescale (< 1000 m) spatial variation of near-ground temperatures in a montane forested landscape (Great Smoky Mountains) // *Journ. of Applied Meteorology and Climatology.* 2009. V. 48. P. 1033–1049.
8. Heikkilä U., Sandvik A., Sorteberg A. Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model // *Climate Dynamics.* 2011. V. 37 (7–8). P. 1551–1564. doi:10.1007/s00382-010-0928-6.
9. Maussion F., Scherer D., Mölg T., Collier E., Curio J., Finkelnburg R. Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia reanalysis // *Journ. of Climate.* 2014. V. 27. P. 1910–1927.
10. Deque M., Piedelievre J.P. High resolution climate simulation over Europe // *Climate Dynamics.* 1995. V. 11. P. 321–339.
11. Fox-Rabinovitz M.S., Lawrence L.T., Govindaraju R.C., Suarez M.J. A variable-resolution stretched-grid general circulation model: regional climate simulation // *Monthly Weather Review.* 2001. V. 129. P. 453–469.
12. Чавро А.И., Деметьев А.О., Степаненко В.М. Динамико-статистическая модель тропосферы для территории Западной Сибири // *Тр. Междунар. конф. по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды.* 28 июня – 5 июля 2014 г. Томск, 2014. С. 81–83.
13. Fuentes U., Heimann D. An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology // *Theory and Applied Climatology.* 2000. V. 65. P. 119–135.
14. Machguth H., Paul F., Kotlarski S., Hoelzle M. Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: a methodical description and interpretation of the results // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 114. D19106. doi:10.1029/2009JD011775.
15. Collier E., Molg T., Maussion F., Scherer D., Mayer C., Bush A.B.G. Interactive glacier–atmosphere climatic mass balance modeling // *The Cryosphere.* 2013. V. 7. P. 779–795.
- environmental Dynamics and global Climate Change. 2010, 1: 4–16. [In Russian].
4. Fiddes J., Gruber S. TopoSCALE v.1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain. *Geosci. Model Dev.* 2014, 7: 387–405.
5. Hofer M., Marzeion B., Mölg T. A statistical downscaling method for daily air temperature in data-sparse, glaciated mountain environments. *Geosci. Model Dev.* 2015, 8: 579–593.
6. Kislov A.V., Rozinkina I.A., Chernyshev A.V. Technology of modeling micro-climatic characteristics of mountain area within the Atmospheric General Circulation Model. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2006, 10: 45–53. [In Russian].
7. Fridley J.D. Downscaling Climate over Complex Terrain: High Finescale (< 1000 m) Spatial Variation of Near-Ground Temperatures in a Montane Forested Landscape (Great Smoky Mountains). *Journ. of Applied Meteorology and Climatology.* 2009, 48: 1033–1049.
8. Heikkilä U., Sandvik A., Sorteberg A. Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics.* 2011, 37 (7–8): 1551–1564. doi:10.1007/s00382-010-0928-6.
9. Maussion F., Scherer D., Mölg T., Collier E., Curio J., Finkelnburg R. Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. *Journ. of Climate.* 2014, 27: 1910–1927.
10. Deque M., Piedelievre J.P. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics.* 1995, 11: 321–339.
11. Fox-Rabinovitz M.S., Lawrence L.T., Govindaraju R.C., Suarez M.J. A variable-resolution stretched-grid general circulation model: regional climate simulation. *Monthly Weather Review.* 2001, 129: 453–469.
12. Chavro A.I., Dementiev A.O., Stepanenko V.M. Dynamic-statistical model of the troposphere for Western Siberia. *Proc. of the Intern. conf. on environmental measurements, modeling and information systems.* 28 June – 5 July, 2014. Tomsk, 2014: 81–83. [In Russian].
13. Fuentes U., Heimann D. An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology. *Theory and Applied Climatology.* 2000, 65: 119–135.
14. Machguth H., Paul F., Kotlarski S., Hoelzle M. Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: a methodical description and interpretation of the results. *Journ. of Geophys. Research.* 2009, 114: D19106. doi:10.1029/2009JD011775.
15. Collier E., Molg T., Maussion F., Scherer D., Mayer C., Bush A.B.G. Interactive glacier–atmosphere climatic mass balance modeling. *The Cryosphere.* 2013, 7: 779–795.

16. Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 9–20. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-9-20.
17. Zekollari H., Huybrechts P., Furst J.J., Rybak O., Eisen O. Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. P. 343–351.
18. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 379–400.
19. Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.J. The next generation of scenarios for climate change research and assessment // Nature. 2010. V. 463. P. 747–756.
20. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительности – почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 4. С. 453–465.
21. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5) / Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
22. Ефимов В.В., Володин Е.М., Анисимов А.Е. Моделирование изменений климата в Черноморском регионе в XXI столетии // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2. С. 3–14.
23. Jones R.G., Noguer M., Hassell D.C., Hudson D., Wilson S., Jenkins G., Mitchell J. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS / Exeter (UK): Met Office Hadley Centre, 2004. 40 p.
24. Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А., Берри Л.Б., Суханов Л.А., Золотарев Е.А., Данилина А.В., Арутюнов Ю.Г. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов. Л.: Гидрометеоздат, 1978, 183 с.
25. Кренке А.Н., Меншутин В.М., Волошина А.П., Панов В.Д., Бажев А.Б., Бажева В.Я., Балаева В.А., Виноградов О.Н., Воронина Л.С., Гарелик Л.С., Давидович Н.В., Дубинская Н.М., Ма-
 16. Rybak O.O., Rybak E.A., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Morozova P.A. Calibration of a mathematical model of Marukh Glacier, Western Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 2 (130): 9–20. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-9-20.
17. Zekollari H., Huybrechts P., Furst J.J., Rybak 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.
18. Volodin E.M., Dianskiy N.A., Gusev A.V. Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2010, 46 (4): 379–400. [In Russian].
19. Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.J. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*. 2010, 463: 747–756.
20. Volodin E.M., Lykosov V.N. Parameterization of heat and moisture transfer in the soil-vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 1998, 34 (4): 453–465. [In Russian].
21. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5). Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
22. Efimov V.V., Volodin E.M., Anisimov A.E. Modeling of the Black Sea area climate changes in the XXI century. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal*. Marine Hydrophysical Journal. 2015, 2: 3–14. [In Russian].
23. Jones R.G., Noguer M., Hassell D.C., Hudson D., Wilson S., Jenkins G., Mitchell J. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Exeter (UK): Met Office Hadley Centre. 2004, 40 p.
24. Golubev G.N., Djurgerov M.B., Markin V.A., Berry L.B., Sukhanov L.A., Zolotarev E.A., Danilina A.V., Arutunov Yu.G. *Lednik Djankuat. Tsentralniy Kavkaz*. Djankuat Glacier, Central Caucasus. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 183 p. [In Russian].
25. Krenke A.N., Menshutin V.M., Voloshina A.P., Panov V.D., Bazhev A.B., Bazheva V.J., Balaeva V.A., Vinogradov O.N., Voronin L.S., Garelik L.S., Davidovich N.V., Dubinskaya N.M., Macheret Yu.Ya., Moiseeva G.P., Psareva T.V., Tyulina T.Y., Freyndlin T.S., Khmelevskoy I.F., Chernova L.P., Shadrin O.V. *Lednik Marukh. Zapadniy Kavkaz*.

- черет Ю.Я., Моисеева Г.П., Псарева Т.В., Тюлина Т.Ю., Фрейндлин Т.С., Хмелевской И.Ф., Чернова Л.П., Шадрина О.В. Ледник Марух (Западный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 254 с.
26. Oerlemans J. The Microclimate of Valley Glaciers / Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht. 2010.
27. Carturan L., Cazorzi F., De Blasi I F., Dalla Fontana G. Air temperature variability over three glaciers in the Ortles–Cevedale (Italian Alps): effects of glacier fragmentation, comparison of calculation methods, and impacts on mass balance modeling // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1129–1146.
28. Dozier J., Frew J. Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1990. V. 28. P. 963–969.
29. Oke T.R. Boundary layer climates. 1987 (Print Edition).
30. Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H., Negro E. Diffuse solar radiation model evaluation in the north Mediterranean belt area // Sol Energy. 2001. V. 70. P. 143–153.
31. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data>.
32. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. Вып. 92. С. 3–148.
33. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
34. Богданова Э.Г. Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков // Тр. ГГО. 1971. Вып. 260. С. 24–34.
35. Швер Ц.А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 170 с.
36. Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа: Опыт пространственно-временного анализа. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 287 с.
37. Алексеева А.А. Подходы к решению проблемы прогнозирования сильных летних осадков // Тр. Гидрометцентра России. 2014. Вып. 351. С. 64–84.
38. Richard E., Cosma S., Benoit R., Binder P., Buzzi A., Kaufmann P. Intercomparison of mesoscale meteorological models for precipitation forecasting // Hydrol. and Earth System Science. 2003. V. 7. № 6. P. 799–811.
39. Ефимов В.В., Белокопытов В.Н., Анисимов А.Е. Оценка составляющих водного баланса Черного моря // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. С. 69–76.
- Marukh Glacier, Western Caucasus. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1988. 254 p. [In Russian].
26. Oerlemans J. The Microclimate of Valley Glaciers / Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht. 2010.
27. Carturan L., Cazorzi F., De Blasi I F., Dalla Fontana G. Air temperature variability over three glaciers in the Ortles–Cevedale (Italian Alps): effects of glacier fragmentation, comparison of calculation methods, and impacts on mass balance modeling. The Cryosphere. 2015, 9: 1129–1146.
28. Dozier J., Frew J. Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1990, 28: 963–969.
29. Oke T.R. Boundary layer climates. 1987. (Print Edition).
30. Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H., Negro E. Diffuse solar radiation model evaluation in the north Mediterranean belt area. Sol Energy. 2001, 70: 143–153.
31. Internet source: <http://meteo.ru/data>.
32. Voloshina A.P. The meteorology of mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2002, 92: 3–148. [In Russian].
33. Atlas snezhno-ledovykh resursov mira. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. by. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997. 392 p. [In Russian].
34. Bogdanova E.G. A study of the wind-induced error of precipitation measurement. Trudy GGO. Proc. of the Voeikov Main Geophysical Observatory. 1971, 260: 24–34. [In Russian].
35. Shver Ts.A. Issledovanie rezultatov nabludeniy po dozhdemeru i osadkomeru. Studying the results of the rain gauge and precipitation gauge observations. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965. 170 p. [In Russian].
36. Pogorelov A.V. Snezhnyi pokrov Bol'shogo Kavkaza: opyt prostranstvenno-vremennogo analiza. Snow cover in the Great Caucasus: experience of spatial-time analysis. Moscow: Akademkniga, 2002: 287 p. [In Russian].
37. Alekseeva A.A. Approaches to the problem of forecasting of strong summer rainfall. Trudy Hydrometcentra Rossii. Proc. of the Hydrometcentre of Russia. 2014, 351: 64–84. [In Russian].
38. Richard E., Cosma S., Benoit R., Binder P., Buzzi A., Kaufmann P. Intercomparison of mesoscale meteorological models for precipitation forecasting. Hydrol. and Earth System Science. 2003, 7 (6): 799–811.
39. Efimov V.V., Belokopytov V.N., Anisimov A.E. Estimation of water balance components in the Black Sea. Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology. 2012, 12: 69–76. [In Russian].

Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет

© 2017 г. В.М. Котляков, Л.П. Чернова*, А.Я. Муравьев, Т.Е. Хромова, Н.М. Зверкова

Институт географии РАН, Москва, Россия

*ludmila.chernova@gmail.com

Changes of mountain glaciers in the Southern and Northern Hemispheres over the past 160 years

V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova*, A.Ya. Muraviev, T.E. Khromova, N.M. Zverkova

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

*ludmila.chernova@gmail.com

Received February 25, 2017

Accepted June 13, 2017

Keywords: *glaciation area, glacier dynamics, glaciological databases, mountain glaciers.***Summary**

Changes of the glacier areas were analyzed. Rates of the area reduction of glaciers and glacier systems were compared over the course of the past 160 years as well as during shorter time intervals for the same period. On average for the whole period, the glacier areas decreased by a few tenths of a percent from the original in a year. Note, that this value was formed by rates for periods of the glacier retreating and advancing which were comparable by their intensities with rates from tenths of a percent to several percents of area in a year. In the first and the last thirds of the 20th century, when a rise of the air temperature decelerated, a number of advancing glaciers increased in both hemispheres. During these periods the same glaciers advanced (up to 25% of the total quantity of the investigated glaciers in the Alps). The second third of the 20th and the beginning of the 21st century were characterized by intensification of the temperature rise, and as the consequence of that, the number of advancing glaciers decreased, and rates of the area reductions increased over the whole globe. This dynamics was in a good agreement with the sea ice fluctuations in both, the Arctic and Antarctic regions, where the ice coverage increased in the 1960–1970 and in the second tenth of XXI century. So, deceleration of the climate warming in that time was followed by increasing of the Arctic and Antarctic sea ice coverage and by deceleration of the area reduction of the mountain glacierization in some regions.

Citation: Kotlyakov V.M., Chernova L.P., Muraviev A.Ya., Khromova T.E., Zverkova N.M. Changes of mountain glaciers in the Southern and Northern Hemispheres over the past 160 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (4): 453–467. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-453-467

Поступила 25 февраля 2017 г.

Принята к печати 13 июня 2017 г.

Ключевые слова: *горные ледники, базы гляциологических данных, динамика ледников, площадь оледенения.*

Исследованы скорости перемещения фронта и изменения площади ряда ледников за последние 160 лет. В этот период на общем фоне сокращения горного оледенения число наступающих ледников возрастало при замедлении роста температур воздуха в первой и последней третях XX в. Во второй трети XX и начале XXI вв. отступление ледников усиливалось вместе с заметным ростом температуры воздуха. Такие изменения согласуются с колебаниями площади морских льдов, которая в 1960–70-х годах возрастала, а в середине XX и начале XXI вв. уменьшалась.

Введение

Вопрос о мере сходства и различий в одно-временных колебаниях различных ледников по-прежнему открыт. В настоящее время большинство исследователей считают, что современное потепление на Земле началось в середине XIX в. Дендрохронологические реконструкции [1] свидетельствуют о нескольких холодных десятилетиях в середине XIX в., интенсивном потеплении в 1860–70-х годах, замедлении потепления в 1880–1920-х, его ускорении в 1930–50-х, новом замедлении в 1960–70-х и последнем

ускорении начиная с 1980-х годов. И первое, и второе из упомянутых замедлений потепления сопровождалось увеличением ледовитости полярных морей. В Северном полушарии массовые измерения ледовитости охватывают оба периода замедления потепления [2, 3], а в Южном полушарии рост ледовитости измерен лишь для 1960–70-х годов [4].

Замедление потепления в 1880–1920-х и 1960–70-х годах отмечено также прямыми метеорологическими наблюдениями на высокогорных альпийских метеостанциях [5]. Конкретные данные по этим замедлениям для Северной

Евразии приведены в исследовании [6]. Попробуем проследить, как горные ледники реагировали на замедления потепления.

Постановка проблемы. Источники данных

За последние 160 лет горное оледенение сильно сократилось. Однако существует широкий набор ледников разных размеров и морфологических типов, которые характеризуются неодинаковыми условиями аккумуляции—абляции, и колебания их фронтов год от года различны. В любой год среди множества ледников можно встретить одновременно наступающие, отступающие и стационарные. Весьма полное представление об этом явлении даёт уникальная база данных о колебаниях фронтов 73 альпийских ледников начиная с последних десятилетий XIX в. База пополняется ежегодно и доступна в Интернете [5]. Судя по данным из этой базы, охватывающим период с 1880 по 2013 г., за 130 с лишним лет в целом преобладало отступление ледников, на фоне которого возрастало число наступающих ледников в периоды отмеченных выше двух замедлений потепления климата, причём в оба эти периода наступали одни и те же ледники.

Яркий пример такого поведения — известный Верхнегриндельвальдский ледник в центральной части Швейцарских Альп. Вот какую таблицу (рис. 1) увидел В.М. Котляков, поднявшись на смотровую площадку над концом ледника: непрерывно наступая с 1960 по 1987 г., ледник увеличил свою длину на 775,6 м. Наступание было неравномерным — от 9 до 100 м/год, однако с 1988 по 2000 г. ледник непрерывно отступал. Длина его за эти годы уменьшилась на 453 м; отступление также было неравномерным: от –4 до –70 м/год. По данным [5], этот ледник наступал и в 1910–20-х годах — в период предыдущего замедления потепления.

Поскольку в упомянутую базу данных входят ледники длиной от десятых долей километра до двух десятков километров, можно предположить, что в оба периода возрастало число наступающих ледников любых характерных для этой территории размеров. Доля ледников, наступающих в каждый конкретный год в этот период преобладания отступления, лишь дважды превышала 50%, как правило, изменяясь в пределах 5–40%. Мы рассматриваем сходство перемещений ледниковых фронтов в разных регионах планеты и особенно случаи наступания отдельных ледников в общий период их глобаль-

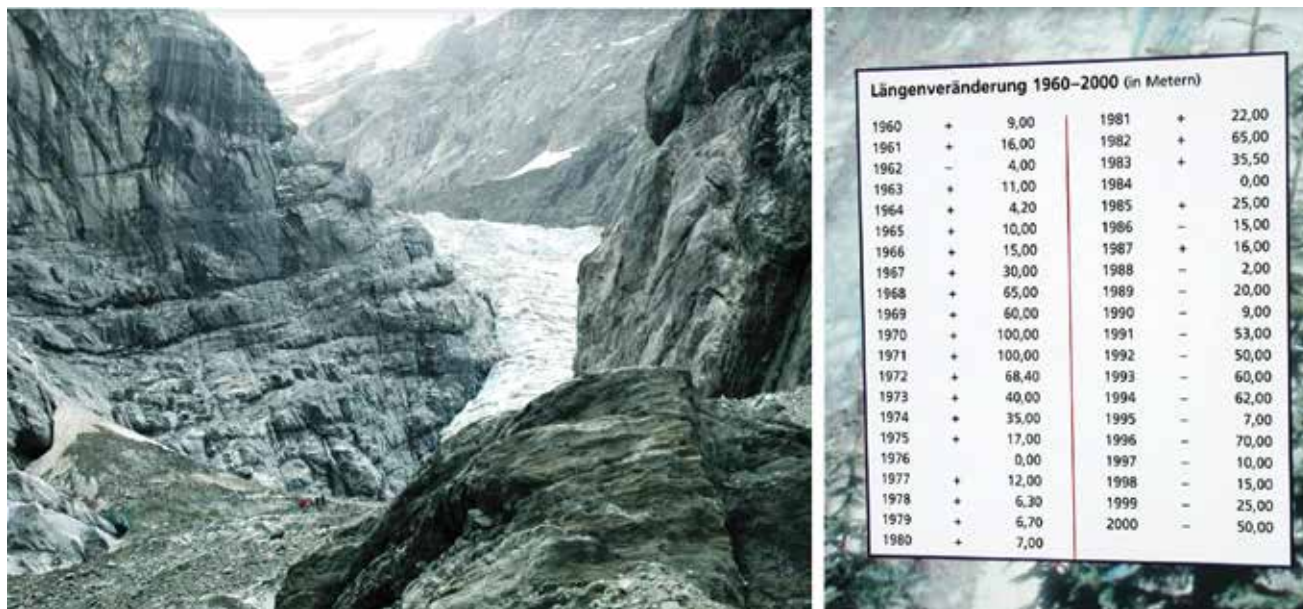


Рис. 1. Верхнегриндельвальдский ледник в Центральных Альпах в августе 2006 г. и сведения о колебаниях его фронта с 1960 по 2000 г. Фото В.М. Котлякова

Fig. 1. Oberer Grindelwald Glacier, Central Alps, on August 2006, and its front changing data during 1960–2000. Photo by V.M. Kotlyakov



Рис. 2. Горные районы, в которых есть измерения, зафиксировавшие наступания ледников.

Жёлтые значки — в первой трети XX в.; красные — в последней трети XX в. Регионы: 1 — Алтай; 2 — Кузнецкий Алатау; 3 — Камчатка; 4 — Западная Монголия; 5 — Китай (Ньянчентангла); 6 — Гималаи (ледник Кхумбу); 7 — Кавказ; 8 — Полярный Урал; 9 — Скандинавия; 10 — Альпы; 11 — Исландия; 12 — хр. Брукса; 13 — Береговой хребет; 14 — гора Олимпус; 15 — Скалистые горы; 16 — Мексика; 17 — Патагония; 18 — Новая Зеландия

Fig. 2. Mountain regions where advancing glaciers were fixed.

Yellow marks indicate the first third of the 20th century; red marks — the last third of the same century. Regions are: 1 — Altai; 2 — Kuznetsky Alatau; 3 — Kamchatka; 4 — Western Mongolia; 5 — China (Nyanchentangla); 6 — Himalayas (Khumbu); 7 — Caucasus; 8 — Polar Urals; 9 — Scandinavia; 10 — Alps; 11 — Iceland; 12 — Brooks Range; 13 — Coast Range; 14 — Mount Olympus; 15 — Rocky Mountains; 16 — Mexico; 17 — Patagonia; 18 — New Zealand

ного сокращения. Основные использованные источники — база данных WGMS (World Glacier Monitoring Service) [6], доступная в Интернете, две обобщающие монографии [7, 8] и ряд других публикаций. Использованы также последние сведения о перемещении фронта ледника Козельского на Камчатке в начале XXI в., полученные А.Я. Муравьевым. На рис. 2 показаны районы в Северном и Южном полушариях, где инструментально зафиксированы случаи наступания ледников во время периодов замедления потепления. Для второго периода (1960–70-е годы) есть данные измерений для всех 18 районов, для первого (1880–1920-е годы) — лишь для восьми районов в Евразии, Северной и Южной Америке и Новой Зеландии. Во всех 18 районах, как показывают измерения, в периоды ускоре-

ния потепления скорость перемещения фронта отступавших ледников возрастала.

Перемещения ледниковых фронтов по данным измерений

За 160 лет в целом и до 1920-х годов. Положение фронта ледников 160 лет назад фиксируют хорошо выраженные конечные морены. Рельеф ледниковых долин ниже и выше этих морен неодинаков, и положение фронтов ледников середины XIX в. прекрасно видно на аэрофотоснимках. По данным О.Н. Соломиной [9], в горах с обширным оледенением отступление фронтов составляет в среднем 500–800 м. Площадь ледников Алтая с 1850 по 2003 г. сократились на

21% [10], а ледников Кавказа — на 47% [11]. В среднем скорость сокращения площади ледников за 100–160 лет составила десятые доли процента в год [12]. Данные измерений наступающих ледников во время замедления потепления в 1880–1920-х годов имеются для Альп, Кавказа, Алтая, Берегового хребта, Скалистых гор, Патагонии, Новой Зеландии (см. рис. 2).

Альпийские ледники, наступавшие в первый период замедления потепления, подробно отражены в исследовании [5] и на рис. 3.

На Кавказе Н.А. Буш [13] обнаружил ряд ледников, наступавших с 1907 по 1911 г.: ледник Узункол продвигался вперёд в 1907–1909 гг., ледники Терскол и Шхельда — в 1911 г. Как пишет И.С. Бушуева [14], в начале XX в. у многих кавказских ледников отмечаются два наступания: две моренные гряды, сформированные в этот период, присутствуют на предпольях ледников Кашкаташ, Терскол и Цея, одна моренная гряда — у ледника Безенги. Морены 1910–20-х годов сформировались и у ледников Большой Азау и Джанкуат [15]. Годы наступаний семи кавказских ледников, исследованных И.С. Бушуевой, отражены в нижней части рис. 3.

На Алтае М.А. Душкин [16] выделил небольшие наступания ледников в 1911–1914 и 1927–1930 гг. Инструментально зафиксирована подвижка ледника Малый Актру в 1911 г. [17].

На Береговом хребте в Британской Колумбии (Канада) 14 ледников наступали в 1915–1928 гг. [18]. По данным [19], большинство ледников в *Скалистых горах* Канады имеют по две–три морены, сформировавшиеся с 1880-х по 1930-е годы. Ледник Пио XI на *Южном Патагонском ледниковом поле* продвигался вперёд в 1925–1928 гг. По данным [20], в *Северной Патагонии* у большинства ледников морены отложились в 1910-е и 1920-е годы. В *Новой Зеландии*, согласно измерениям, ледник Франца-Иосифа наступал в 1908–1909 гг., ледник Стокинг — в 1904–1913 гг. Кроме того, в 1900–1930 гг. увеличивалось число ледниковых пульсаций по всему миру [6].

Во время интенсивного потепления 1930–50-х годов и его замедления в 1960–70-х годах. Для этого периода измерений гораздо больше. Данные базы WGMS показывают резкое сокращение числа наступавших ледников и ледниковых пульсаций в обоих полушариях в 1930–50-х и их увеличение в 1960–70-х годах.

В Береговом хребте в Британской Колумбии (Канада) и в Альпах в 1940–50-х годах темпы деградации значительно возрастали по сравнению с 1900–30-ми годами. С конца 1950-х по 1970-е годы отступление ледников замедлилось по сравнению с 1940–50-ми годами, хотя некоторые ледники в этот период испытали подвижки.

На Кавказе в 1970–80-х годах шесть из семи исследованных И.С. Бушуевой ледников продвигались вперёд [14]. Морены этого времени хорошо идентифицируются на аэрофотоснимках 1987 г. Наступание ледника Мижирги отмечено И.С. Бушуевой при сравнении снимков 1987 и 2004 гг. По измерениям В.Д. Панова [11], число наступавших на Северном Кавказе ледников увеличивалось с 10% в 1960 г. до 20% в 1979–1985 гг. В монографии Панова приводится список из 18 ледников, площадь которых выросла с 1965 по 1990 г.

На Алтае инструментально зафиксированы подвижки ледника Правый Актру в 1960–1969 гг., ледника Водопадный в 1978 г. и ледника Малый Актру в 1960–1969 и 1979 гг. [17]. В результате прямых наблюдений томских гляциологов во второй половине XX в. на 120 алтайских ледниках выделены 1979–1980, 1987–1988 и 1993 гг. как периоды увеличения числа наступающих ледников. В 1993 г. продвигались вперёд все ледники бассейна Актру, а также многие ледники Катунско-Чуйского центра оледенения [21, 22].

В Исландии [8] с 1930 по 2010 г. зафиксированы ежегодные изменения положения фронта ледников Солхеймайокуль на юге и Хермингсйокуль на западе страны на фоне колебания летних температур воздуха на метеостанции Стиккисхолмур. Изменения фронта происходили в полном согласии с изменениями летних температур воздуха. Оба ледника наступали с 1960-х по 1980-е годы. В работе А. Раддела [23] упоминаются 36 исландских ледников, наступавших в этот период. В Скандинавии период увеличения числа наступавших ледников сдвинут на начало 1990-х годов.

В Азии, в Западной Монголии, отмечено наступание нескольких ледников в 1987, 1988 и 1993 гг. [24]. В Китае, в горах Ньянчетангла (см. рис. 2) [8], сопоставлены размеры 88 ледников общей площадью 444,6 км² за 1980 и 2001 гг. Их площадь за это время уменьшилась всего на 2 км², а 40% ледников увеличились в размерах.

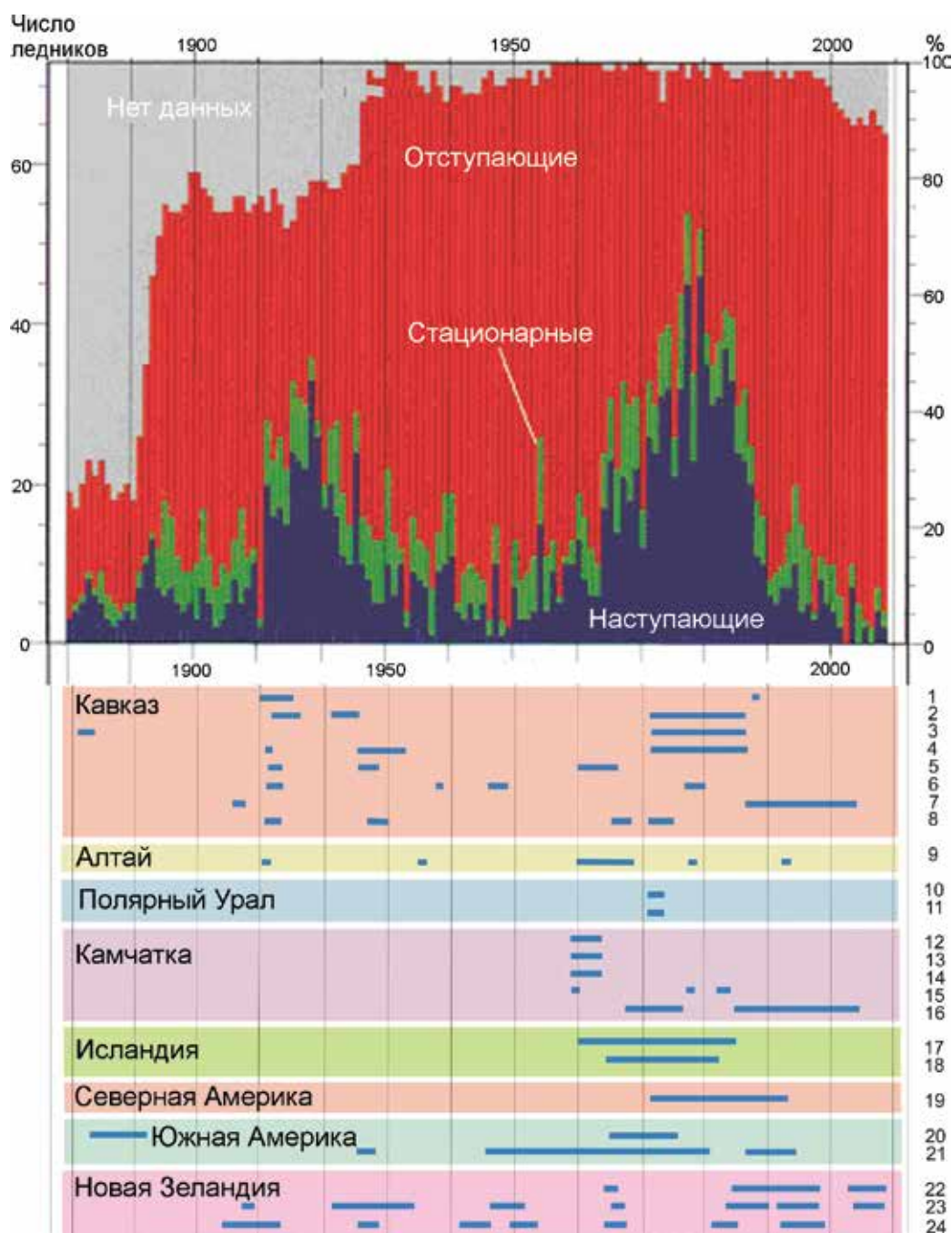


Рис. 3. Число отступающих (красный цвет), стационарных (зелёный цвет) и наступающих (голубой цвет) ледников Альп [5] и годы наступания ледников в других областях земного шара [7].

Номера ледников: на Кавказе – 1 – Джанкуат, 2 – Кашкаташ, 3 – Уллукам, 4 – Терскол, 5 – Алибек, 6 – Безенги, 7 – Мижирги, 8 – Цея; на Алтае – 9 – Малый Актру; на Полярном Урале – 10 – ИГАН, 11 – Обручева; на Камчатке – 12 – Эрмана, 13 – Сопочный, 14 – Влодавца, 15 – Бильченок, 16 – Козельский; в Исландии – 17 – Солхеймайокуль, 18 – Хермингсйокуль; в Северной Америке – 19 – Блу Глейшер; в Южной Америке – 20 – Росс, 21 – Пио XI; в Новой Зеландии – 22 – Фокс, 23 – Франц-Иосиф, 24 – Стокинг

Fig. 3. Yearly classification of retreating (red color), stationary (green color), and advancing (blue color) glaciers in the Alps [5], and the years of some advancing glaciers in other regions of the globe [7].

Glaciers numbers: *Caucasus* – 1 – Djankuat, 2 – Kashkatash, 3 – Ullukam, 4 – Terskol, 5 – Alibek, 6 – Bezengi, 7 – Mizhirgi, 8 – Tsey; *Altay* – 9 – Maly Aktru; *Polar Urals* – 10 – IGAN, 11 – Obrucheva; *Kamchatka* – 12 – Ermana, 13 – Sopochny, 14 – Vlodavtsa, 15 – Bil'chenok, 16 – Kozel'sky; *Iceland* – 17 – Solkheimayokull, 18 – Khermingsyokull; *North America* – 19 – Blue Glacier; *South America* – 20 – Ross, 21 – Pio XI; *New Zealand* – 22 – Fox, 23 – Franz-Jozef, 24 – Stoking

Таблица 1. Интенсивность сокращения площади ледников Колумбии в конце XX и начале XXI вв. [по 26]

Ледниковая система	Исходная площадь, км ²	Сокращение площади в разные периоды конца XX в.			Сокращение площади с конца XX до начала XXI в.		
		годы	км ²	% в год	годы	км ²	% в год
Сьерра Невада де Санта Марта	12,0	1989–1995	0,9	1,2	1995–2002	3,2	4,1
Сьерра Невада дель Чочу	31,4	1986–1994	7,7	3,1	1994–2003	3,9	1,8
Вулкан Невадо дель Руиз	14,1	1990–1997	2,3	2,3	1997–2002	1,5	2,5
Вулкан Невадо Санта Исабель	6,4	1987–1995	1,1	2,1	1995–2002	2,0	5,3
Вулкан Невадо дель Толима	1,6	1987–1997	0,4	2,5	1997–2002	0,2	3,3
Вулкан Невадо дель Хьюила	13,9	1990–1996	0,6	0,4	1996–2001	0,4	0,6

В Гималаях, в горах Кхумбу [8], многие ледники в 1960–1990 гг. находились в стационарном состоянии или наступали слабо.

В горах *Северной Америки* лучше всего исследована динамика ледника Блу Глейшер – его площадь измерялась с 1920 по 2003 г. не реже одного раза в пятилетие [8]. С 1920 по 1963 г. ледник отступал, в 1963–1970 гг. был стационарен, а в 1971 г. началось его наступание, продолжавшееся до 1993 г., затем он стал устойчиво отступать. В хр. Брукса в 1970–1971 гг. наступал ледник Маккол, в 1972–1978 гг. – ледник Лаел Ист, в 1960–1975 гг. – ледник Шестринг. В Мексике с 1968 по 1979 г. наступал ледник Венторилло [7], расположенный на вулкане Попокатепетль (19,08° с.ш., 98,63° з.д.).

В *Южном полушарии* отмечено наступание ледников на Южном Патагонском ледниковом поле. С 1945 по 1986 г. из 48 ледников два увеличили свои размеры: самый большой ледник Пио XI (1219 км²) и ледник Морено (258 км²). По данным [20], в Северной Патагонии в середине 1970-х годов у большинства ледников отложились морены. В Аргентине из 174 изученных ледников 24 наступали в последней трети XX в. [7]. В *Новой Зеландии* [7] хорошо изучена динамика трёх ледников: ледник Фокс наступал в 1964–1966 и 1984–1998 гг., ледник Стокинг – в 1904–1913, 1964–1967 и 1981–1992 гг., ледник Франц-Иосиф – в 1908–1909 и 1983–1998 гг.

При ускорении потепления в конце XX – начале XXI вв. Анализ базы данных WGMS (World Glacier Monitoring Service) и нескольких детальных исследований [7, 8, 25–28] показал резкий рост интенсивности сокращения ледников в самом конце XX (табл. 1) и первой декаде XXI вв. (табл. 2), когда площадь ряда ледников уменьшалась не на десятки, а на целые проценты в год.

Субантарктика. По данным [8], на субантарктических островах ледники в середине XX в. занимали 7863 км². Для некоторых ледников имеются данные об их площади в середине и конце XX в., а также в конце первого десятилетия XXI в. Данные о ледниках о. Хёрд в южной части Индийского океана опубликовал А. Радделл [23]. Он использовал космические снимки SPOT 1988 г. и аэрофотоснимки 1947 г. В 1988 г. на острове насчитывалось 29 ледниковых бассейнов, содержащих 41 ледник общей площадью 254 км², тогда как в 1947 г. это оледенение занимало площадь 285 км². По данным космического снимка Worldview-1 от 23 марта 2008 г. [29], площадь этих ледников составляла только 231 км². Таким образом, ледники на этом острове с 1947 по 1988 г. теряли в среднем 0,26% площади в год. После 1988 г. сокращение площади ускорилось вдвое и составило 0,51% в год.

Е. Бертье с соавторами [8] опубликовал результаты измерений площади ледниковой шапки Кука на одном из островов Кергелен в Индийском океане. Авторы располагали снимками Landsat за 1963 и 2001 гг. и снимком ASTER, сделанном в апреле 2009 г. Площадь ледниковой шапки уменьшалась с 500,9 км² в 1963 г. и 410 км² в 2001 г. до 380 км² в 2009 г. В 1963–2001 гг. она сокращалась ежегодно в среднем на 0,48%, а в 2001–2009 гг. – на 0,78%. Мы видим, что интенсивность сокращения в 2001–2009 гг. превышает интенсивность сокращения в 1963–2009 гг. более чем в полтора раза.

Приэкваториальная зона. Ледники между Северным и Южным тропиками в середине XX в. занимали площадь около 1600 км² [8]: 14 км² приходилось на вулканы Новой Гвинеи, 22 км² – на вулканы Африки, 34 км² – на вулканы Мексики и около 1500 км² – на высокогорье Южных

Таблица 2. Интенсивность сокращения площади ледников во второй половине XX – начале XXI вв.

Ледниковая система	Исходная площадь, км ²	Сокращение площади с середины XX до начала XXI вв.			Сокращение площади в начале XXI в.		
		годы	км ²	% в год	годы	км ²	% в год
Эльбрус [25]	132,51	1957–2007	11,51	0,18	1997–2007	4,85	0,39
Алтай, Монгун-Тайга [6, 30, 31]	29,3	1965–2008	9,0	0,71	1994–2008	4,8	1,35
Алтай, Табын-Богдо-Ола [6, 30]	28,95	1962–2009	6,2	0,45	2002–2009	3,0	1,66
Стубайские Альпы [8, с. 446]	54,1	1969–2003	17,2	0,94	1997–2003	10,3	3,64
Сьерра Невада де Санта Марта, Колумбия [8, с. 626]	21,4	1939–2010	14,0	0,92	2002–2010	0,98	1,46
Сьерра Невада дель Чочу, Колумбия [8, с. 626]	38,9	1955–2010	2,9	1,07	2003–2010	3,8	2,74
Вулкан Невадо дель Руиз, Колумбия [8, с. 627]	21,0	1959–2010	11,3	1,16	1997–2010	2,06	1,35
Вулкан Невадо Санта Исабель, Колумбия [8, с. 627]	10,8	1946–2010	9,0	1,30	1996–2010	3,5	4,72
Вулкан Невадо дель Толима, Колумбия [8, с. 628]	3,10	1946–2010	2,36	1,19	2002–2010	0,30	3,58
Вулкан Невадо дель Хьюила, Колумбия [8, с. 628]	17,5	1959–2010	7,8	0,62	2001–2010	3,25	2,79
О. Херд, Индийский океан, Субантарктика [8, с. 759]	288,0	1947–2008	57,0	0,32	1988–2008	26,0	0,51
Ледяная шапка Кука, о-ва Кергелен [8, с. 766]	500,9	1963–2009	120,9	0,52	2001–2009	30,0	0,78

Анд в Колумбии, Венесуэле, Эквадоре, Перу и Боливии. Все эти ледники во второй половине XX в. сократили свою площадь. Крупнейшая ледниковая шапка в Перу – Келькайя – потеряла за 1985–2010 гг. 30% площади, или 0,9% в год. При этом с 1992 по 1998 г. скорость сокращения составляла 1,4% в год. Оледенение шести вулканов Колумбии общей площадью около 110 км² (в 1950-х годах) покрыто несколькими космическими съёмками. Все они (см. табл. 2) показывают заметный рост интенсивности сокращения площади ледников в начале XXI в.

В табл. 1 приведены результаты многократных измерений площади ледников шести вулканов Колумбии [26]. Эти ледники изучаются сотрудниками трёх колумбийских научно-исследовательских институтов в кооперации с группой гляциологов Университета Цюриха, возглавляемой У. Хеберли, представляющей WGMS. С середины 1980-х годов по настоящее время проводятся ежегодные полевые измерения положения концов ледников, проведены двукратные стереофотограмметрические съёмки, широко используются космические снимки ASTER, Landsat TM и ETM+, SPOT и с 2008 г. ALOS [26]. Все ледники, кроме ледников вулкана Чочу, увеличили скорость отступления в начале XXI в. по сравнению с концом XX в. На пяти вулканах скорость сокращения площади оледенения в обоих случаях составляла целые проценты в год. Лишь на вулкане Хьюила она изменилась от 0,4 до 0,6% в год. Наиболее ин-

тенсивно (2,8% в год) ледники сокращались в 2001–2010 гг. И даже оледенение вулкана Руиз не выпало из общего правила, хотя в 1985 г. произошло его достаточно мощное извержение.

Северное полушарие выше 23,45° с.ш. Скорость сокращения площади оледенения Стубайских Альп [8] увеличилась с 0,94% в год в 1969–2003 гг. до 3,64% в год в 1997–2003 гг. Для Кавказа [12], по примерным оценкам, основанным на данных каталога К.И. Подозерского и Каталога ледников СССР, скорость сокращения площади основной части ледников за 1911–1979 гг. составила 0,45% в год. По данным космической съёмки, сокращение площади ледников Центрального Кавказа за 2001–2010 гг. было равно 0,52% в год. Скорость сокращения ледников Эльбруса [25] в 1957–1997 гг. – 0,14% в год, в 1979–1997 гг. – 0,12% в год, в 1997–2007 гг. – 0,39% в год.

На Алтае скорость сокращения площади ледников массива Монгун-Тайга увеличилась с 0,49% в год в 1965–1994 гг. до 1,35% в год в 1994–2008 гг., а ледников северного склона Табын-Богдо-Ола – с 0,28% в год в 1962–2002 гг. до 1,66% в год в 2002–2009 гг. [7, 30, 31]. По данным табл. 2 можно проследить, что в 1994–2009 гг. ледники отступали в 2–3 раза быстрее по сравнению с более длительным периодом 1957–2009 гг.

На Полярном Урале [7, 32] площадь ледников ИГАН и Обручева неоднократно измерялась геодезическими методами. Размеры этих двух ледников увеличивались с 1968 по 1971 г.



Рис. 4. Ледник Козельский 20 августа 2015 г. Фото А.Я. Муравьева

Fig. 4. The Kozelsky Glacier on August 20, 2015. Photo by A.Ya. Muraviev

и уменьшались с 1971 по 1973 г. с интенсивностью более 1% площади в год [33]. В целом же, по данным М.Н. Иванова [34], ледник Обручева с 1953 по 1973 г. сокращал свою площадь в среднем на 0,4% в год, а интенсивность сокращения с 1973 по 2000 г. составляла 0,8% в год. Площадь ледника ИГАН в 1973 г. была такой же, как и в 1953, и сокращалась с интенсивностью 0,6% в год в 1973–2000 гг.

На Камчатке, по наблюдениям А.Я. и Я.Д. Муравьевых [35], ситуация имеет свои особенности: ледники на действующих вулканах в отличие от невулканических не потеряли площадь за последние 60 лет, а в нулевые годы XXI в. наступали. Приведём ранее не публиковавшиеся данные А.Я. Муравьева об изменениях скорости этого наступания на леднике Козельский.

Ледник Козельский (рис. 4), расположенный в пределах Авачинской группы вулканов, во время извержения Авачинского вулкана в феврале 1945 г. был полностью перекрыт чехлом пирокластического материала мощностью до 2 м, но не уничтожен [36]. В последующие годы в области питания поверх вулканогенного покрова начало формироваться фирновое поле. К 1967 г. его размеры достигли 0,7 км², а в 1968–1976 гг. область питания ледника была полностью восстановлена. К центру фирновой области слой пирокластического материала уходит на глубину порядка 40–50 м и вновь появляется на дневной поверхности в области абляции [36]. В верх-

ней части ледника, кроме отложений 1945 г., в состав вулканогенной толщи входят и продукты предыдущих извержений Авачинского вулкана. Таким образом, вулканогенный материал, включённый в толщу ледника, увеличивает его массу, что способствует продвижению фронта ледника.

Многоснежные зимы 1971–1976 гг. в сочетании с относительно низкими температурами в периоды абляции привели к активизации ледника в эти годы. По данным [36], за 1971–1974 гг. фронт ледника продвинулся на 100–110 м, а за следующие два года – ещё на 220–230 м. В результате подвижки 1971–1976 гг. площадь ледника Козельский увеличилась на 0,09 км², а длина – на 330 м. Фронт ледника опустился с 960 до 890 м. На 1978–1981 гг. приходится стабилизация и кратковременное отступление конца ледника. Для анализа динамики языка ледника Козельский с 1978 г. выполнено дешифрирование его границ на космических снимках 2007, 2009, 2012 и 2015 гг. Использовался ортопродукт на базе снимка ASTER от 16 июля 2007 г. (точность в плане 15 м), снимки GeoEye от 16 июня 2009 г. и снимок WorldView-2 от 18 сентября 2012 г. (субметровое разрешение). Дополнительно использованы координаты линии фронта в августе 2015 г., зафиксированные с помощью GPS-навигатора, и ортотрансформированные аэрофотоснимки 1967 и 1978 гг. (точность в пределах 10 м). Результаты выполненных измерений представле-

Таблица 3. Изменения положения фронта и площади языка ледника Козельский в 1967–2015 гг.

Годы	Наступание фронта ледника (± 3), м	Приращение площади языка ледника, км ²	Приращение площади, км ² /год
1967–1978	335	0,132	0,012
1978–2007	540	0,154	0,005
2007–2009	55	0,035	0,018
2009–2012	45	0,022	0,007
2012–2015	35	0,005	0,002
1967–2015	1010	0,348	0,007

ны в табл. 3 и на рис. 5. Расстояния, на которые фронт ледника продвигался в разные периоды, измеряли вдоль осевой линии ледника.

После отступления в 1978–1981 гг. фронт ледника, содержащий в своём составе достаточно тяжёлый слой пирокластического материала, продвигался вперёд вплоть до 2015 г. Известно также, что скорость продвижения возросла после схода на ледник гигантской снежной лавины в конце января 1996 г. Проанализировав данные табл. 3, заметим, что приращение площади ледника было наиболее интенсивным (0,012 км²/год) в холодный и снежный цикл 1967–1978 гг., а наименее интенсивным (0,005 км²/год) – в 1978–2007 гг. В 2007–2015 гг. приращение площади составило 0,08 км²/год, т.е. снова начало возрастать. Несмотря на сложную картину динамики, связанную с воздействием вулканогенного фактора, периоды ускорения и замедления наступания ледника Козельский совпадают с периодами ускорения и замедления роста температур воздуха.

Ледник Кропоткина, расположенный в цирке вулкана Большой Семячик, достигал минимальных размеров в конце 1940-х и 1990-х годов [37]. Во второй половине 1960-х и начале 1970-х годов ледник Кропоткина наступал. Ледник Эрмана, расположенный в Ключевской группе вулканов, начал наступать после схода оползня объёмом 0,3 км³ по Крестовскому жёлобу Ключевского вулкана в 1945 г. В дальнейшем меньшие по объёму обвалы неоднократно наблюдались во время извержений вулканов в 1980-х и 2000-х годах. Всё это время ледник непрерывно наступал. По состоянию на август 2015 г., ледник Эрмана продолжает наступать [6].

В последние десять лет. Начиная со второй половины нулевых годов XXI в. появились при-

знаки замедления потепления. Работы [3, 4] указывают на начало увеличения ледовитости: в Антарктике в 2007 г., а в Арктике в 2013 г., что совпадает с началом некоторого замедления отступления горных ледников после 2007 г. Примером такого замедления служат результаты измерений параметров ледника Сары-Тор на Тянь-Шане в 2013 г. и сравнение их изменений за 1987–2003 и 2003–2012 гг.: в первом случае площадь ледника ежегодно сокращалась на 0,80%, во втором – на 0,67% [38].

По свидетельству К.В. Чистякова с соавторами [30], с 2009 по 2013 г. резкое увеличение заснеженности и похолодание в летние сезоны привели сначала к улучшению состояния малых ледников, а после 2011 г. – к снижению скоростей их отступления на северном склоне массива Табын-Богдо-Ола на Алтае. По данным [31], площадь ледников массива Монгун-Тайга, уменьшавшаяся в 1990–2007 гг., в 2008–2011 гг. оставалась неизменной.

Интересно, что непрерывно наступавший в последние 50 лет ледник Козельский в Авачинской группе вулканов ускорил свое наступание после 2007 г.: с 0,005 км²/год в среднем за период 1978–2007 гг. до 0,012 км²/год в среднем за 2007–2015 гг. В Альпах [5] по наблюдениям на 73 ледниках перемещение их фронтов происходило следующим образом: в 1989 г. наступали 12 ледников, в 2003 г. – ни одного, в 2012 г. – один, а в 2013 г. их снова насчитывалось 12. Упомянутый Верхнегриндельвальдский ледник (см. рис. 1), отступавший с 1988 г., в 2015 г. снова начал продвигаться вперёд.

Таким образом, анализ имеющихся данных показывает, что во всех перечисленных районах, как в Южном, так и в Северном полушариях, достаточно большое число ледников изменяло свою динамику, реагируя на ускорение и замедление потепления в течение всего лишь нескольких лет.

Обсуждение

Длинные ряды ежегодных массовых наблюдений за перемещениями фронта ледников в нынешний период общего потепления существуют лишь в Швейцарских Альпах. Эти данные показывают одновременное присутствие стационарных, наступающих и отступающих

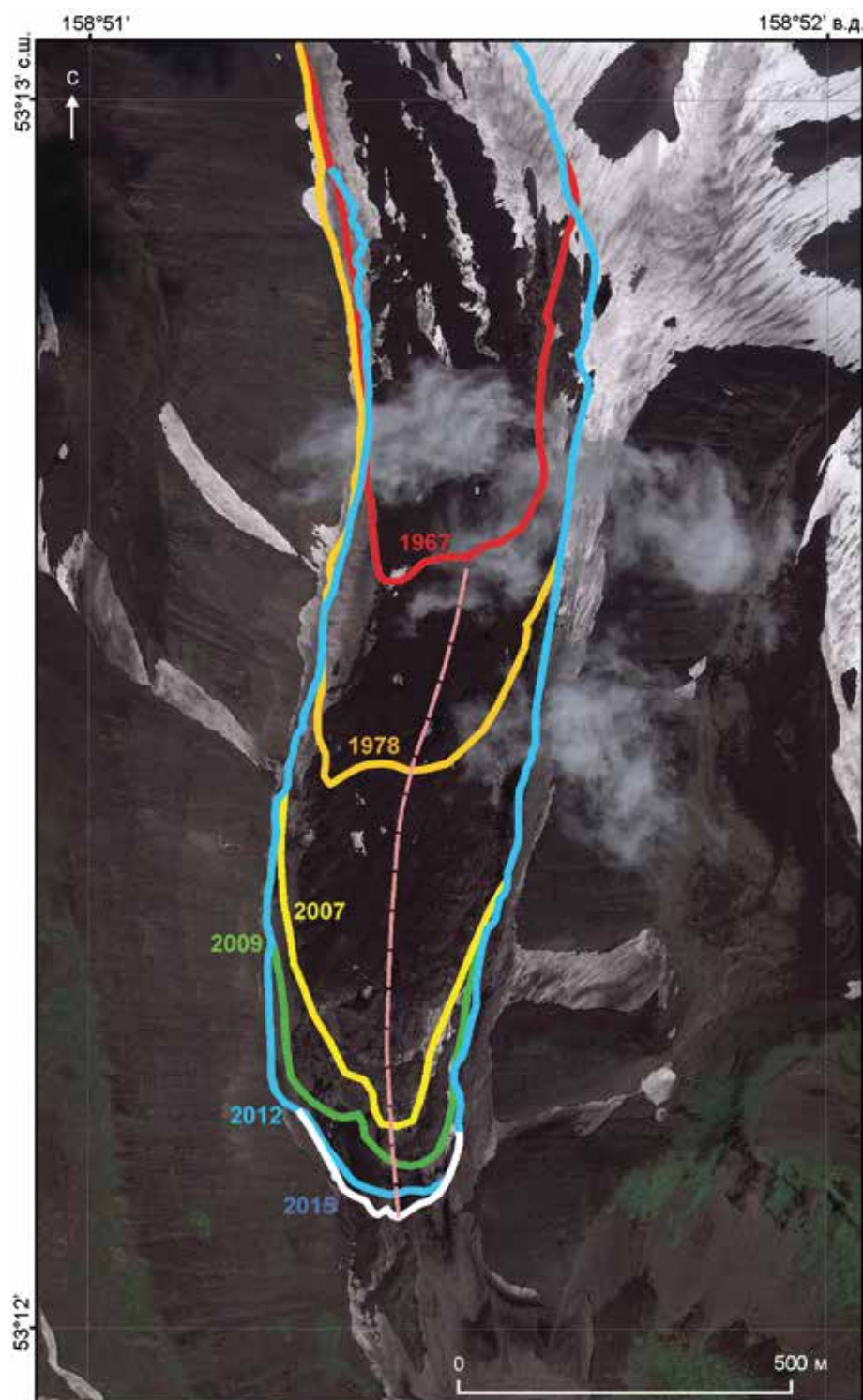


Рис. 5. Положения фронта ледника Козельский в 1967–2015 гг. (в подложке снимок GeoEye 2009 г.):

2015 г. – маршрутные наблюдения; 2012 г. – снимок WorldView-2; 2009 г. – снимок GeoEye; 2007 г. – снимок ASTER; 1978 г. – АФС; 1967 г. – АФС; пунктирная линия – осевая линия ледника, вдоль которой проводились измерения

Fig. 5. Frontal lines of the Kozelsky Glacier in 1967–2015 (on the background of the space imagery GeoEye 2009):

2015 – field observations; 2012 – space imagery WorldView-2; 2009 – space imagery GeoEye; 2007 – space imagery ASTER; 1978 – aerial photo; 1967 – aerial photo; the dotted line – the axial line of the glacier, along which the measurements were performed

ледников. Однако в целом преобладают отступающие ледники. Максимальное число наступающих ледников приходится на периоды замедления потепления, хотя многие ледники и в эти периоды продолжают отступать. Таким образом, в одном и том же горном районе сосед-

ствуют ледники, по-разному реагирующие на короткие периоды колебаний температуры воздуха. Фронты одних ледников следуют сверхвековому тренду температуры воздуха, а другие откликаются наступанием на внутривековые замедления потепления.

Современная гляциология [39] различает четыре вида колебаний ледников: 1) вынужденные колебания, обусловленные изменениями внешней нагрузки, т.е. скорости аккумуляции—абляции льда; 2) высокочастотные колебания скорости скольжения, вызываемые изменениями шероховатости ложа ледника под влиянием интенсивного таяния льда и подледникового стока; 3) низкочастотные колебания, связанные с проникновением температурных колебаний в толщу ледника; 4) релаксационные автоколебания, возникающие из-за нестационарности нелинейных кинематических связей в леднике и выражающиеся в резких подвижках ледников.

Механизм вынужденных колебаний изучается путём наблюдений за процессами внешнего (между ледником и атмосферой) и внутреннего массо-энергообмена ледников. Остановимся подробнее на двух примерах таких наблюдений в период замедления потепления в 1960–80-х годах.

Причины наступания ледника *Малый Актру* на Алтае в конце 1970-х годов выявлены путём измерений составляющих баланса массы и поверхностных скоростей движения ледника с помощью ежегодных фототеодолитных съёмок [17, 40, 41]. Баланс массы начиная с 1965 г. изучался с помощью непосредственных наблюдений. При среднем значении -10 г/см^2 его величины достигали $+40 \text{ г/см}^2$ в 1975, $+68 \text{ г/см}^2$ в 1976 и $+49 \text{ г/см}^2$ в 1977 г. В 1978 г. поверхность льда в верхней части языка повысилась на 7,5 м, а в 1979 г. началось ускорение её движения. В июне 1980 г. поверхность всего языка оказалась на 1–8 м выше, чем в июне 1977 г., а поверхность фирновой области опустилась. По-видимому, по леднику за два года прошла кинематическая волна. Прирост массы ледника в 1975–1977 гг. привёл к его наступанию в 1979 г., затем в первой половине 1980 г. фронт языка был стабилен и к середине сентября у его нижнего края обнажилась вновь образованная подковообразная напорная морена высотой 0,5–0,8 м. После двух лет отрицательного баланса (-31 г/см^2 в 1981 г. и -66 г/см^2 в 1982 г.) последовало восемь лет положительного баланса со средним значением $+22 \text{ г/см}^2$, затем баланс менялся: -54 г/см^2 в 1991 г., -17 г/см^2 в 1992 г. и $+34 \text{ г/см}^2$ в 1993 г. Именно в 1993 г. отмечено наступание не только ледника *Малый Актру*, но и всех остальных ледников в этом горно-ледниковом бассейне [40].

На Полярном Урале с 1953 по 1973 г. под руководством П.А. Шумского и Д.Г. Цветкова проводились геодезические измерения размеров и формы карового ледника *Обручева* площадью $0,3 \text{ км}^2$ и длиной около 1 км [42, 43]. Была отсле-

жена динамика физической поверхности ледника и его изохронных поверхностей, т.е. поверхностей ледника в разные моменты времени, которые благодаря аккумуляции снега оказывались со временем погребёнными внутрь ледника, а затем пересекались под тем или иным углом с ещё более поздними поверхностями абляции. Выяснилось, что размеры и форма ледника испытывают серию колебаний со сложным частотным спектром.

В 1963–1964 гг. вся поверхность ледника опустилась — в середине на 1,2 м, а в верховьях и внизу на 2 м; в 1964–1965 гг. нижняя часть ледника опустилась, а верхняя поднялась. Короткопериодические колебания с 1963 по 1965 г. способствовали тенденции к уменьшению ледника, которая с 1966 г. сменилась тенденцией к росту, продолжавшемуся до 1968 г., после этого началось новое уменьшение вплоть до 1971 г. За 1953–1966 гг. длина ледника сократилась на 120 м (примерно на 10%), площадь — на 15%, объём — на 27%. Поверхность ледника понизилась в среднем на 11 м. В центре ледника снижение поверхности составило около 6 м, а у конца ледника — 24 м. За 1966–1969 гг. длина ледника уменьшилась ещё на 7 м, но объём его вырос на 9%, поверхность повысилась в среднем на 3 м, а в верхней части ледника — местами до 11 м. В 1971–1973 гг. площадь ледника увеличивалась со скоростью 2,4% в год. Измерения дали возможность построить поля скорости аккумуляции, деформации, толщины, реальной скорости перемещения поверхности и скорости вертикального и горизонтального перемещения поверхности для пяти приблизительно годовых и одного двухлетнего промежутка времени. На основании этих данных П.А. Шумский сделал заключение: «Вполне понятным и закономерным представляется вывод, который ранее четко не формулировался и на первый взгляд может показаться неожиданным — о мгновенности реакции поля скорости льда на внешнюю нагрузку, обусловленной в свою очередь немедленной реакцией на нее полей напряжения и скорости деформации» [43, с. 68].

Заметим, что реальная поверхность языка ледника *Обручева* два эти года оставалась плоской. Чтобы выявить вертикальную составляющую движения поверхности языка, составившую в его центре 5 м [44], понадобилось ввести понятие «изохронной поверхности», т.е. геодезически измерить и представить в виде изолинейной карты положение, которое заняла бы прошлогодняя поверхность языка, если бы летняя абляция не «срезала» выпуклость, образовавшуюся в его центре в результате вспучивания языка в год, когда ледник наступал. Для этого понадобилось

на карту реальной поверхности наложить карту распределения слоя абляции этого года, составленную по результатам речных измерений.

Таким образом, очевидно, что изменения формы языков ледников в результате их многочисленных небольших наступаний длительностью 2–3 года легко уничтожаются поверхностной абляцией, причём заметить визуально такое наступание часто невозможно. Кроме того, многочисленные данные [5, 32, 43] показывают, что ежегодный баланс массы неодинаков даже на близко расположенных ледниках. Решить проблему прогноза перемещения фронта каждого конкретного ледника невозможно без выяснения вопроса, к какому из двух выявленных выше типов относится ледник: следует ли его фронт за сверхвековым или внутривековым трендом изменения температур воздуха.

По нашему мнению, первым шагом к решению проблемы может стать комплексное сопоставление по каждому из ледников данных за ряд лет о его ежегодном балансе, перемещении фронта и цифровой модели его ложа. Такое сопоставление в настоящее время возможно лишь для небольшого числа ледников, но оно может быть расширено с получением первых конкретных результатов.

Выводы

В течение современного потепления климата, продолжающегося уже 160 лет, оледенение в целом сократилось и в Северном, и в Южном полушариях. Средняя скорость сокращения составила десятые доли исходной площади в год. Одна часть ледников отступала непрерывно; в периоды замедления потепления в 1880–1920-е годы скорость отступления этих ледников умень-

шалась. Другая часть ледников в течение этих двух периодов переходила к наступанию. Величина таких продвижений ледников измерена в 18 районах Северного и Южного полушарий. Она составляет от десятых до целых процентов исходной площади в год. Продолжительность таких наступаний у каждого отмеченного ледника была индивидуальной, но наступающие ледники известны во всех географических зонах.

Усиление потепления в самом конце XX и начале XXI вв. сопровождалось повсеместным ускорением отступления горных ледников. Данные последних лет подтверждают мнение о быстрой, менее десятка лет, реакции фронта ледников на изменение температуры воздуха. Обнаружено два типа такой реакции: одни ледники реагируют в основном на сверхвековые колебания температуры воздуха, а другие — и на сверхвековые, и на внутривековые изменения температуры. Определение реакции конкретного ледника на изменение климатических условий требует комплексного сопоставления массовых данных о ежегодном балансе массы, перемещении фронта и особенностях рельефа ложа ледника.

Благодарности. При подготовке публикации использованы результаты, полученные в рамках исследований по теме № 0148-2014-0007 Плана научно-исследовательских работ Института географии РАН и по гранту РГО № 05/2017/РГО-РФФИ

Acknowledgements. This paper includes the results of research project № 0148-2014-0007 of the Research Plan of the Institute of Geography, RAS and research project supported by the Russian Geographical Society (grant number 05/2017/РГО-РФФИ).

Литература

1. *Dolgova Ekaterina.* June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // *Dendrochronologia*. 2016. V. 39. P. 17–23. www.elsevier.com/locate/dendro
2. *Жичкин А.П.* Особенности межгодовых и сезонных колебаний аномалий ледовитости Баренцева моря // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 5. С. 52–62.
3. *Алексеев Г.В.* Арктическое измерение глобального потепления // *Лёд и Снег*. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
4. *Коротков А.И., Федулов В.Е., Кораблев В.Е.* Детализированная схема распределения айсбергов в

References

1. *Dolgova Ekaterina.* June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data. *Dendrochronologia*. 2016, 39: 17–23. www.elsevier.com/locate/dendro
2. *Zhichkin A.P.* Long-term and seasonal anomalies of ice coverage in the Barents Sea. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2015, 5: 52–62. [In Russian].
3. *Alekseev G.V.* Arctic dimension of global warming. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 53–68. [In Russian].
4. *Korotkov A.I., Fedulov V.E., Korabliov V.E.* Detailed scheme of iceberg distribution in the Southern Ocean. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2014, 3 (101): 89–96, 111, 115. [In Russian].

- Южном океане // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 89–96, 111, 115.
5. The Swiss Glaciers. 2011/12 and 2012/13. Glaciological Report No 133/134 / Ed. A. Bauder. Cryospheric Commission (EKK) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), 2016. 118 p.
 6. WGMS.ch/metadatabrowser.html
 7. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
 8. Global Land Ice Measurements / Eds.: S. Jeffrey, G.J. Kargel, M.P. Leonard, B.A. Kaab, B.Y. Raup. Berlin, 2014. 876 p.
 9. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 264 с.
 10. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 87–96.
 11. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 431 с.
 12. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я. Новые данные о современных изменениях ледников горных районов России // ДАН. 2015. Т. 464. № 6. С. 727–734.
 13. Буш Н.А. О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах // Изв. РГО. 1914. Т. 50. Вып. 9. С. 461–510.
 14. Бушueva И.С. Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2013. 24 с.
 15. Золотарев Е.А. О конечной «морене 30-х годов» и размерах ледника Джанкуат // МГИ. 1999. Вып. 87. С. 177–183.
 16. Душкин М.А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен // Гляциология Алтая. 1965. Вып. 4. С. 83–101.
 17. Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Окишев П.А., Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М., Шантыкова Л.Н., Шуров В.И. Ледники Актру. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 119 с.
 18. Larocque S.J., Smith D.J. Little Ice Age glacial activity in the Mt. Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada // Canadian Journ. of Earth Sciences. 2003. V. 40. № 10. P. 1413–1436.
 19. Luckman B.H. The Little Ice Age in the Canadian Rockies // Geomorphology. 2000. V. 32. P. 357–384.
 20. Masiokas M.H., Rivera A., Espizua L.E., Villalba R., Delgado S., Aravena J.C. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past
 5. The Swiss Glaciers. 2011/12 and 2012/13. Glaciological Report No 133/134. Ed. A. Bauder. Cryospheric Commission (EKK) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), 2016: 118 p.
 6. WGMS.ch/metadatabrowser.html
 7. Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Murav'ev A.Ya., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. *Sovremennnye izmeneniya lednikov gornyykh rayonov Rossii*. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].
 8. Global Land Ice Measurements. Eds.: S. Jeffrey, G.J. Kargel, M.P. Leonard, B.A. Kaab, B.Y. Raup. Berlin, 2014: 876 p.
 9. Solomina O.N. North Eurasia Mountain Glaciation during Holocene. Moscow: Nauchnyi mir, 1999: 264 p. [In Russian].
 10. Nikitin S.A. Regularities of the glacial ice distribution in the Russian Altai, storage and dynamics assessment. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
 11. Panov V.D. Evolution of present-day glaciation in the Caucasus. Sankt-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993: 431 p. [In Russian].
 12. Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Murav'ev A.Ya. New data on current changes in the mountain glaciers of Russia. *Doklady Akademii Nauk*. Doklady Earth Sciences. 2015, 464 (2): 727–734.
 13. Bush N.A. State of glaciers on the northern slope of Caucasus in 1907, 1909, 1911 and 1913. *Izvestiya RGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 1914, 50 (9): 461–510. [In Russian].
 14. Bushueva I.S. Glacier fluctuations in the Central and Western Caucasus through the last 200 years according to cartographic, historical and bioindicated data. PhD Thesis. Moscow: Institute of Geography RAS, 2013: 24 p. [In Russian].
 15. Zolotarev E.A. On the terminal «moraine of the 1930s» and size of Djankuat Glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1999, 87: 177–183. [In Russian].
 16. Dushkin M.A. Long-term fluctuations of Aktru glaciers and conditions of evolution of young moraines. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1965, 4: 83–101. [In Russian].
 17. Galakhov V.P., Narozhny Yu.K., Nikitin S.A., Okishev P.A., Sevastyanov V.V., Sevastyanova L.M., Shantyikova L.N., Shurov V.I. Aktru glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 119 p. [In Russian].
 18. Larocque S.J., Smith D.J. Little Ice Age glacial activity in the Mt. Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada. Canadian Journ. of Earth Sciences. 2003, 40 (10): 1413–1436.
 19. Luckman B.H. The Little Ice Age in the Canadian Rockies. Geomorphology. 2000, 32: 357–384.
 20. Masiokas M.H., Rivera A., Espizua L.E., Villalba R., Delgado S., Aravena J.C. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. Pal-

- 1000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 281. P. 242–268.
21. Нарожный Ю.К. Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 117–125.
22. Нарожный Ю.К., Никитин С.А. Современное оледенение Алтая на рубеже XXI века // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 93–101.
23. Ruddell A. An inventory of present glaciers on Heard Island and their historical variations // *Heard Island: Southern Ocean Sentinel* / Eds.: K. Green and E. Woehler, Surrey Beatty & Sons, Chipping Norton. New South Wales, Australia, 2006. P. 28–51.
24. Хруцкий В.С., Голубева Е.И. Динамика ледников горного узла Турген-Хархира (Западная Монголия) // *География и прир. ресурсы*. 2008. № 3. С. 145–156.
25. Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (118). С. 15–22.
26. Ceballos J.L., Euscatogui C., Ramirez J., Canon M., Huggel C., Haeblerli W., Machguth H. Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 43. P. 194–201.
27. Global Glacier Changes: facts and figures. UNEP, WGMS, 2007. 88 p.
28. Leclercq P.W., Oerlemans J., Basagic H.J., Bushueva I., Cook A.J., Bris R.Le. A data set of worldwide glacier land fluctuations // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 659–672. www.the-cryosphere.net/8/659/2014/doi:10.5194/ts-8-659-2014
29. Harris U. Heard Island Digitizing 2009. CAASM Metadata, Australian Antarctic Division Data Centre, Kingstone, Tasmania, Australia. Available at <http://data.aad.gov.au/aadc/metadata/> [Catalogue of Australian Antarctic and Subantarctic]
30. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Сыромятина М.В., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола // *Роль снега и льда в природе и жизни людей: Тез. гляциол. симпозиума 15–17 января 2014 г. Новосибирск*. 2014. С. 85–86.
31. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Г., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В. Горный массив Монгун-Тайга. СПб.: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
32. Троцкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 306 с.
33. Материалы наблюдений на горно-ледниковых бассейнах МГД в Советском Союзе: Вып. 2. 1969–1974. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 302 с.
- aeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009, 281: 242–268.
21. Narozhny Yu.K. Resource assessment and trends of glacier variations in the Aktru Basin (Altai) over the last 150 years. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 117–125. [In Russian].
22. Narozhny Yu.K., Nikitin S.A. Recent glaciation in Altai at the beginning of 21th century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 93–101. [In Russian].
23. Ruddell A. An inventory of present glaciers on Heard Island and their historical variations. *Heard Island: Southern Ocean Sentinel*. Eds. K. Green and E. Woehler. Surrey Beatty & Sons, Chipping Norton, New South Wales, Australia, 2006: 28–51.
24. Khrutsky V.S., Golubeva E.I. Dynamics of the glaciers of the Turgen-Kharkhira mountain range (Western Mongolia). *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2008, 3: 145–156.
25. Zolotarev E.A., Kharkovets E.G. Evolution of Mount Elbrus glaciation after the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 15–22. [In Russian].
26. Ceballos J.L., Euscatogui C., Ramirez J., Canon M., Huggel C., Haeblerli W., Machguth H. Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. *Annals of Glaciology*. 2006, 43: 194–201.
27. Global Glacier Changes: facts and figures. UNEP, WGMS, 2007: 88 p.
28. Leclercq P.W., Oerlemans J., Basagic H.J., Bushueva I., Cook A.J., Bris R.Le. A data set of worldwide glacier land fluctuations. *The Cryosphere*. 2014, 8: 659–672. www.the-cryosphere.net/8/659/2014/doi:10.5194/ts-8-659-2014
29. Harris U. Heard Island Digitizing 2009. CAASM Metadata, Australian Antarctic Division Data Centre, Kingstone, Tasmania, Australia. Available at <http://data.aad.gov.au/aadc/metadata/> [Catalogue of Australian Antarctic and Subantarctic]
30. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Syromyatina M.V., Kurochkin Yu.N. Present-day state and dynamics of glacial-nival systems in Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola massifs. *Rol' snega i l'da v prirode i zhizni lyudey*. Role of snow and ice in the nature and life of people. Theses of Glaciological Symposium. January 15–17, 2014. Novosibirsk. 2014: 85–86. [In Russian].
31. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.G., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Pryakhina G.V. Mongun-Taiga mountain massif. Sankt-Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
32. Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Gus'kov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. Glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 306 p. [In Russian].
33. Observational data on mountain-glacier basins of the Soviet Union under the International Hydrological Decade Programme. Is. 2: 1969–1974. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 302 p. [In Russian].

34. Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: изд. МГУ, 2013. 200 с.
35. Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д. Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX — начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4-480-492.
36. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 119 с.
37. Голуб Н.В., Муравьев Я.Д. Баланс массы и колебания ледника Кропоткина (вулкан Большой Семячик, Восточная Камчатка) и их связь с климатом // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 26–31.
38. Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А. Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шийрак, внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 91–100.
39. Котляков В.М. Снежный покров и ледники Земли. Избранные сочинения: Кн. 2. М.: Наука, 2004. 448 с.
40. Нарожный Ю.К. Внешний массообмен ледников Актру: методика наблюдений, тенденции изменения и климатическая обусловленность // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. № 274. С. 13–23.
41. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Сокращение ледниковой системы Купол — Малый Актру на Алтае за период 1952–1979 гг. // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 187–190.
42. Михалев В.И., Цветков Д.Г., Шумский П.А. К методике изучения механизма колебаний ледников (на примере ледника Обручева, Полярный Урал) // МГИ. 1972. Вып. 19. С. 221–236.
43. Шумский П.А., Михалев В.И., Цветков Д.Г. Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 35–70.
44. Котляков В.М., Чернова Л.П., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М. Подвижки ледников и ледниковые катастрофы // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 93–97.
34. Ivanov M.N. Evolution of glaciation of the Polar Urals in the late Holocene. Moscow, 2013: 200 p. [In Russian].
35. Murav'ev A.Ya., Murav'ev Ya.D. Glacier oscillations on the Klyuchevskaya volcanic group in the second half of XX century and the beginning of XXI century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4), 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4-480-492. [In Russian].
36. Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Kozelsky Glacier (Avacha volcanoes group). Sankt-Petersburg: Gidrometeoizdat. 1992: 119 p. [In Russian].
37. Golub N.V., Muraviev Ya.D. Mass balance and fluctuations of the Kropotkin Glacier (Bolshoy Semyachik Volcano, Eastern Kamchatka) and their relation to climate. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 26–31. [In Russian].
38. Petrakov D.A., Lavrentiev I.I., Kovalenko N.V., Usubaliev R.A. Ice thickness, volume and modern changes of area of the Sary-Tor Glacier (Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2014, 18 (3): 91–100. [In Russian].
39. Kotlyakov V.M. Snow Cover and Glaciers of the Earth. Selected Works: Book 2. Moscow: Nauka, 2004: 448 p. [In Russian].
40. Narozhny Yu.K. Mass balance of the Aktru glaciers: methods of observations, trends of changes and dependence on climate. *Vestnik Tomskogo Universiteta*. Herald of the Tomsk State University. 2001, 274: 13–23. [In Russian].
41. Revyakin V.S., Mukhametov R.M. Reduction of the Kupol and Maliy Aktru glacier system, Altai, over 1952–1979. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 41: 187–190. [In Russian].
42. Mikhalev V.I., Tsvetkov D.G., Shumsky P.A. On the methods to study the mechanism of glacier fluctuations (Obruchev Glacier in Polar Urals as an example). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 19: 221–236. [In Russian].
43. Shumsky P.A., Mikhalev V.I., Tsvetkov D.G. Variations of the Obruchev Glacier (Polar Urals), their mechanism and causes. Surface kinematics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 35–70. [In Russian].
44. Kotlyakov V.M., Chernova L.P., Khomova T.E., Zverkova N.M. Glacier surges and glacial disasters. *Doklady Akademii Nauk*. Doklady Earth Sciences. 2017, 472 (1): 93–97.

Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г.

© 2017 г. Г.А. Носенко*, О.В. Рототаева, С.А. Никитин

Институт географии РАН, Москва, Россия

*gnosenko@gmail.com

Specific changes of the Kolka Glacier (the North Caucasus) from 2002 to 2016

G.A. Nosenko*, O.V. Rototaeva, S.A. Nikitin

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

*gnosenko@gmail.com

Received February 15, 2017

Accepted August 23, 2017

Keywords: *avalanche supply, Kolka Glacier, mass balance, moraine, precipitation, recovery dynamics, temperature conditions, volcanism.***Summary**

The process of filling the bed with ice with steep lateral tributaries, which lost support, began almost immediately after the catastrophe on the Kolka Glacier in 2002. Currently, three streams of ice have closed in the rear zone of the cirque, forming a single ice massif on the bed. The dimensions of the glacier vary under the influence of both new conditions for the accumulation and melting of ice, and the features of the dynamics of the ice masses filling the vacated bed. This paper describes the next stage of the state of the new Kolka glacier – relative stabilization – and analyzes the features of the process of its recovery based on ground-based observations, modern space imagery materials, and calculations of changes in summer air temperatures and winter precipitation in the glacier area at the beginning of the 21st century. In recent years, the rate of increase in the area of the glacier does not exceed 0.015 km² per year. By September 2016, its area reached 1.11 km², the volume – about 0.044 km³. The conditions for the formation of a new glacier on the empty bottom of the cirque differ significantly from the previous ones – when Kolka was restored in the 1970s after a pulsation. In addition to the background increase in summer temperatures, the thermal balance in the cirque has changed due to an increase in the area of the open surface of the bed and lateral moraine, which increases the melting of ice. At the same time, the growth of the moraine cover on the glacier restrains the melting process. Rockfalls and avalanches enrich the glacier with detrital material with greater intensity than in the 1970s. The conditions of accumulation also changed – the volume of food supplied from the hanging glaciers decreased from the previous 31% to 17%. Fumarolic activity in the crown area of the starboard side of the cirque is preserved and this prevents the restoration of these glaciers.

Citation: Nosenko G.A., Rototaeva O.V., Nikitin S.A. Specific changes of the Kolka Glacier (the North Caucasus) from 2002 to 2016. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 468–482. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-468-482

Поступила 15 февраля 2017 г.

Принята к печати 23 августа 2017 г.

Ключевые слова: *баланс массы ледника, вулканические проявления, динамика восстановления, лавинное питание, ледник Колка, моренный покров, осадки, температурный режим.*

По данным регулярных наблюдений в течение 2003–2016 гг. новый ледник Колка, возрождающийся в пустом цирке после гляциальной катастрофы 2002 г., в настоящее время стабилизировался. После 2010 г. увеличение его площади замедлилось и в последние годы не превышает 0,015 км² в год, что на порядок меньше по сравнению с периодом 2005–2010 гг. Лишившись большей части висячих фирновых полей, ледник в настоящее время питается почти исключительно лавинным снегом. В период его восстановления, несмотря на повышение летних температур в цирке, таяние поверхности ледника сдерживается нарастающим сплошным моренным чехлом. На гребне правого борта цирка, у края фирнового плато, не прекращается активность фумарол – вулканогенные процессы в недрах Казбека продолжают.

Введение

События в Северной Осетии, произошедшие в сентябре 2002 г., привлекли к себе внимание грандиозным масштабом ледниковой катастрофы и её последствиями. Ледник Колка был полностью выброшен из своего ложа и вместе

с огромным количеством воды образовал гигантский водно-ледово-каменный сель, промчавшийся по долине р. Геналдон. В тот момент остро обсуждали причины и механизм неожиданного выброса из цирка ледника Колка. На эту тему было написано много статей, в которых предпринимались попытки найти объясне-

ние необычной катастрофе [1–6], но не менее важным был вопрос о возможности её повторения. В опустевшем цирке ледника Колка практически сразу начался процесс формирования нового ледникового тела. Для ответа на вопрос о возможности прогнозирования его дальнейшего развития необходима информация о происходящих изменениях. С этой целью Институт географии РАН с 2003 г. почти ежегодно проводит полевые исследования в цирке ледника. В настоящей работе анализируются особенности процессов, формирующих баланс массы нового ледника, и подводятся итоги очередного этапа его развития — последних шести лет до 2016 г. включительно, когда ледник перешёл в стадию относительной стабилизации. Работа основана на результатах наземных наблюдений, современных материалах космической съёмки, а также данных об изменении летних температур и зимних осадков за последние полвека, включая период наблюдений за восстановлением ледника в цирке.

Методы исследований и используемые данные

Регулярные наземные наблюдения в цирке ледника Колка сопровождались съёмкой цифровыми фотокамерами и GPS-съёмкой. Это позволяло отслеживать динамику заполнения льдом освободившегося ложа и фиксировать изменения в положении границ и морфологии поверхности возрождающегося ледника. Для оценки изменений границ ледника дистанционными методами с 2002 по 2016 г. использовались разновременные космические снимки с разрешением на местности от 0,7 м до 15 м (Quick Bird, SPOT 6, ASTER). Для определения границ ледника в 2016 г., кроме наземных GPS-съёмок, использовался снимок с российского космического аппарата Ресурс-П с разрешением 0,7 м, полученный 9 сентября 2016 г. по заявке Института географии РАН. Перед сравнением снимков проводились их коррекция и взаимная увязка по сети наземных контрольных точек, координаты которых были определены с помощью GPS-съёмки. Точность определения контуров принималась равной 1 пикселю и изменялась от 0,7 м до 15 м в разные годы, причём снимки, привлекавшиеся после 2010 г., имели геометрическое разрешение не хуже 3 м. Как источник дополнительной информации использовались материа-

лы аэрофотосъёмки 1946, 1958 и 1987 гг. В 2014 г. проведена наземная радиолокационная съёмка на языке возрождающегося ледника и ниже, на свободном участке ложа, с помощью аппаратуры ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц и цифровой регистрацией радарных и GPS-данных. Это позволило сделать хотя и приблизительную, но количественную оценку толщины и объёма сформировавшегося на этот момент ледника.

Для оценки влияния метеорологических факторов на формирование нового ледника выполнена реконструкция средних летних температур и зимних осадков в бассейне Колки на высоте 3250 м — средней высоте поверхности вновь образующегося массива льда в период 2002–2016 гг. Ближайшая метеостанция (ГМС) Кармадон (1513 м) после 2002 г. не работала, поэтому в качестве исходных данных использованы средние месячные показатели ГМС Владикавказ (702 м), а также данные по ГМС Кармадон до 2002 г. Средние летние температуры воздуха (июнь–август) ГМС Владикавказ ($t_{\text{л.Влад}}$) за 2002–2016 гг. были приведены к ГМС Кармадон ($t_{\text{л.Карм}}$) с помощью корреляционного уравнения, полученного по существующим рядам метеонаблюдений на этих станциях с 1961 г. [6]: $t_{\text{л.Карм}} = 1,19t_{\text{л.Влад}} - 8,2$ (коэффициент корреляции $r = 0,88 \pm 0,07$). Для пересчёта этих температур на высоту 3250 м использован вертикальный температурный градиент $-0,56$ °C/100 м, величина которого для верховьев бассейна р. Геналдон определена во время работ экспедиции Института географии в 1970–1975 гг. [7]. Величина температурного скачка при переходе с грунтовой поверхности на ледниковую не учитывалась, поскольку охлаждающее влияние ледника, который начинал формироваться в пустом цирке и сразу покрывался плотным слоем обломочного материала, было ничтожно мало.

Для оценки осадков зимнего периода получены ежемесячные корреляционные связи осадков за сентябрь–май на ГМС Кармадон и Владикавказ в общий период их работы (1961–2002 гг.). Коэффициенты корреляции находятся в диапазоне 0,72–0,88. Полученные зависимости применены для продления ряда осадков в ГМС Кармадон до 2016 г. Затем для пересчёта осадков от ГМС Кармадон на высоту 3250 м был использован вертикальный градиент осадков 35 мм/100 м, рассчитанный между ГМС Кармадон и Казбеги-высокогорная, расположенной в этом районе на

высоте 3653 м. Принято, что режим циркуляционных осадкообразующих процессов по месяцам однороден во всём Казбек-Джигарайском районе, занимающем неизмеримо меньшее пространство, чем атмосферные фронты [6].

Результаты и обсуждение

Основные этапы восстановления ледника. Восстановление ледника Колка в цирке происходит неравномерно. Изменение размеров ледника зависит как от метеорологических факторов, так и от особенностей динамики масс льда, заполняющих освободившееся ложе. Положение границ возрождающегося ледника в разные годы показано на рис. 1. Начало заполнения пустого дна цирка льдом крутых боковых притоков, лишившихся опоры после выброса ледника, было заметно уже в 2003 г. Первые четыре года домини-

ровало выдвижение наиболее крупного правого притока Колки. Скорее всего, причиной такой быстрой его реакции было не столько питание лавинами и обвалами льда с уцелевших висячих фирнов у гребня, сколько сползание по крутому ложу притока лишившихся опоры масс льда, накопленных в этой боковой мульде ещё до 2002 г.

К 2005 г. фронт выдвинувшегося притока спустился на днище цирка и начал продвигаться поперёк него, а к 2010 г. окончательно пересёк прежнее ложе Колки и достиг подножия левого моренного вала. В это время изменения происходили и в тыловой зоне цирка, где продолжалось накопление льда, особенно активное под основным лавиносбором массива Джигарай-Хох. Началось также поступление льда и от верхнего правого короткого притока Колки. Потоки льда в тыловой зоне цирка сомкнулись, образовав на ложе единый ледяной массив сложной конфигурации с неровной бугристой поверхностью. Левая

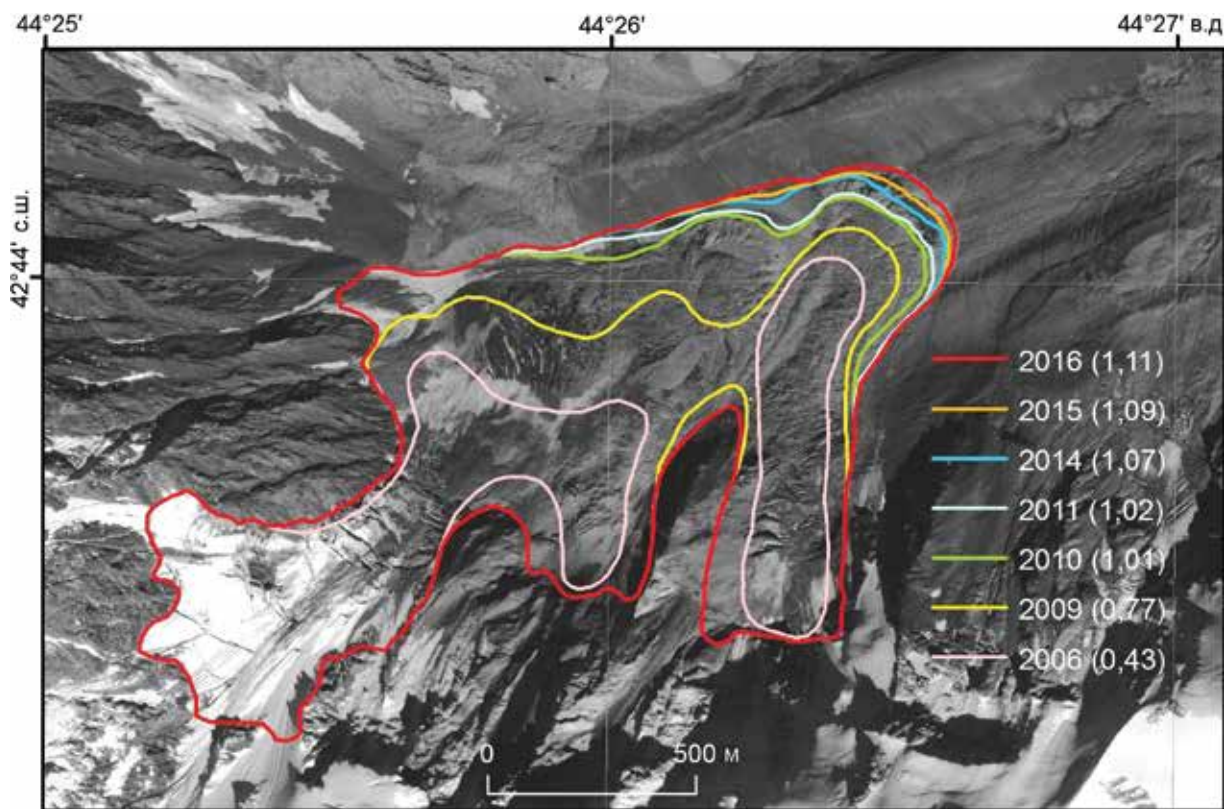


Рис. 1. Изменения границ нового ледника в цирке Колки после катастрофы 2002 г.

Цифры в скобках соответствуют площади (км²), занимаемой льдом в конкретный год; в качестве подложки использован космический снимок «Ресурс-П», 09.09.2016 г.

Fig. 1. Changes in the boundaries of the new glacier in the Kolka Circus after the 2002 catastrophe.

The figures in brackets correspond to the area (km²) occupied by ice in a particular year; as a substrate used a space image from «Resurs-P», 09.09.2016

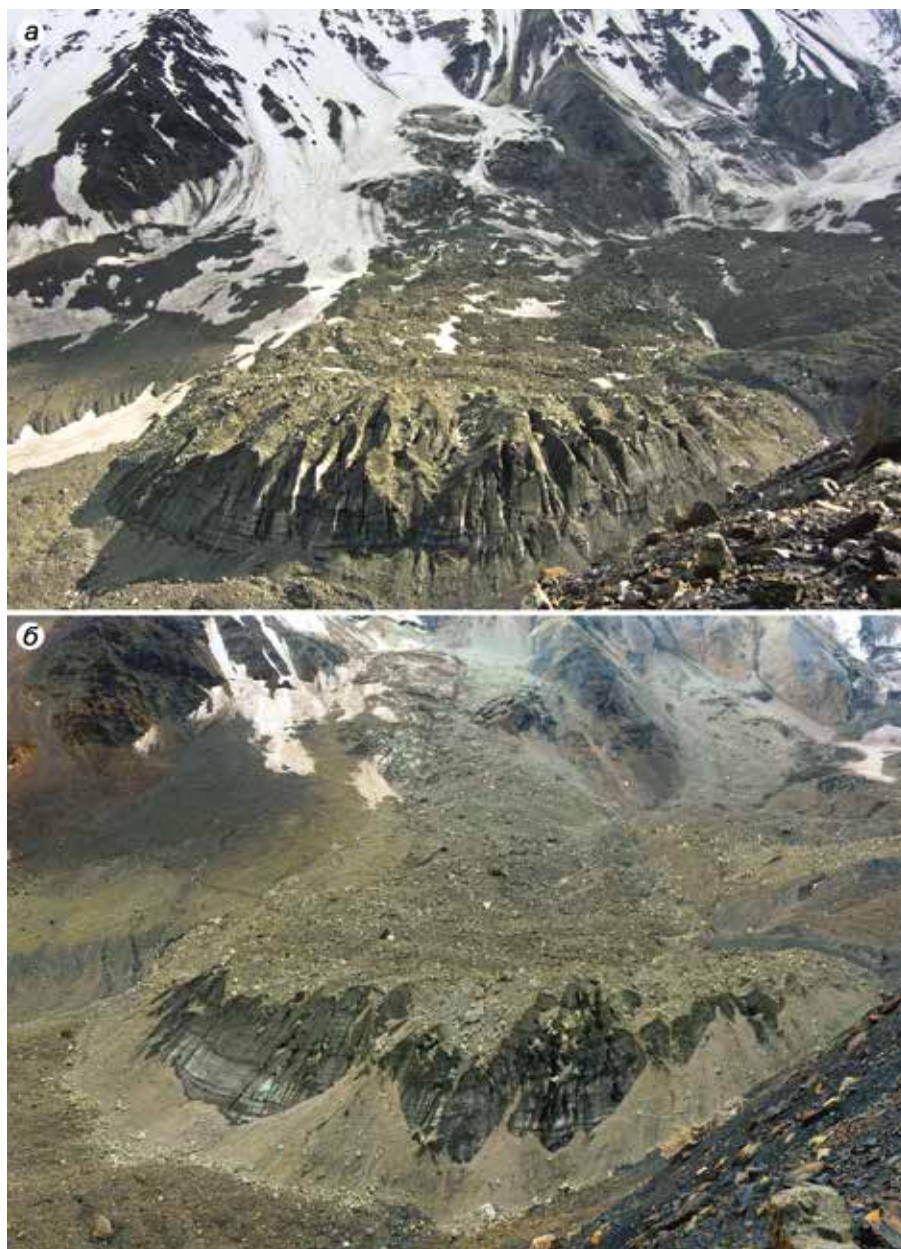


Рис. 2. Положение фронта ледника в последние годы наблюдений (наземная съёмка С.А. Никитина):

a – 22 июня 2014 г.; *б* – 25 августа 2016 г.

Fig. 2. Position of the glacier front in the last years of observations (ground-based survey by S. Nikitin): *a* – June 22, 2014; *b* – August 25, 2016

граница его вплотную примкнула к подножию боковой морены Колки. Первый приток, перегородивший ложе, превратился в некоторое препятствие для ледяных масс, продолжающих поступать в верховья нового ледника. Накопление льда приводило в основном к неравномерному повышению его поверхности. Язык ледника реагировал на давление льда появлением радиальных трещин и небольшим изменением направления перемещения фронта – вниз по оси долины.

Скорость увеличения площади нового ледника в последние годы не превышает $0,015 \text{ км}^2/\text{год}$. Общий фронт его принадлежит наступавшему

первым боковому притоку, который после 2010 г. замедлил своё продвижение (см. рис. 1). В 2014 г. его фронтальная часть имела вид ледяного обрыва крутизной до 70° . Высота фронта достигала 40 м, ширина – около 350 м. Длина всего ледникового массива на днище составляла 1300 м, высота поверхности – в среднем 3250 м. Через два года, хотя ледник продолжал очень медленно продвигаться, его фронт потерял свою крутизну, ширина осыпных шлейфов увеличилась, края трещин на языке оплыли и закрылись обломочным материалом (рис. 2). Общая площадь ледника с притоками в 2016 г. составила $1,11 \text{ км}^2$.

Данные о толщине льда получены И.И. Лаврентьевым в результате радиолокационной съёмки 2014 г. [8]. Из соображений безопасности её проведение ограничивалось нижней областью языка. Измерения на поперечном профиле показали, что в центральной зоне толщина льда достигает 50 м, уменьшаясь к краям до 10–20 м. Если сравнить эти данные с результатами радиолокации, выполненной в 1988 г. гляциологами Томского университета [9] (рис. 3, а), то можно видеть, что тогда толщина ледника на этом участке цирка была в два раза больше — порядка 100 м. Разница в высоте поверхности также хорошо видна по положению линии контакта прежнего ледника с левой боковой мореной, она может быть использована в качестве показателя степени заполнения льдом освободившегося ложа. Ориентируясь на полученные нами данные и карту 1988 г., можно принять за среднюю толщину льда в 2016 г. величину 40 м. Соответственно объём возрождённого ледника составляет примерно 0,044 км³. В таком случае, за 14 лет после подвижки 2002 г. ледник восстановил около 34% того объёма, который был в 1988 г. (0,131 км³) [9], когда он наращивал массу после пульсации.

Строго говоря, для оценки интенсивности процесса восстановления ледника такое сравнение не вполне корректно. Несмотря на сопоставимый временной интервал измерений после катастрофы 2002 г. и пульсации 1969–1970 гг. (14 и 18 лет соответственно), следует иметь в виду, что подвижка 1969 г. проходила по другому сценарию и лёд из цирка полностью не ушёл. По аэрофотоснимку 1987 г. заметно, что одновременно с повышением поверхности ледника в тыловой зоне, происходящим за счёт интенсивного питания, у конца языка и ниже продолжался процесс деградации оставшегося после подвижки льда. Чётко выраженная линия фронта отсутствовала. Для сравнения: на аэрофотоснимке 27.08.1958 г. (см. рис. 3, б) — за 11 лет до пульсации 1969 г. — видно, что не только тыловая зона заполнена льдом практически до гребня левой морены, но и язык имеет чётко выраженную форму и толщину. Всё это показывает, что динамика неустойчивого ледника Колка на разных этапах его развития неоднозначна и процесс накопления вещества в нём протекает по-разному. Поэтому в настоящий момент использовать полученную величину объёма накопленного льда для прогнозирования дальнейшего развития ледника вряд ли возможно.

Факторы, определяющие формирование нового ледника в цирке Колки. Судя по межгодовой динамике площади возрождающегося в цирке Колки ледника, можно предположить, что к 2015–2016 гг. он оказался близок к состоянию балансового равновесия. Во всяком случае, это можно говорить о бывшем главном притоке Колки, с которого началось формирование нового ледникового тела и на баланс массы которого наиболее существенно повлияли процессы абляции. Скорость приращения общей площади всего нового ледника в последние годы снизилась в 10 раз по сравнению с периодом его активного развития в 2006–2010 гг., фронт его почти стабилизировался. При этом необходимо учитывать, что на замедление продвижения общего фронта ледника могут влиять также внутренние динамические процессы. Пока движение потоков льда в нём неупорядоченно. Это определяется морфологией бассейна ледника; то же самое происходило и во время предыдущего восстановления ледника Колка после подвижки 1969 г. [7]. Движение льда начинается с правого склона, линии тока в леднике направлены с юга на север и «упираются» в левобережную морену Колки, которая играет роль конечной морены нового ледника. Возникающий при этом эффект подпруживания и потеря энергии движения при развороте потока льда могут быть причинами длительной стабильности края ледника при постепенном нарастании его объёма. В настоящее время накопленной массы льда ещё недостаточно и поворот линий тока вниз по днищу только начинает приобретать выраженную форму.

Для оценки особенностей накопления и таяния льда нового ледника по сравнению с прежним ледником Колка обратимся к работе [7]. В.Г. Ходаков на основе материалов многолетних исследований ледника в 1970-х годах, во время работ на Колке экспедиции Института географии АН СССР, попытался оценить процессы, формирующие баланс массы ледника при «обычном», спокойном его состоянии (между подвижками). Колка — типичный ледник лавинно-обвально-го питания. Объём снега и льда, поступающего в результате лавин и обвалов, в 5,3 раза превышает долю твёрдых осадков, выпадающих непосредственно на поверхность ледника, и к тому же они в основном сдуваются сильными зимними ветрами. Область аккумуляции в самом контуре ледника, расположенная в его тыловой части и вдоль

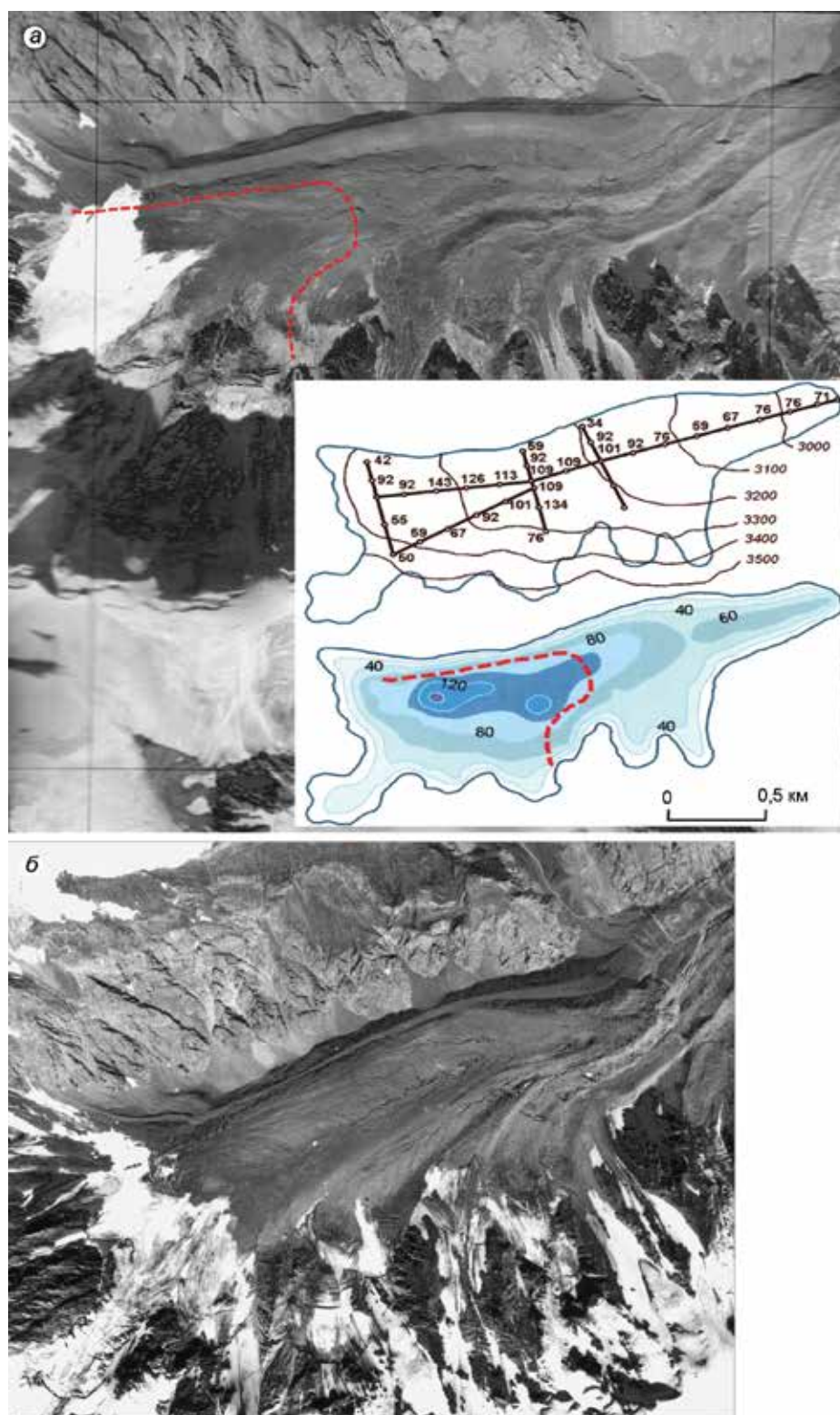


Рис. 3. Ледник Колка на аэрофотоснимках разных лет:

a – съёмка 29.09.1987 г. (на врезке – профили радиозондирования 1988 г. и карта толщины льда [9]); красной линией показана граница ледника в 2016 г.; *б* – съёмка 27.08.1958 г.

Fig. 3. Kolka Glacier on aerial photographs of different years:

a – survey on September 29, 1987 (on the side – radio sounding profiles in 1988 and ice thickness map [9]); the red line shows the boundary of the glacier in 2016; *b* – survey on August 27, 1958

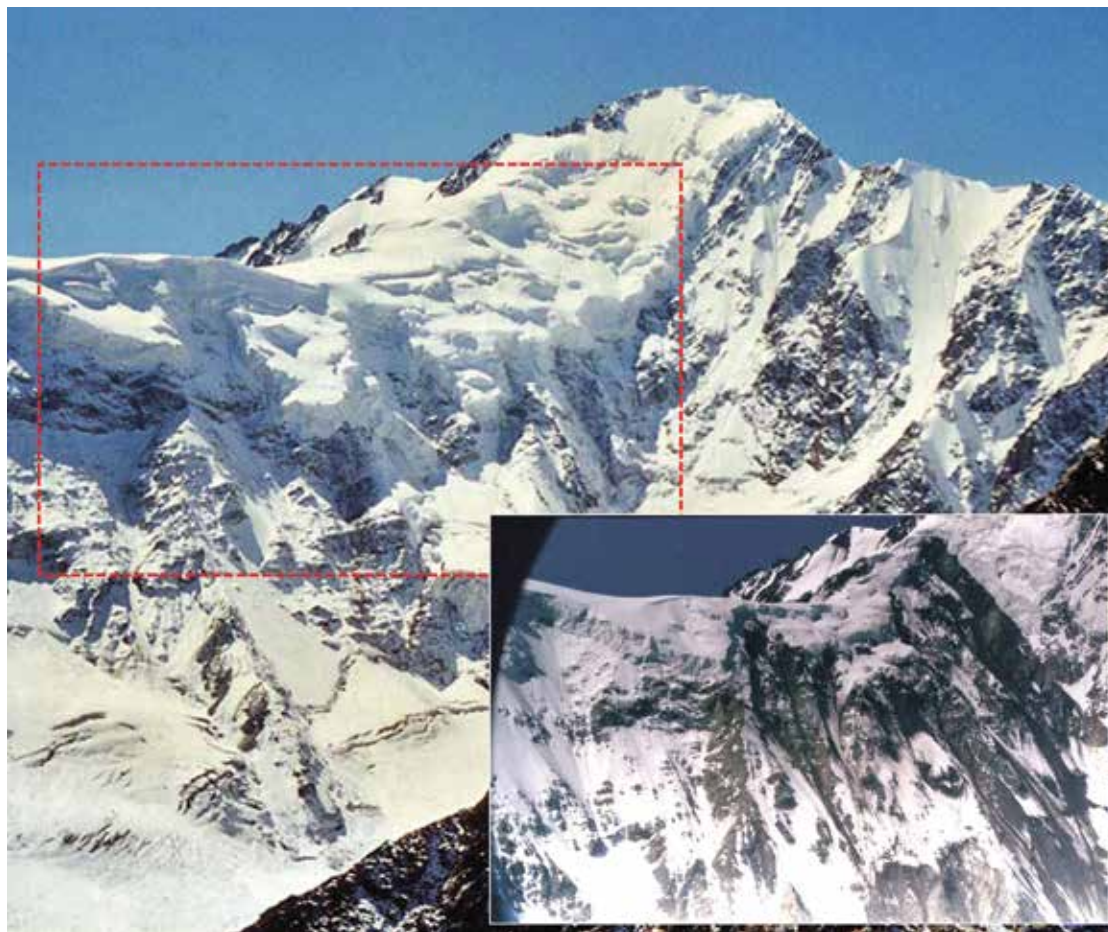


Рис. 4. Висячие фирновые поля на стене Джимарай-Хох и гребне до катастрофы 2002 г. на снимке С. Егорина (http://caubasephotos2.narod.ru/photos/cau_6838_es.jpg) и участок обвалов после катастрофы (на врезке), фото Г. Носенко 27.08.2003 г.

Fig. 4. Hanging firn fields on the wall and the crest of Jimarai-Hoch before the catastrophe of 2002 on the photo S. Egorin (http://caubasephotos2.narod.ru/photos/cau_6838_es.jpg) and the site of crashes after the disaster (on the sidebar), photo G. Nosenko, August 27, 2003

подножия правого склона, в «обычном» состоянии занимает 1 км^2 . Выше поднимаются крутые скальные склоны цирка, на которых зимой снег почти не задерживается и сбрасывается вниз лавинами. В.Г. Ходаков называл эту зону лавиносбором и оценивал её площадь на правом борту цирка и скалах массивов Джимарай-Хох и Шау-Хох в $2,4 \text{ км}^2$, т.е. почти равной площади самого ледника ($2,47 \text{ км}^2$). Склоны южной экспозиции практически не участвуют в питании ледника.

Верхний «этаж», питающий ледник, занимал $1,1 \text{ км}^2$ и был представлен сплошной полосой висячих фирновых полей, разбитых трещинами, на правом склоне цирка и стене г. Джимарай-Хох. Постоянно накапливающиеся фирновые толщи медленно двигались из ледораздельной

зоны с высот $4100\text{--}4700 \text{ м}$ вниз и, достигая критического уклона, регулярно разгружались отколами края. Судя по разновременным съёмкам и фотографиям, полоса висячих фирновых ледников занимала одинаковое положение с начала XX в. вплоть до конца его (например, рисунок Н.В. Поггенполя, сделанный в 1902 г. [10]), что свидетельствует о крайне высокой их стабильности. И лишь в 2002 г. западный участок гребня на соединении с фирновым полем г. Джимарай-Хох подвергся внезапному разрушению (рис. 4).

Большую роль в питании ледника играет метелевый снег, постоянно переносимый юго-западными ветрами с плато ледораздела Майли–Суатиси в бассейны ледников Майли и Колка. [7]. Прежде в бассейне Колки бо́льшая

часть поступающего снега откладывалась с подветренной стороны гребня именно на этих высоких фирновых полях. Здесь толщина годовых слоёв в обрывах фирна близ гребня правого склона составляла от 80–100 см до 200 см и более (рис. 5). Накопленный метелями снег сбрасывался на ледник вместе с отколами висячего фирна. Такие обвалы обеспечивали существование правых притоков Колки и в значительной степени самого ледника.

На основе расчётов и всего объёма наблюдений в 1970-е годы, с учётом снегозапасов на основном леднике и в верхней зоне на ледоразделе с ледниками Суатиси, а также измерений годовых слоёв в обрывах фирновых толщ В.Г. Ходаковым была выполнена оценка вклада каждого из «этажей», питающих ледник, в общий годовой приход в области аккумуляции основного ледника при его «спокойном» состоянии. Поступление лавинного снега со склонов «лавиноосборов» составляло 56%, обвалы фирна и льда вместе с накопленным метелевым снегом приносили 28% и лишь 16% добавлял снег, выпавший непосредственно на ледник. В среднем, чистая аккумуляция на леднике в «спокойные» периоды при климатических условиях 1960–70-х годов была оценена в 200 см в.э., а объём годового прихода 2×10^6 т в год. Абляция открытого льда на языке Колки определялась прямыми измерениями и расчётами по средней летней температуре воздуха, в том числе с использованием данных ГМС Казбеги-высокогорная. Расчётная величина потери льда на языке в «спокойный» период была равна в среднем 315 см в.э., или $4,7 \times 10^6$ т в год, что более чем в два раза превышает чистый приход. Очевидно, что в таких условиях ледник не мог бы существовать.

На самом деле процесс абляции на Колке обычно протекает по-другому, его определяет наличие моренного чехла, бронирующего всю поверхность языка ледника начиная от фирновой линии. На аэрофотоснимках 1958 и 1987 гг. видно, что весь язык полностью закрыт мореной (см. рис. 3). Во время работ на Колке в 1970-х годах экспериментально определено уменьшение абляции льда под разным слоем морены. На площадке, расположенной на высоте 2950 м, морена толщиной более 1–3 см начинала препятствовать таянию; при толщине слоя 10 см интенсивность абляции снижалась наполовину, а при

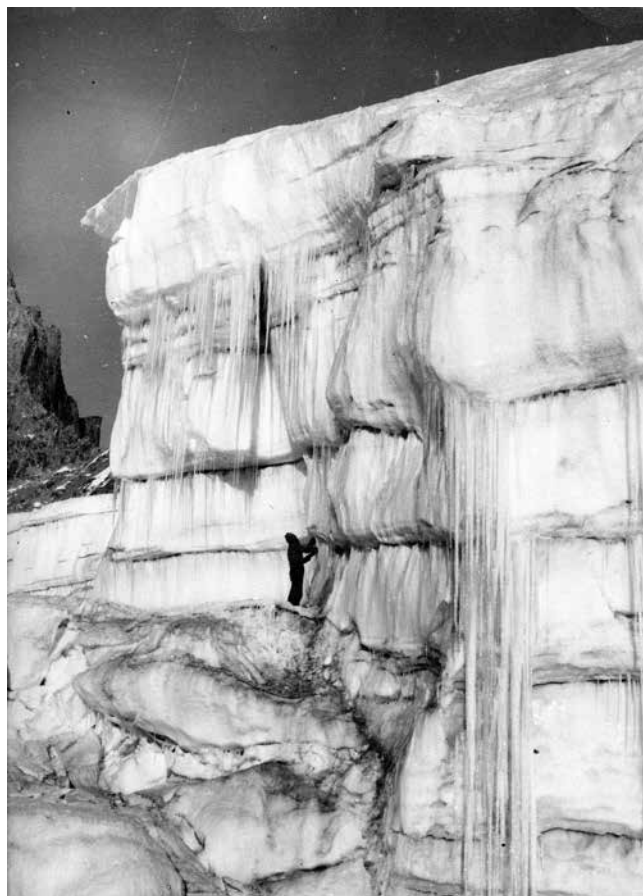


Рис. 5. Слои многолетних снежно-фирновых толщ на гребне Джимарай-Майли правого склона цирка (фото К.П. Рототаева, 1973 г.)

Fig. 5. Layers of perennial snow and firn layers on the crest of Jimarai-Maily on the right side of the circus (photo by K.P. Rototaev, 1973)

50 см таяние составляло не более 10–12% абляции открытого льда. При нарастании толщины морены роль главного агента в таянии льда на языке переходит от солнечной радиации к талым водам, несущим тепло под моренный чехол [7]. До подвижки 1969 г. слой морены на Колке составлял от 10 до 50 см и более. Замедление таяния стало причиной постепенного нарастания массы льда до критической, что и привело к её быстрой разгрузке — пульсации ледника.

После 2002 г. новый ледник на днище цирка формируется в условиях, значительно отличающихся от изученных в 1970-х годах. Выполненные нами расчёты температур тёплого периода и зимних осадков в районе Колки, приведённые к средней высоте возрожденного ледника (3250 м), показывают, что на фоне незначитель-

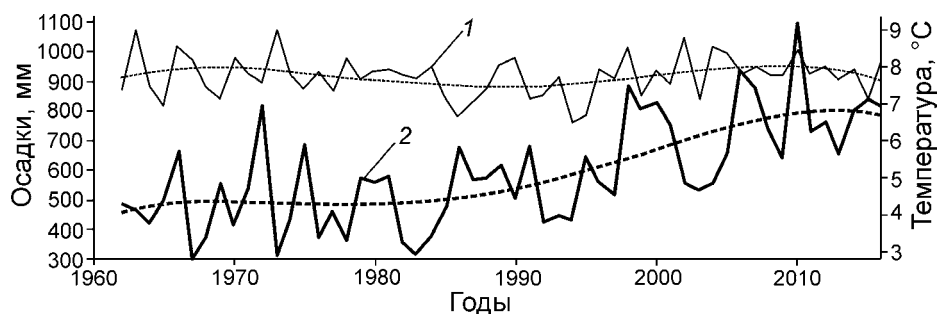


Рис. 6. Изменения зимних осадков — сентябрь—май (1) и температуры воздуха тёплого периода — июнь—август (2) в районе ледника Колка на высоте 3250 м.

Тренды показаны пунктирными линиями

Fig. 6. Changes in winter precipitation — September–May (1) and air temperature in the warm period — June–August (2) near the Kolka glacier at an altitude of 3,250 m.

Trends are shown in dotted lines

ного изменения осадков (в среднем они остались на уровне 900 мм) существенно изменились температурные условия сезона абляции (рис. 6). Кроме фонового повышения летних температур воздуха в районе Колки по сравнению с 1970-ми годами в среднем на 1 °C на рубеже XX–XXI в. и ещё на 1 °C через полтора десятилетия, кардинально изменились локальные условия в самом цирке после выброса ледника в 2002 г. На месте прежнего ледника площадью 2,5 км² осталось пустое днище, покрытое тёмным обломочным материалом. Исчезла большая часть висячих ледников, закрывающих правый склон. Прежде, по измерениям 1970-х годов, в цирке Колки разность температур в июле—августе на леднике и морене составляла 0,8–1,2 °C [7]. Ледник Колка выхолаживал воздух в среднем на 1 °C, теперь это влияние исчезло. Открытое каменистое ложе и крутой склон чёрной боковой морены, обращённый на юг и поднимающийся над ледником на 50–100 м, интенсивно нагреваются летом.

В «спокойном» состоянии прежнего ледника на средней высоте поверхности абляции 3100 м в цирке Колки норма летней температуры воздуха была равна 4,9 °C. Однако теперь толщина льда исчезла, поверхность в цирке понизилась на 50–100 м и отметка 3100 м переместилась в тыловую часть днища, к фронту нового ледника. Здесь толщина льда Колки по данным 1988 г. достигала 100 м [9]. В 2010 и 2012 гг. измерения Р.А. Чернова на днище с помощью автоматических датчиков показали на высоте 3100 м среднюю летнюю температуру около 10–12 °C, нередко с дневными повышениями до 20–25 °C [8]. Все эти факторы

способствуют значительному повышению абляции сохранившихся в цирке ледников. Вместе с тем весь процесс формирования нового ледника сопровождается насыщением его моренной. Как и прежде, большое количество обломков горной породы со склонов приносят на ледник лавины. Поверхность узкой полосы фирновой зоны в конце периода таяния бывает усыпана камнями и щебнем. Обломочный материал обильно поставляют на ледник также камнепады. Правый борт и тыловые склоны цирка сложены легко разрушающимися породами, в основном метаморфизованными сланцами. Их плитчатая текстура, с наклоном слоёв 35–40° на северо-восток при таком же среднем уклоне самого склона [11], создаёт неблагоприятные условия для устойчивости поверхности горного склона.

После катастрофы определить объём обвалившейся горной породы оказалось сложнее, чем объём льда. Данных для этого практически нет. По первым предварительным расчётам И.М. Васькова, объём обрушившихся скальных пород составил 25 млн м³ [3]. Определения по космическим снимкам спутника QuickBird показали меньшую величину — 10–15 млн м³ [11]. Обвалы висячих фирнов увеличили площадь склонов, свободных ото льда, и усилили интенсивность их денудации. Особенно активны камнепады с оголившихся верхних участков скал (см. рис. 4). Во время маршрутов в цирке в осенние месяцы практически ежегодно, начиная с 2003 и до 2016 г., наблюдалось постоянное падение камней из этой зоны — от гребня правого борта над новым ледником. На леднике толщина

морены из года в год увеличивается. У юго-западного истока ледника, в тыловой зоне, разбитой трещинами, где продолжается поступление льда, моренный покров разрежен, но вся оставшаяся поверхность закрыта обломочным материалом разного размера. Распределение морены по площади ледника крайне неравномерно, что обусловлено его неровной, бугристой поверхностью, с провалами, а также разной длительностью процесса её накопления в разных частях ледника (см. рис. 2). Оценить среднюю толщину моренного покрова в настоящее время сложно, но предположительно она составляет не менее 15–20 см, и это, как отмечено ранее, существенно снижает таяние.

Для сравнения можно привести изменение величины таяния в процессе постепенного нарастания моренного чехла на новой поверхности ледника Колка при восстановлении его после подвижки 1969 г. В 1970–1971 гг. таяние почти чистой поверхности льда в цирке в зоне абляции в среднем за сезон составляло 4–6 м при температурном коэффициенте таяния $0,84 \text{ см}/^{\circ}\text{C}$, а под слоем морены менее 1 см – $1,52 \text{ см}/^{\circ}\text{C}$. Нарастающий слой морены снизил среднее поверхностное таяние в 1975–1977 гг. до 2 м, а коэффициент таяния льда при толщине слоя 15 см составлял $0,37 \text{ см}/^{\circ}\text{C}$. Однако в современных условиях камнепады и лавины обогащают ледник обломочным материалом с ещё большей интенсивностью, чем в 1970-е годы, когда верхние части склонов были закрыты ледниками.

После катастрофы 2002 г. существенно изменились условия не только таяния, но и аккумуляции на формирующемся новом леднике. Как показал анализ метеоусловий за последние 50 лет (см. рис. 6), зимние осадки в первые 15 лет после катастрофы остались в бассейне Колки примерно на том же уровне, что и в 1960–70-х годах. Метелевый перенос снега в цирк юго-западными ветрами продолжается, лавины, как и прежде, приносят на днище большие массы снега. В настоящее время питание нового массива льда зависит почти исключительно от количества лавинного снега. У подножия тыловой стены цирка, кроме основного объёма выбросов из главного лавиносбора г. Джимарай-Хох, из года в год сохраняются ещё два крупных лавинных конуса. Лавинным снегом питается сформировавшаяся в 2010 г. узкая полоса фирново-

го поля у подножия г. Джимарай-Хох. Но если прежде, как отмечено ранее, треть объёма питания ледника Колка поступала из зоны висячих фирново-ледяных полей, то обвалы привели к их исчезновению именно в юго-западном углу цирка, где формируется новый ледник (см. рис. 4). Исчезли ледники № 8–10 на гребне и часть поля № 7 на Джимарай-хох (номера даны по книге [7], схема на стр. 12). Объём обвалившегося льда определить также сложно, и оценки разных авторов по материалам космических снимков и фотографий неоднозначны. Объём льда оценивался, например, от 8–13 млн м^3 [11] до 22 млн м^3 [12] и до 35 млн м^3 [3], площадь – 0,34 км^2 [13] и др.

Если до катастрофы 2002 г. площадь висячих полей составляла 31,4% всей поверхности питающих ледник склонов (лавиносборы плюс висячие поля по Ходакову [7]), то теперь, по нашим измерениям площадей по снимку аппарата Ресурс-П, эта величина уменьшилась до 17%. В пределах бассейна нового ледника сохранилась только часть фирнового поля на стене Джимарай-хох и почти целиком участки бывших полей № 11 и 12 на гребне, питающие приток, первым выдвинувшийся в 2003 г. Они обеспечили его продвижение по днищу вплоть до подножия левой морены. Кроме того, рельеф ледораздела Колка–Суатиси способствует усилению переноса снега метелями в цирк Колки именно на этом участке гребня. Изменился и режим круглогодичного питания ледника. Раньше обвалы с верхнего «этажа» вместе с накопленным зимой снегом поставляли материал в область аккумуляции ледника летом не менее активно, чем зимой. Теперь питания оказалось достаточно для формирования нового ледника лишь в тыловой, наиболее высокой части цирка. Прочие ледники правого склона, хотя и не тронутые обвалами на гребне, после катастрофы не продвигаются, а отступают. Для них прежние условия питания не могут компенсировать усилившегося летнего таяния. В 2010 г. заметно активизировался один из бывших правых притоков ледника Колка – № 15, поверхность его языка повысилась и покрылась трещинами [14]. Однако в последующие годы эти процессы активизации ледника не получили развития.

Несмотря на постоянно действующий метелевый перенос через гребень правого склона,

фирновые поля на месте обвалов так и не восстановились, пока здесь образуются лишь снежные карнизы. По нашему мнению, для этого есть несколько причин. Первые из них — увеличение летних температур и резкое усиление таяния ледников в последние два десятилетия на всём Кавказе (особенно катастрофическое таяние 2010 г.), охватившее также и верхние части ледниковых склонов [6]. Они привели к образованию озёр и вытаиванию коренных гряд в фирновых областях ледников, чему есть множество примеров, в том числе и в Казбек-Джигарайском районе. Р.А. Тавасиев [15] на основе анализа аэрофотоснимков обнаружил в августе—сентябре 2002 г. на ледоразделе Майли—Суатиси под скалами пика Пастухова на высоте 3900 м покрытое льдом озеро вытянутой формы длиной 32 м. В июле 2004 г. оно имело длину до 80 м, а в августе 2009 г. — около 300 м и было подо льдом лишь наполовину. В августе 2008 г. озеро длиной 20 м было впервые замечено на скальном отроге, разделяющем ущелья Майли и Колка, на высоте 3590 м. Автор приводит также сведения о небольшом озёре длиной 50 м в области питания ледника Мидаграбин, появившемся в 2004 г. на высоте 3600 м, и озере в районе вершины Зейгалан в 2009 и 2010 гг. (верховья Гизельдона), а также о селевом потоке, вырвавшемся на ледопаде Майли в 2010 г. Характерно, что почти все эти явления в разные годы наблюдались в июле, самом жарком месяце в ледниковой зоне Кавказа.

Другая причина — отсутствие поверхностей для накопления снега на гребне. Для формирования ледника необходимы не только достаточное количество осадков и большая высота гор, но и поверхность, на которой снег может откладываться и сохраняться. До катастрофы в приводораздельной части правого склона начиналась относительно пологая поверхность, переходящая в выпуклую на верхних участках фирновых полей, с нарастающей крутизной вниз по склону (см. рис. 4). Верхний этаж Колки был главной зоной метелевой аккумуляции, и лишь 15–20% переметаемого снега получала поверхность основного ледника, где зимние нисходящие ветры большой силы, нередко до 25–30 м/с, сметали с ледника почти весь снег [7]. Но после обвалов 2002 г. отвесный обрыв снега, льда и скал начинается прямо от гребня. Ветер несёт большую часть метелевых потоков без задержки прямо в

цирк. Часть снега выпадает на склонах, а ещё больше — на широком днище, где как и прежде он подвержен сильной дефляции зимой и полному стаиванию летом.

Существует ещё одно, не менее важное препятствие для образования фирновых полей на правом склоне. Мы уже неоднократно писали [8, 16 и др.], что под ледяными обрывами на гребне на высотах 4100–4200 м постоянно видны локальные участки, где зарождаются не только частые камнепады, но и чёрные полосы потёков талой воды и мелкозёма. Важно отметить, что эти участки таяния вот уже 15 лет сохраняются на тех же точно местах, что и выходы фумарол, обнаруженные в сентябре 2002 г. Иногда в летние сезоны с наиболее активным таянием полосы чёрных потёков растекаются шире, превращаясь в нижней части склона на скалах в грязевые ручейки и микросели — как это наблюдалось, например, в 2010 и 2012 гг. У гребня образование воды в результате тепла фумарол на границе между фирново-ледяными пластами плато Джигарай—Суатиси и коренными породами, возможно, происходит под толщей фирна и льда, и на стене мы наблюдаем уже её выход на поверхность (рис. 7).

Ничего подобного на Колке никогда не видели прежде, в том числе и на протяжении десятилетних наблюдений после подвижки 1969 г. — как при работах в той же пригребневой зоне правого склона, так и при многочисленных облётах района и съёмках с вертолёта. Более того, после 2002 г. подобные явления отмечены и на других участках Казбек-Джигарайского района. Р.А. Тавасиев сообщает о частичном обвале двух висячих ледников над ледником Зариу (северный склон г. Шау-Хох), который произошёл в 2003–2004 гг. После этого здесь в марте 2006 г. были видны такие же чёрные потёки талой воды из-под верхней части ледника, как на Колке. Они увеличились в августе и замёрзли в сентябре, но достаточно чётко были видны и в следующие годы [15].

Исследованиями геофизиков после Кармадонской катастрофы и данными тепловой космической съёмки была доказана активизация глубинных процессов в недрах «спящего» вулкана Казбек, которая привела к образованию близповерхностной магматической камеры и появлению под ледником новой тепловой ано-



Рис. 7. Потёки талой воды и мелкозёма из-под снежно-фирновых толщ на гребне Джимарай-Хох (фото с борта вертолѐта И. Лаврентьева, 16.06.2014 г.)

Fig. 7. Flows of melt water and fine earth from under snow-firn thickets of the Jimarai-Khokh plateau (photo by I. Lavrentiev from helicopter, June 16, 2014)

малии [4, 17]. Именно это стало главной причиной критического повышения температур и давления газов в недрах под ледником, накопления под ним большого количества воды и выброса ледника взрывом газа из ложа [8]. Аномалия резко проявилась прямо под ледником Колка и захватила также участок гребня и плато на ледоразделе с ледником Суатиси. В настоящее время ни вулканическая, ни тектоническая активность Казбека не прекратилась, на что указывают не только постоянные выходы фумарол, но и данные геологического мониторинга. Для отслеживания динамики тепловой аномалии под ледником Колка, влияние которой распространяется и к северу, вдоль долины Геналдона, в августе 2011 г. были выполнены наблюдения в районе аномалии близ Нижнекармадонских источников [17]. С помощью серии наземных термодатчиков, помещённых в шурфы глубиной 1 м, в течение месяца с интервалом 1 ч отслеживалась эндогенная температура. Анализ хода температур на разных датчиках позволил сделать вывод, что и через девять лет после катастрофы в преде-

лах территории устойчивой тепловой аномалии происходят периодические поднятия из глубины порций магматического расплава.

Тектоническая активность в районе может способствовать вертикальному теплопереносу из глубин по разломам и разрывным нарушениям. По космическим снимкам геологи определили «подновление» некоторых тектонических нарушений в бассейне Колки перед катастрофой — например, расширилась зона дробления вдоль крупного разрыва в районе массива Джимарай-Хох [18]. И.М. Васьков приводит данные о современном активном надвиге в Казбек-Джimarайском массиве со скоростью поднятия около 7 мм/год и горизонтального смещения порядка 11–13 мм/год, что постоянно увеличивает крутизну правого склона над ледником Колка и уменьшает его устойчивость [3].

Последний яркий пример локального поступления тепла из недр Казбека — неожиданный обвал в области питания Девдоракского ледника в мае 2014 г. На высотах 4200–4500 м отвалился массив скальной промёрзшей породы

вместе с покрывающим его льдом, общим объёмом, по разным оценкам, примерно 2 млн м³, с выбросами пара и газа из открывшихся fumarol [19]. Очевидно, что данные мониторинга вулканогенных и тектонических процессов в недрах Казбекского массива не менее важны для дальнейших исследований ледников этого района, чем слежение за колебаниями метеоусловий или скоростью нарастания моренного чехла на новом леднике Колка.

Заключение

К настоящему времени в пустом цирке ледника Колка завершился процесс формирования цельного ледникового тела, и далее можно будет проследить, окажется ли эффективен новый механизм питания ледника для обеспечения его развития в условиях современного климата. Динамика размеров возрождённого ледника за 15 лет показывает, что на современном этапе он близок к состоянию балансового равновесия. Его фронт почти стабилен уже шесть лет, после 2010 г. наращивание площади ледника крайне незначительно. Поступление льда от основных трёх истоков ледника происходит неравномерно, участки повышения и понижения поверхности чередуются во времени, но в целом изменение высоты поверхности невелико и можно предположить, что в настоящий момент приход вещества в ледник близок по величине к абляции. Оценить количественно баланс массы традиционными гляциологическими методами в условиях интенсивного лавинного питания сложно и небезопасно. Для решения этой задачи более подходят современные дистанционные методы, позволяющие определить изменение объёма ледника по материалам съёмки высокого разрешения с космических аппаратов или с помощью беспилотников.

Условия для накопления снега и льда на днище цирка сохранились лишь в тыловой, наиболее высокой части ложа прежнего ледника. Для остальных бывших правых притоков Колки питания недостаточно, чтобы компенсировать усилившееся летнее таяние, поэтому они не продвигаются, а отступают. По сравнению с тридцатилетием 1960–80-х годов (когда изучалась пульсация Колки 1969/70 г.), в первые десяти-

летия XXI в. зимние осадки в районе ледника остались примерно на том же уровне, тогда как летняя температура воздуха повысилась на 2 °С. На усиление таяния ледников влияет также нагрев каменистой поверхности ложа и боковой морены, открывшихся после выброса ледника в 2002 г. Однако таянию поверхности нового ледника препятствует сплошной моренный чехол. Повышенная скорость накопления морены на новом леднике связана с активизацией поступления обломочного материала со склонов, освободившихся от ледников после обвалов.

Для прежнего ледника Колка треть объёма питания поступала с высоких висячих фирновых полей. После обвалов 2002 г., на гребне правого борта цирка постоянно образуются снежные карнизы, но висячие поля пока не восстанавливаются. Причины этого — общее усиление таяния даже на верхних частях ледниковых склонов, отсутствие поверхностей для накопления снега у гребня после обвалов, а также действие локальных потоков тепла и выходов fumarol, вызванных новейшими проявлениями вулканической активности в недрах массива Казбек.

В настоящее время главные факторы формирования баланса льда нового ледника — лавинная концентрация снега, усиленная абляция льда, нестационарный процесс бронирования ледника моренным материалом. Каким будет соотношение этих факторов, покажет будущее. Масса аккумуляции будет продолжать нарастать, тогда как ход абляции неравномерен во времени — моренный чехол на поверхности будет значительно задерживать таяние. Климатические прогнозы в настоящее время неоднозначны, причём процессы саморазвития ледника могут оказаться сильнее влияния климатических факторов. Необходимо учитывать и внутреннюю динамику потоков льда в теле нового ледника. Возможно, ледник будет увеличивать свои размеры даже в случае продолжения потепления начала XXI в. На рис. 6 заметно, что летняя температура воздуха в районе ледника продолжает оставаться высокой, хотя рост её после 2011 г. уже не наблюдается. В то же время поступление тепла из недр вулканического массива не прекращается после катастрофы до настоящего времени, что может привести к непредсказуемому и опасному развитию событий, подобному обвалу на Девдотракском леднике в 2014 г.

Благодарности Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН П-15 проект «Разработка и реализация методов мониторинга потенциально опасных гляциальных процессов в районах Центрального Кавказа»; гранта РГО-а 17-05-41037 «Геоинформационное картографирование ледниковых систем на территории России для оценки ресурсного потенциала и возможных рисков при хозяйственном освоении ледниковых районов».

Acknowledgements. This work was supported by the project of the Program of Presidium of the RAS P-15 «Development and implementation of methods for monitoring potentially dangerous glacial processes of the Central Caucasus areas»; Grant of the Russian Geographical Society RGO-a 17-05-41037 «GIS mapping of glacier systems on the territory of Russia to assess the resource potential and possible risks in the economic development of the glacial regions».

Литература

1. Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A. The September 2002 Kolka Glacier Catastrophe in North Ossetia, Russian Federation: evidence and analysis // Mountain Research and Development. 2004. V. 24. P. 78–83.
2. Муравьев Я.Д. Газовое извержение в цирке – возможная причина развития подвижек ледника Колка по катастрофическому сценарию // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 44–55.
3. Васков И.М. Возможный механизм обвала и динамика ледово-каменных масс в верховьях р. Геналдон // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2004. Вып. 2. С. 34–45.
4. Гурбанов А.Г., Кусраев А.Г., Чельдиев А.Х. Первые результаты исследования эндогенных процессов в Геналдонском и прилегающих ущельях // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2004. Вып. 3. С. 2–8.
5. Haeberli W., Huggel C., Käb A., Oswald S., Polkvoj A., Zotikov I., Osokin N. The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 – an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia (Russian Caucasus) // Journ. of Glaciology. 2004. V. 50 (171). P. 533–546.
6. Лебедева И.М., Рототаева О.В. Климатический фактор подвижки ледника Колка на Кавказе в 2002 г. // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 155–161.
7. Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.
8. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
9. Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В. Результаты радиолокационного зондирования пульсирующих ледников Кавказа и Памира // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 151–153.
10. Поггенполь Н.В. По северным долинам Казбекского массива и первое восхождение на Майли-

References

1. Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A. The September 2002 Kolka Glacier Catastrophe in North Ossetia, Russian Federation: evidence and analysis. Mountain Research and Development. 2004, 24. 78–83.
2. Muravyov Ya.D. Gas eruption in the circus is a possible cause of development of the Kolka glacier movements by the catastrophic scenario *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 44–55. [In Russian].
3. Vaskov I.M. Possible mechanism of collapse and dynamics of ice-rock masses in the upper reaches of the Genaldon river. *Vestnik Vladikavkaz Scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2004, 2: 34–45. [In Russian].
4. Gurbanov A.G., Kusraev A.G., Chelstiev A.Kh. The first results of the study of endogenous processes in the Genaldonsky and adjacent gorges. *Vestnik Vladikavkaz Scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2004, 3: 2–8. [In Russian].
5. Haeberli W., Huggel C., Käb A., Oswald S., Polkvoj A., Zotikov I., Osokin N. The Kolka-Karmadon rock/ice slide of September 20, 2002 – Ossetia (Russian Caucasus). *Journ. of Glaciology*. 2004, 50 (171): 533–546.
6. Lebedeva I.M., Rototaeva O.V. The climatic factor of the movement of the Kolka glacier in the Caucasus in 2002. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 155–161. [In Russian].
7. Rototaev K.P., Khodakov V.G., Krenke A.N. *Issledovanie pulsiyushego lednika Kolka*. Study of the pulsating Kolka glacier. Moscow: Science, 1983: 169 p. [In Russian].
8. Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov R.A. *Karmadonskaya katastrofa – chto sluchilos i chego zhdatshe*. Karmadon disaster: what happened and what to expect further. Moscow: «Kodeks» Publishing House, 2014: 184 p. [In Russian].
9. Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V. Results of radar sounding of the pulsating glaciers of the Caucasus and the Pamirs. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 151–153. [In Russian].
10. Poggenpol N.V. On the northern valleys of the Kazbek Massif and the first ascent to Miley-Hoch. Yearbook

- хох // Ежегодник Русского горного общества за 1903 г. 1905. Т. 3. С. 1–37.
11. Huggel C., Zraggen-Oswald S., Haeberli W., Käb A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans S.G. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2005. V. 5. P. 173–187.
12. Drobyshev V.N. Glacial catastrophe of 20 September 2002 in North Ossetia // *Russ. Journ. Earth. Sciences*. 2006. V. 8. ES4004. doi: 10.2205/2006ES000207. [In Russian].
13. Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Петраков Д.А. Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные // *Криосфера Земли*. 2005. Т. 9. № 4. С. 62–71.
14. Чернов Р.А., Рототаева О.В. О развитии посткатастрофических процессов в цирке ледника Колка и долине р. Геналдон (северный склон Казбекского массива) // *Лёд и Снег*. 2010. № 4. С. 25–29.
15. Тавасиев Р.А. О некоторых дискуссионных вопросах, связанных с катастрофическим сходом ледника Колка // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра*. Владикавказ: Центр геофиз. исслед. Владикавк. науч. центра РАН и РСО-А, 2014. С. 272–283.
16. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Чернов Р.А. Десять лет после кармадонской катастрофы в Северной Осетии – о причинах события и процессах восстановления ледника // *Изв. РАН. Серия географическая*. 2014. № 3. С. 51–65.
17. Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Цуканова Л.Е. Изучение динамики теплового поля в контурах выявленной дистанционными методами тепловой аномалии (по данным наземных термодатчиков). // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра*. Владикавказ: Центр геофиз. исслед. Владикавк. науч. центра РАН и РСО-А, 2014. С. 74–87.
18. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г. Выявление признаков очагового магматизма в пределах Казбекского вулканического центра по данным тепловой космической съемки. // *Вестн. Владикавк. научн. центра*. 2004. Вып. 3. С. 25–32.
19. Тавасиев Р.А., Галушкин И.В. Каменно-ледовый обвал с горы Казбек 17 мая 2014 года // *Вестн. Владикавк. науч. центра*. 2014. Вып. 2. С. 43–45.
- of the Russian Mining Society for 1903. 1905, 3: 1–37. [In Russian].
11. Huggel C., Zraggen-Oswald S., Haeberli W., Käb A., Polkvoj A., Galushkin I. Evans S.G. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2005, 5: 173–187.
12. Drobyshev V.N. Glacial catastrophe of 20 September 2002 in North Ossetia. *Russ. Journ. of Earth Sciences*. 2006, 8: ES4004. doi: 10.2205 / 2006ES000207. [In Russian].
13. Tutubalina O.V., Chernomorets S.S., Petrakov D.A. Glacier Kolka before the 2002 catastrophe: new data. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2005, 9 (4): 62–71. [In Russian].
14. Chernov R.A., Rototaeva O.V. On the development of post-catastrophic processes in the circus of the Kolka glacier and the valley of the river. Genaldon (the northern slope of the Kazbek massif). *Led i Sneg*. Ice and snow. 2010, 4: 25–29. [In Russian].
15. Tavasiev R.A. On some discussion issues related to the catastrophic descent of the Kolka Glacier. *Lednik Kolka: vchera, segodnya, zavtra*. Kolka Glacier: yesterday, today, tomorrow. Vladikavkaz: Center for Geophysical Research of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and RNO-A, 2014: 272–283. [In Russian].
16. Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Chernov R.A. Ten years after the Karmadon disaster in North Ossetia - about the causes of the event and the processes of the glacier restoration *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*. Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Series Geographical. 2014, 3: 51–65.
17. Gurbanov A.G., Gazeev V.M., Leksin A.B., Dokuchaev A.Ya., Tsukanova L.E. The study of the dynamics of the thermal field in the contours of the thermal anomaly detected by remote methods (according to ground-based temperature sensors). *Lednik Kolka: vchera, segodnya, zavtra*. Kolka Glacier: yesterday, today, tomorrow. Vladikavkaz: Center for Geophysical Research of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and RNO-A, 2014: 74–87. [In Russian].
18. Kornienko S.G., Lyashenko O.V., Gurbanov A.G. Identification of signs of focal magmatism within the Kazbek volcanic center according to thermal space survey data. *Vestnik Vladikavkaz scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2004, 3: 25–32.
19. Tavasiev R.A., Galushkin I.V. Stone-ice collapse from Mount Kazbek on May 17, 2014 *Vestnik Vladikavkaz scientific Center*. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center. 2014, 2: 43–45. [In Russian].

Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок© 2017 г. Э.Ю. Осипов^{1*}, О.П. Осипова², Е.В. Клевцов³¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия; ²Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия;³Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

*eduard@lin.irk.ru

Inventory of glaciers in the Eastern Sayan on the basis of space surveysE.Y. Osipov^{1*}, O.P. Osipova², E.V. Klevtsov¹Linnological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;²V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;³Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

*eduard@lin.irk.ru

Received October 18, 2016

Accepted March 23, 2017

Keywords: *Eastern Sayan, GIS, glacier changes, inventory, Landsat, small glaciers.***Summary**

Small glaciers (areas smaller 1 km²) are the most numerous in most mountainous and glacial regions of the Earth, but their responses to the present-day climate change are still to be investigated. The paper presents results of the new inventory of small inter-continental glaciers located in the Eastern Sayan (South of Eastern Siberia). The previous (1950) glacier inventory was made from data of aerial photography carried out in the middle of the 20th century (USSR Glacier Inventory, KJI 1950). A more complete inventory of the East Sayan glaciers for the state of 2000 (KJI 2000) had been performed using the multichannel space images (Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) of 2000 and 2001, and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation model (DEM). In addition, some glaciers from the Inventory KL 1950 were re-mapped on the basis of the Landsat images (TM, ETM+, 1986–2011) for years 1950, 1990 and 2010. The glacier outlines, determined on the test site from images of medium (Landsat) and high (World View-1) satellite resolution, were compared that confirmed that errors of mapping of small glaciers did not exceed 15%. The KL 2000 contains data on 172 glaciers with a total area of 16.6±1.9 km². Glacier sizes are from 0.02 to 1.37 km². For 1950–2000, the total area of the East Sayan glaciers had decreased by 59% (0.40% per a year). In 1990–2000, the glaciers decreased the most rapidly (by an order of magnitude faster as compared to the period of 1950–1990.). In 2000–2010, the area of glaciation slightly increased (by 4%) owing to formation of very small glaciers (area smaller 0.5 km²). On the whole, changes in glacier areas in the years 1950–2010 are in the good agreement with changes in amounts of winter precipitation and summer temperatures. In addition to regional climatic factors, there are also some local factors related to the topography and microclimate of individual glaciers which do also influence on the dynamics of small glaciers.

Citation: Osipov E.Y., Osipova O.P., Klevtsov E.V. Inventory of glaciers in the Eastern Sayan on the basis of space surveys. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 483–497. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-483-497

Поступила 18 октября 2016 г.

Принята к печати 23 марта 2017 г.

Ключевые слова: *Восточный Саян, ГИС, изменения ледников, каталог, Ландсат, ледники.*

С использованием космических снимков Landsat и цифровой модели SRTM составлен новый ГИС-каталог ледников Восточного Саяна по состоянию на 2000 г.; выполнен статистический анализ морфометрических характеристик ледников. По отдельным выборкам ледников реконструированы их контуры на конец малого ледникового периода (~1850 г.), а также на ~1990 и ~2010 гг. Проанализированы изменения площади ледников за период 1850–2010 гг. и оценена роль температуры воздуха и осадков в динамике оледенения.

Введение

С конца XIX в., когда началось систематическое изучение текущих изменений ледников, получен огромный массив информации как об изменениях ледников (их площади, объёмов и протяжённости) во времени, так и об их распре-

делении в пространстве. Наиболее полная информация собрана о ледниках Альп и Скандинавии, для которых имеются самые длинные ряды наблюдений. Однако реакция внутриконтинентальных ледниковых систем на современные изменения климата до конца не исследована. Особенно это касается наиболее многочисленных ледников

площадью менее 1 км². Таких ледников много на юге Восточной Сибири (на Восточном Саяне, в горах Прибайкалья, в Кодарский хребте).

Ледники Восточного Саяна, наиболее многочисленные в горах юга Восточной Сибири, начали изучать ещё в середине XIX в. [1]. По материалам аэрофотосъёмки 1940–50-х годов каталогизировано 105 ледников общей площадью 30,3 км² [2], однако морфометрические характеристики были приведены только для 83 ледников площадью более 0,1 км². Существенные недостатки этого Каталога ледников (КЛ1950) – отсутствие пространственной привязки ледников и оценок погрешностей их измерения. Кроме того, около 1/3 ледников не были обеспечены качественными аэрофотоснимками (главным образом из-за наличия сезонного снежного покрова), поэтому их характеристики получены с топографических карт или заимствованы из литературных источников. Несмотря на указанные недостатки, этот Каталог характеризует комплексное состояние оледенения Восточного Саяна на середину XX в.

Позже отдельные ледники Восточного Саяна (или их группы) исследовались разными методами и с различной детальностью [3–5]. На основе космических снимков проведена повторная инвентаризация 13 ледников в юго-восточной части Восточного Саяна [5]. В настоящее время назрела необходимость в получении и анализе новых данных о современном состоянии ледников с использованием стандартизованных методов [6]. К задачам настоящего исследования относятся: 1) выбор оптимальной методики картирования малых ледников с использованием многоканальных снимков среднего разрешения (Landsat); 2) создание электронного ГИС-каталога ледников Восточного Саяна по состоянию на 2000 г. и его статистический анализ; 3) оценка изменений площади оледенения с конца малого ледникового периода (МЛП, ~1850 г.); 4) оценка связи между климатическими и ледниковыми изменениями.

Материалы и методы исследований

Район исследований. Восточный Саян – это горный хребет, расположенный на юге Восточной Сибири и вытянутый с северо-запада на юго-восток приблизительно на 700 км. Абсолют-

ная высота вершин увеличивается в юго-восточном направлении с 1,6 до 3,5 км. Наивысшая отметка (гора Мунку-Сардык, 3491 м) расположена на границе между Россией и Монголией. Горные ледники сосредоточены главным образом в трёх ключевых районах (рис. 1), расположенных вокруг высокогорных массивов: Мунку-Сардык (верховья р. Иркут), пика Топографов (верховья рек Большой Енисей и Ока) и пика Грандиозный (верховья рек Казыр, Кан и Уда). Климатические условия района исследований определяются его континентальным положением и горным характером территории [5]. Средняя годовая температура воздуха, по данным метеостанции (ГМС) Орлик (1388 м над ур. моря; все высоты в статье даны над ур. моря), составляет –4,7 °С, средняя летняя +11,7 °С. Распределение осадков контролируется рельефом (наиболее увлажнены наветренные западные и северо-западные склоны), при этом максимум осадков приходится на летние месяцы (около 70% годовой суммы). На высотах более 2000 м осадки выпадают в твёрдом виде в течение десяти месяцев (сентябрь–июнь), хотя кратковременные снегопады в горах возможны и в летний период.

Космические снимки. Для картирования ледников мы использовали многозональные снимки среднего разрешения со спутников Landsat-5 (радиометр TM) и Landsat-7 (радиометр ETM+). Радиометры TM/ETM+ охватывают оптический и ближний инфракрасный (VNIR, пространственное разрешение 15–30 м), коротковолновый инфракрасный (SWIR, 30 м) и тепловой инфракрасный (TIR, 60–120 м) спектральные диапазоны. Снимки бесплатно получены с сервера GLSF (Global Land Cover Facility, [7]) в ортотрансформированном виде (уровень обработки L1G) в проекции UTM (зоны 46 и 47, эллипсоид WGS84). Всего на район исследования подобрано 16 практически безоблачных снимков Landsat, охватывающих 25-летний период с 1986 по 2011 г. (табл. 1). Девять снимков получены во второй половине сезона абляции (конец июля – начало сентября) и поэтому имеют высокое качество (сезонный снежный покров на них минимален); семь снимков относятся к началу периода абляции (июнь – начало июля), когда снежный покров ещё сохранялся на многих участках, и характеризуются низким или средним качеством. В соответствии

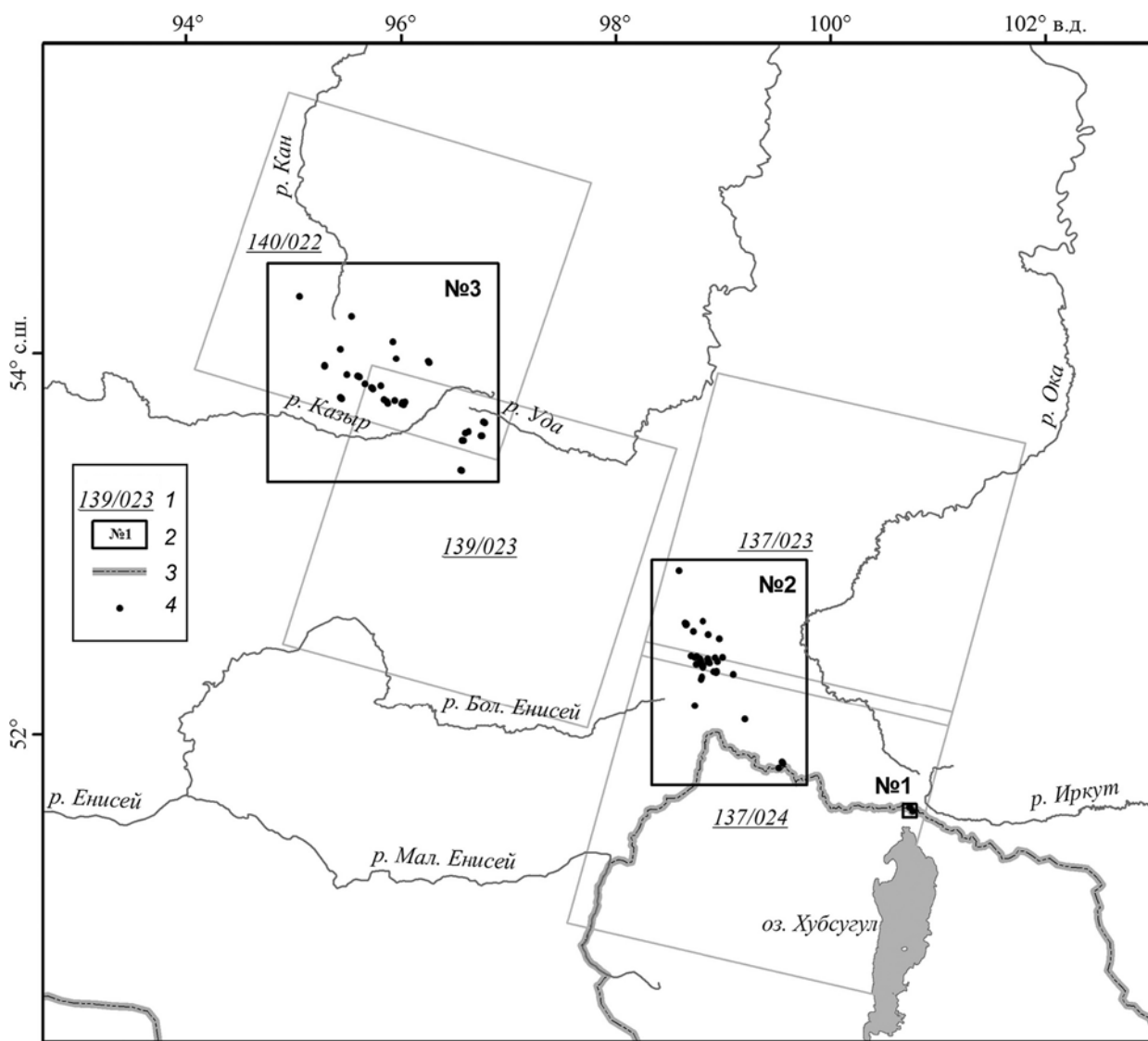


Рис. 1. Район исследований (Восточный Саян):

1 – сцены Ландсат (подчёркнуты колонка/ряд); 2 – ключевые районы (№ 1 – Мунку-Сардык, № 2 – пик Топографов, № 3 – пик Грандиозный); 3 – российско-монгольская граница; 4 – ледники КЛ1950

Fig. 1. Study area (East Sayan):

1 – utilized Landsat scenes (path/raw are underlined); 2 – key regions (№ 1 – Munku-Sardyk, № 2 – Peak Topografov, № 3 – Peak Grandioznyy); 3 – Russian-Mongolian boundary; 4 – glaciers of KL1950

с годом съёмки все снимки разделены на три группы (примерно с десятилетним временным интервалом): 1990, 2000 и 2010 гг.

Цифровая модель рельефа (ЦМР). Высотные измерения ледников выполнялись с помощью цифровой модели (размер матрицы 90 м) радарной топографической съёмки SRTM (Shuttle radar topographic mission), выполненной в феврале 2000 г. [8]. В настоящей работе использована версия 4.1 модели [9]. Предварительное тестирование ЦМР на отдельных участках района иссле-

дований показало вполне приемлемую точность (≤ 10 м) высотных измерений [5]. Кроме того, модель SRTM хорошо подходит для каталогизации ледников на рубеже XX и XXI вв.

Технология картирования ледников. В настоящей работе реализован метод полуавтоматического дешифрирования ледников с использованием многозональных изображений, широко практикующийся при каталогизации ледников в разных частях Земли с помощью спектрально-зональных космических изображений [6, 10, 11]. Дан-

Таблица 1. Космические снимки (сцены) Landsat-5/7, использованные в настоящей работе*

Временное окно	Колонка	Ряд	Спутник	Сенсор	Год	Месяц	День	Качество
~1990	137	24	Landsat-5	TM	1986	7	23	Высокое
	140	22			1989	9	6	
	139	23	Landsat-4		1989	9	7	
	137	23	Landsat-5		1995	6	30	Низкое (снег)
~2000	140	22	Landsat-7	ETM+	2000	8	27	Высокое
	139	23			2001	6	20	Среднее (снег)
	137	23			2001	8	9	Высокое
	137	24			2001	8	9	
~2010	137	24	Landsat-5	TM	2006	6	12	Низкое (снег)
	137	23	Landsat-7	ETM+	2007	8	10	Среднее (поломка модуля SLC)
	139	23	Landsat-5	TM	2007	9	1	Высокое
	140	22			2007	9	8	
	139	23			2009	7	4	Низкое (снег)
	137	24			2009	7	6	
	137	23			2010	9	11	Высокое
	140	22			2011	7	1	Низкое (снег)

*TM – Thematic Mapper (тематический сканер); ETM+ – Enhanced Thematic Mapper (улучшенный тематический сканер плюс); SLC – Scan Line Corrector (корректор линий сканирования).

ный метод («band ratio method» в англоязычной литературе) основан на контрасте между высокой отражательной способностью снежно-ледовых поверхностей в видимой части спектра и сильным поглощением в коротковолновом инфракрасном (SWIR) диапазоне. Для идентификации ледников использовалась комбинация 3-го (красного) и 5-го (SWIR) каналов Landsat (TM3/TM5), которая считается наиболее оптимальной при картировании затенённых и замороженных участков ледников [11, 12]. Изображения обрабатывались в программе ENVI и предусматривали: 1) построение индексных изображений (TM3/TM5); 2) классификацию снежно-ледовых поверхностей (объединение пикселей с одинаковыми спектральными характеристиками в один класс) с помощью пороговых значений; 3) заключительную обработку классифицированных изображений, включающую в себя сглаживание медианным (3×3 пиксела) фильтром для удаления ошибочных изолированных пикселей и конвертацию в полигоны (шейп-файлы). Оптимальные пороговые значения (1,8–2,2) определены для каждого снимка экспериментальным путём с использованием эталонных выборок из 5–10 ледников.

Полученные полигоны далее редактировались в программе ArcGIS 10.2. Прежде всего, мы уда-

лили все полигоны площадью менее $0,02 \text{ км}^2$, так как эти объекты с большой вероятностью представляют собой небольшие снежники. Автоматическая классификация неизбежно генерирует ошибки на проблемных участках (затенение, сезонный снежный покров, поверхностная морена и озёра, примыкающие к ледникам, см. далее), поэтому на заключительном этапе картирования выполнялась ручная коррекция ледниковых контуров. Участки с ошибочной классификацией визуально устанавливались и корректировались по цветосинтезированному RGB-изображению (комбинация каналов 5-4-3), на котором чётко выделяется граница между ледниками (снежниками) и окружающими их горными склонами. Для снимков Landsat (ETM+) пространственное разрешение RGB-изображения было улучшено до 15 м с помощью панхроматического канала (pan-sharpening). Дополнительно для коррекции контуров ледников использованы высокоразрешающие снимки WorldView-1 и Quick Bird (пространственное разрешение 0,5 м), снимки Google Earth, а также полевые данные (GPS-съёмки границ ледников и их конечных морен в районе массивов Мунку-Сардык и пик Топографов). В ходе детального анализа снимков разного разрешения ледники отделяли от снежников по ряду морфологических признаков (наличие трещин и от-

крытого льда, изменение высоты поверхности, вмещающие формы рельефа и др.). Морфометрические измерения и заполнение атрибутивной базы данных (каталога) ледников проводились в ArcGIS 10.2 с использованием ЦМР SRTM (применялся инструмент «зональная статистика»).

Оценка точности картирования. Ошибки картирования ледников по снимкам Landsat рассчитаны для 11 ледников размером от 0,04 до 1,4 км², расположенных на тестовом участке в районе пика Топографов. Мы сравнили контуры ледников со снимка Landsat (сентябрь 2010 г.) с контурами на эталонном высокоразрешающем снимке. В качестве эталонного использован снимок WorldView-1, сделанный в июле 2008 г. (пространственное разрешение 0,5 м). Несмотря на разницу в два года, оба изображения абсолютно идентичны по условиям снежности (наиболее критичного параметра при дешифрировании космических снимков). Количественная оценка ошибок выполнена для ручного, автоматического и полуавтоматического методов дешифрирования. Ручная векторизация каждого из 11 ледников выполнялась не менее десяти раз двумя независимыми операторами (для снимка Landsat по цветосинтезированному RGB-изображению, каналы 5-4-3, пространственное разрешение 30 м). Итоговая относительная ошибка картирования рассчитывалась как среднее из серии измерений.

Реконструкция ледников малого ледникового периода. Цветосинтезированное RGB-изображение (комбинация каналов 5-4-3) позволяет в большинстве случаев достаточно надёжно идентифицировать прилегающие к ледникам (или расположенные в непосредственной близости от них) незадернованные скопления каменного материала, которые мы интерпретировали как конечные морены МЛП. Нижние границы ледников МЛП проведены по внешнему (от ледника) краю моренных отложений. Дополнительно для реконструкции использованы снимки высокого разрешения (WorldView-1, Quick Bird), Google Earth и полевые данные. В настоящей работе реконструкция выполнена для большей части (63 из 83) ледников из КЛ1950.

Анализ климатических изменений. Для анализа изменений климата использованы средние месячные данные ВНИИГМИ-МЦД [13] по приземной температуре воздуха и атмо-

сферным осадкам на ГМС Иркутск (52°16' с.ш., 104°19' в.д., 469 м) и Орлик (52°31' с.ш., 99°49' в.д., 1388 м). К сожалению, сеть ГМС в районе исследований довольно редкая, а ряды метеоданных имеют разную продолжительность. В связи с этим для анализа пространственно осреднённых климатических изменений в регионе за более длительный период времени (1950–2010 гг.) мы использовали данные сеточного архива метеоданных К. Виллмота и К. Мацуро (W&M) из Университета Делавера (США) [14, 15]. Архив W&M был создан на основе данных наземных ГМС (месячные значения температуры и осадков), интерполированных в узлы регулярной сетки с разрешением 0,5 × 0,5°. При этом температура с помощью вертикального градиента (6,0 °С/км) приводилась сначала к уровню моря, а затем к высоте ЦМР. Сравнительный анализ данных архива W&M и двух ГМС района исследований (Иркутск и Орлик) показал наличие статистически значимой корреляции между ними: по температуре (июнь–август) коэффициент корреляции составил 0,91–0,99, а по осадкам (сентябрь–июнь) – 0,44–0,88. При этом отклонения равны 0,0–0,06 °С по температуре и 5–6% по осадкам. Таким образом, данные архива W&M вполне репрезентативны для анализа региональных климатических изменений. В настоящей работе использованы данные за период 1950–2010 гг., осреднённые для района, ограниченного 95,0–100,5° в.д. и 51,5–54,5° с.ш.

Результаты исследований

Точность картирования малых ледников по снимкам Landsat. Использование космических снимков среднего разрешения (Landsat) для картирования малых ледников неизбежно приводит к ошибкам. Поэтому сначала мы оценили ошибки, связанные с методом картирования (ручная оцифровка, автоматическое дешифрирование) путём сравнения площадей ледниковых контуров, полученных по снимкам среднего и высокого разрешения. Точность оцифровки отдельных ледников ручным способом на RGB-изображении составляет от –4 до +15% (средняя +6%), т.е. ручная оцифровка завышает истинную площадь ледников в среднем на 6%. Погрешность ручной век-

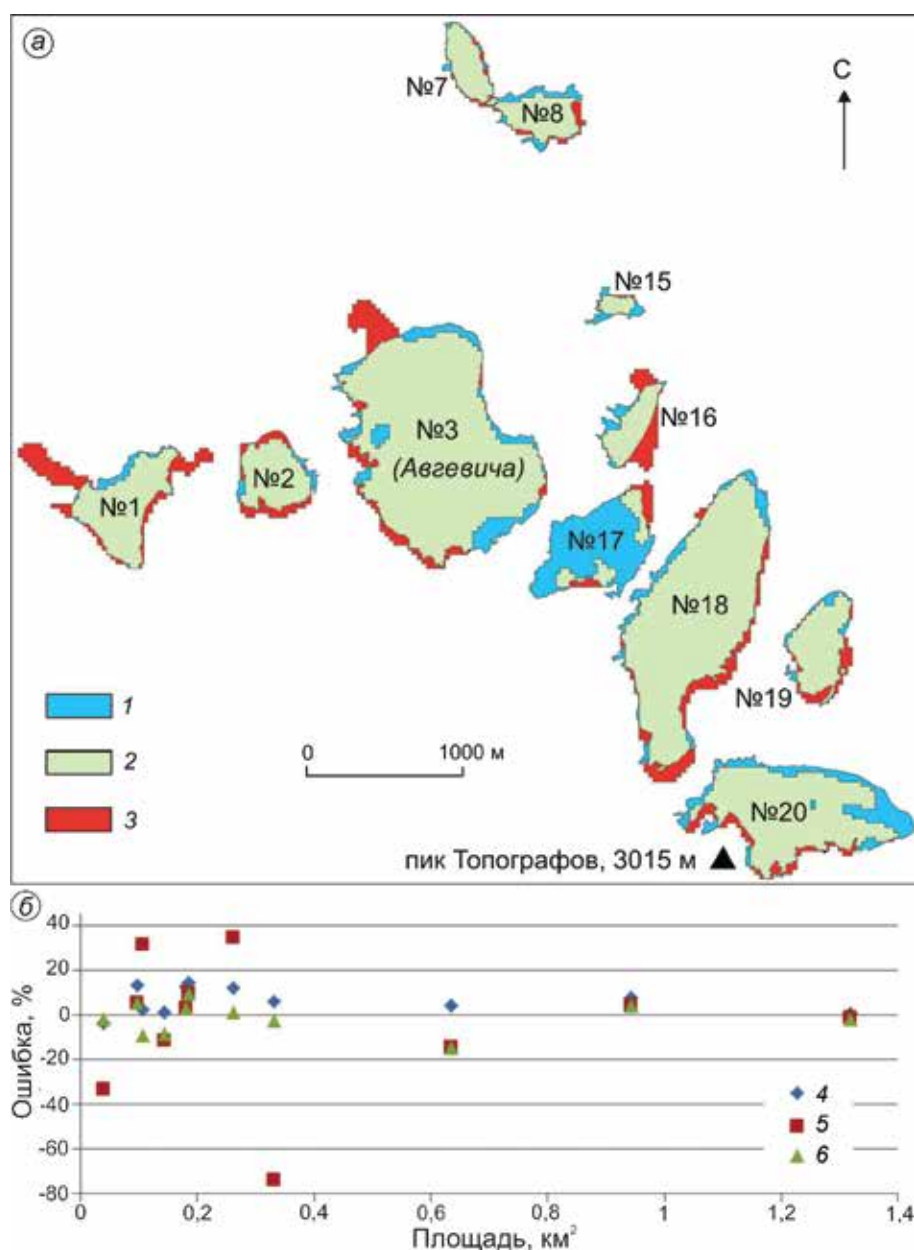


Рис. 2. Ошибки картирования ледников по снимкам Landsat на тестовом участке (пик Топографов):

a – карта, показывающая недооценённые (1), корректные (2) и переоценённые (3) площади ледников, дешифрированных автоматическим способом; цифры на карте – номера ледников; *б* – ошибки картирования ледников разных размеров при использовании ручного (4), автоматического (5) и полуавтоматического (6) методов

Fig. 2. Errors of glacier outlines derived from Landsat imagery on a test gerion (Peak Topografov):

a – map showing underestimated (1), correct (2) and overestimated (3) glacier areas mapped by automated technique; figures indicate the glacier numbers; *б* – mapping errors for glaciers of different sizes with using manual (4), automated (5) and semi-automated (6) techniques

торизации («ошибка оператора»), рассчитанная как стандартное отклонение площади ледника при его независимой десятикратной векторизации, не превышает $\pm 6\%$. В то же время индивидуальные ошибки автоматической классификации варьируют значительно: от -74 до $+35\%$.

Основные источники ошибочной классификации – приледниковые озёра, снежники, моренный покров и плотная облачность (рис. 2, *a*). Затенение ледников (или их частей) также существенно влияет на точность картирования, однако на данном тестовом участке оно имеет

второстепенное значение. Несмотря на большой разброс значений, средняя ошибка составляет всего -4% , что свидетельствует об уменьшении (взаимной компенсации индивидуальных погрешностей) ошибки измерения суммарной площади ледников при увеличении размера выборки. В целом, при автоматической классификации около 17% общей площади ледников недооценивается, а 13% — переоценивается.

Самую высокую точность даёт метод автоматической классификации с последующей ручной коррекцией на проблемных участках (полуавтоматический метод). При этом разброс индивидуальных отклонений площади уменьшается до 15% , при минимальном среднем значении $-1,4\%$ (см. рис. 2, б). Наши тесты показали, что наибольшее влияние на точность векторизации ледников оказывает не столько их размер, сколько закрытость его границ снежниками, моренным покровом и т.д. Ошибка полуавтоматического дешифрирования, осреднённая для разных размерных классов, лежит в пределах $\pm 6\%$. По сравнению с ручной векторизацией площадь ледников более $0,1 \text{ км}^2$ систематически занижается на несколько процентов. Известно, что систематическая ошибка зависит от размера ледника (увеличивается с уменьшением размера) и точности геопривязки [10]. Для тестового участка мы не обнаружили какой-либо зависимости ошибки от размера ледника, что, вероятно, объясняется небольшим числом малых ледников (площадью менее $0,1 \text{ км}^2$) в исследуемой выборке. Чтобы оценить величину ошибки, обусловленную размерностью, для нескольких ледников (площадью менее $0,1 \text{ км}^2$) вдоль их периметра была построена буферная зона шириной, равной $1/2$ пространственного разрешения снимка. Рассчитанная величина ошибки (т.е. площадь буферной зоны) для исследованных ледников не превышала $\pm 15\%$. В итоге, с учётом полученных количественных оценок, в данной работе приняты следующие градации ошибок полуавтоматического картирования: для ледников площадью менее $0,1 \text{ км}^2$ — $\pm 15\%$; $0,1-1,0 \text{ км}^2$ — $\pm 10\%$; более $1,0 \text{ км}^2$ — $\pm 5\%$. Для реконструированных ледников была принята погрешность 10% .

Каталог ледников 2000 г. Референтный Каталог ледников 2000 г. (КЛ2000) содержит 172 ледника общей площадью $16,6 \pm 1,9 \text{ км}^2$ и объёмом около $0,6 \text{ км}^3$. Ледники распространены между

$95,3-100,6^\circ$ в.д. и $51,7-54,4^\circ$ с.ш. Площади отдельных ледников варьируют от $0,02$ до $1,37 \text{ км}^2$. Преобладают небольшие ледники: 76% ледников имеют площадь менее $0,1 \text{ км}^2$. На их долю приходится 35% общей площади (рис. 3, а). Имеется только один ледник (Авгевича) площадью более $1,0 \text{ км}^2$ (8% общей площади). Наибольшая доля общей площади (41%) приходится на ледники размером $0,1-0,5 \text{ км}^2$. 36% ледников (см. рис. 3, б) имеют северо-восточную экспозицию, при этом максимальная суммарная площадь (43% , см. рис. 3, в) у ледников северной экспозиции. Высоты ледников немного увеличиваются от северо-восточных к юго-восточным экспозициям (см. рис. 3, г), что может быть связано с радиационными условиями. Большой разброс высоты ледников для всех секторов обусловлен влиянием локальных особенностей рельефа. Средний уклон увеличивается с уменьшением размера ледника (см. рис. 3, д), однако сильный разброс уклонов небольших ледников указывает на значительное влияние локальных условий. Распределение площади по высоте близко к нормальному, при этом 45% ледников сосредоточено в высотном интервале $2400-2700 \text{ м}$ (см. рис. 3, е). Средняя высота ледников $2260 \pm 340 \text{ м}$. Высота ледников и их границ питания увеличивается с северо-запада на юго-восток в соответствии с увеличением степени континентальности и общим повышением высоты хребта в юго-восточном направлении (см. рис. 3, ж—з).

Сравнение КЛ2000 и КЛ1950. Из 83 ледников площадью более $0,1 \text{ км}^2$, приведённых в Каталоге ледников СССР [2] по состоянию на 2000 г., нами идентифицировано 74 ледника. Девять ледников общей площадью $2,0 \text{ км}^2$ исчезли. Дополнительно мы включили в КЛ2000 98 «новых» ледников общей площадью $4,8 \pm 0,7 \text{ км}^2$. Разница в числе ледников, включённых в КЛ1950 и КЛ2000, вероятно, объясняется небольшими размерами «новых» ледников (90 ледников имеют площадь менее $0,1 \text{ км}^2$). Как уже отмечалось, при составлении КЛ1950 (дешифрирование аэрофотоснимков) часть настоящих ледников могла быть принята за снежники, особенно принимая во внимание повышенное количество зимних осадков в начале 1950-х годов (см. далее). Несмотря на общее увеличение числа ледников в КЛ2000, их суммарная площадь уменьшилась на $13,7 \text{ км}^2$ (табл. 2). Сокращение

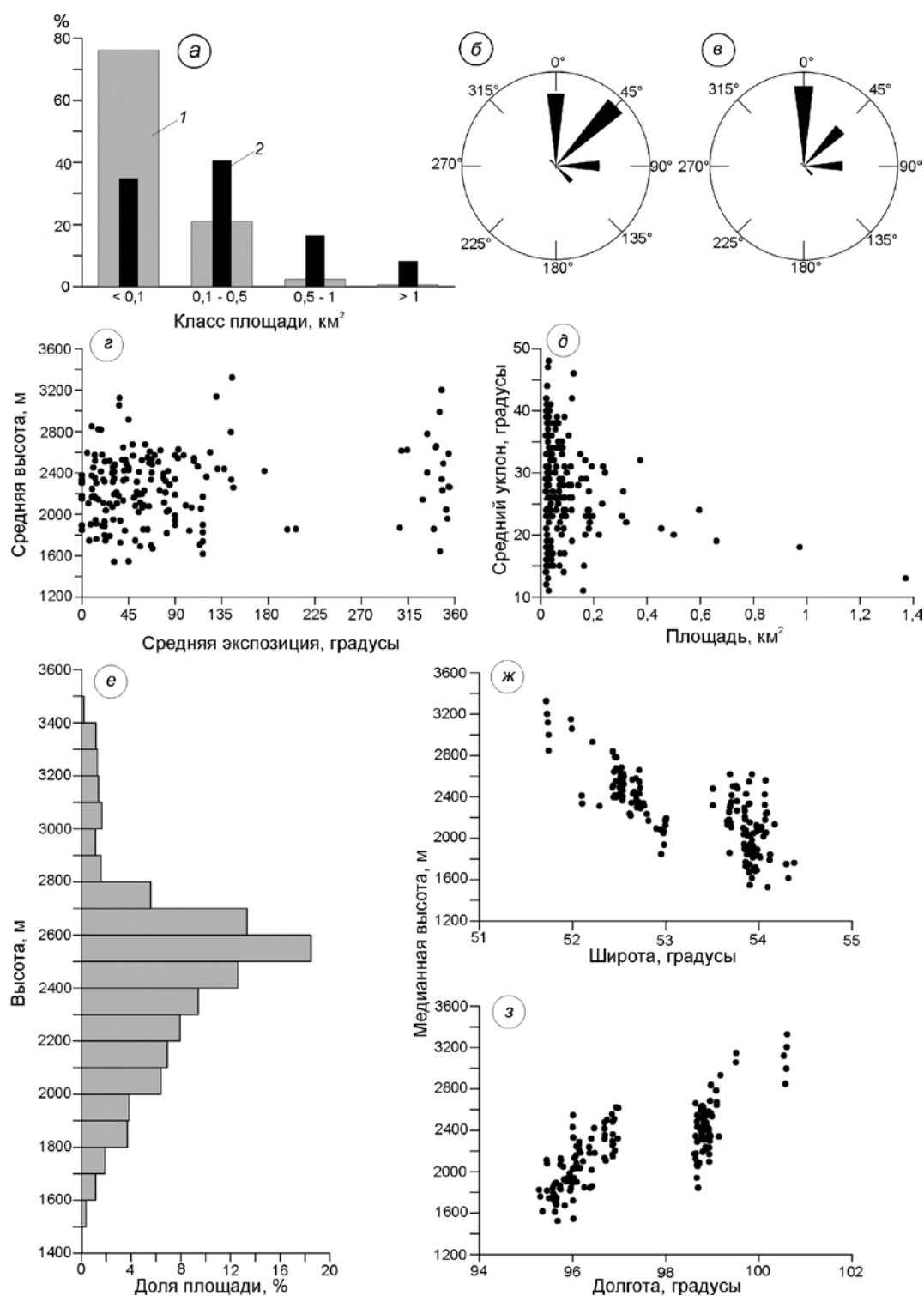


Рис. 3. Статистические характеристики КЛ2000:

распределение числа (1) и площади (2) ледников по классам размерности (а); распределение числа (б) и площади (в) ледников по экспозиции; распределение средней высоты по экспозиции (г); распределение среднего уклона по площади (д); распределение площади по высоте (е); распределение медианной высоты ледников по широте (ж) и долготе (з)

Fig. 3. Statistical characteristics of KL2000:

number (1) and area (2) of glaciers as functions of size class (a); number (б) and area (в) of glaciers as functions of aspect; mean glacier altitudes as a function of aspect (г); mean glacier slope as a function of area (д); area–elevation distribution of ice masses in 100 m elevation bins (е), median ice elevations and functions of latitude (ж) and longitude (з)

Таблица 2. Сравнительная характеристика ледников (по числу, площади и экспозиции) по данным КЛ1950 [2] и КЛ2000

Площадь ледников и экспозиция	Число ледников		Площадь ледников, км ²		Изменения	
	1950 г.	2000 г.	1950 г.	2000 г.	числа ледников	площади ледников, км ²
Площадь, км ² :						
менее 0,1	22	131	1,2	5,8±0,9	109	+4,6
0,1–0,5	61	36	12,7	6,7±0,7	–25	–6,0
0,5–1,0	18	4	11,3	2,7±0,3	–14	–8,6
более 1,0	4	1	5,1	1,4±0,1	–3	–3,7
<i>Итого</i>	<i>105</i>	<i>172</i>	<i>30,3</i>	<i>16,6±1,9</i>	<i>67</i>	<i>–13,7</i>
Экспозиция*:						
С	22	53	8,9	7,1±0,72	31	–1,8
СВ	43	62	12,5	4,6±0,58	19	–7,9
В	14	32	5,5	3,4±0,39	18	–2,1
ЮВ	3	16	1,9	1,1±0,14	13	–0,8
Ю	0	2	0,0	0,1±0,01	2	0,1
ЮЗ	0	1	0,0	0,0	1	0,0
З	0	0	0,0	0,0	0	0,0
СЗ	1	6	0,3	0,3±0,04	5	0,0
<i>Итого</i>	<i>83</i>	<i>172</i>	<i>29,1</i>	<i>16,6±1,9</i>	<i>89</i>	<i>–12,5</i>

*Ледники КЛ1950 площадью более 0,1 км².

числа и площади наблюдается во всех размерных группах, за исключением ледников площадью менее 0,1 км², число и площадь которых увеличились не только за счёт добавления «новых» ледников, но и в результате сокращения ледников более значительной (0,1–0,5 км²) площади (47 ледников общей площадью 2,3±0,3 км²).

Изменение площади ледников. Используя выборки ледников разной протяжённости (за основу взяты 83 ледника из КЛ1950), базирующиеся на данных пяти каталогизаций (на 1850, 1950, 1990, 2000 и 2010 гг.), мы сравнили изменения суммарной площади (в каждой выборке) за период с 1850 по 2010 г. в шести временных интервалах (табл. 3). С 1850 по 2000 г. прослеживается отчётливая тенденция последовательной деградации оледенения (на 59±22%), однако её скорость менялась во времени. Площадь отдельных ледников сократилась с 30 до 100% (рис. 4, 5). Характерно, что значения относительного сокращения и их разброс увеличиваются с уменьшением площади ледника, что связано со значительным усилением влияния локальных условий (топография, затенённость, микроклимат и т.д.) на динамику небольших ледников. Так, если ледники площадью менее 0,1 км² сократились в среднем на 76±24%, то ледники площадью более 1,0 км² – на 45±11%. Наибольшее сокращение

Таблица 3. Относительное изменение суммарной площади ледников в периоды с 1850 по 2010 г.

Период	Число ледников в выборке	Изменение площади, %	Скорость изменения, %/год
1850–1950*	50	–25	–0,25
1850–1990	55	–42	–0,30
1850–2000	63	–59±22	–0,40
1850–2010	63	–58	–0,36
1950*–1990	55	–24	–0,61
1950*–2000	68	–46	–0,93
1990–2000	67	–32	–3,19
1990–2010	67	–28	–1,42
2000–2010	75	+4	+0,38

*Использованы данные по открытой площади ледников из КЛ1950 [2].

(46%) пришлось на вторую половину XX в. При этом скорость деградации в 1950–2000 гг. была в 3,7 раза больше чем в 1850–1950 гг.

В последнее десятилетие XX в. наблюдалась ускоренная деградация площади ледников: около 3%/год, что в 11 раз выше скорости сокращения за период 1850–1990 гг. В 1990–2000 гг. сокращение площади наблюдалось у 9/10 исследованных ледников (максимальное сокращение на ледниках площадью 0,1–0,5 км²), при этом увеличение площади (1/10) отмечалось только у ледников площадью менее 0,1 км². В 2000–2010 гг. площадь

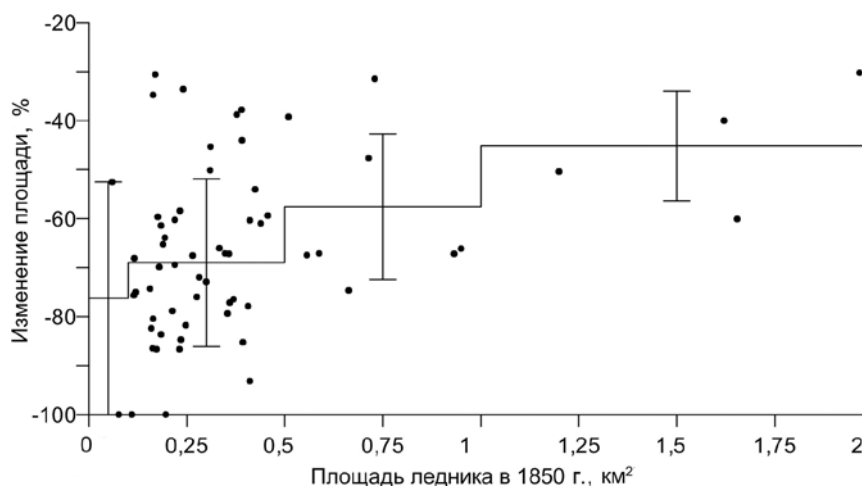


Рис. 4. Относительные изменения площади ледников в 1850–2000 гг. в зависимости от их размеров: Горизонтальные линии – средние значения по четырём классам размерности (меньше 0,1; 0,1–0,5; 0,5–1,0 и больше 1,0 км²); вертикальные линии – стандартные отклонения для каждой группы

Fig. 4. Relative glacier area changes from 1850 to 2000 versus glacier size: Horizontal lines indicate mean values of glacier area change for four size classes (< 0.1; 0.1–0.5; 0.5–1.0, and > 1.0 km²); vertical lines show standard deviation for each area class

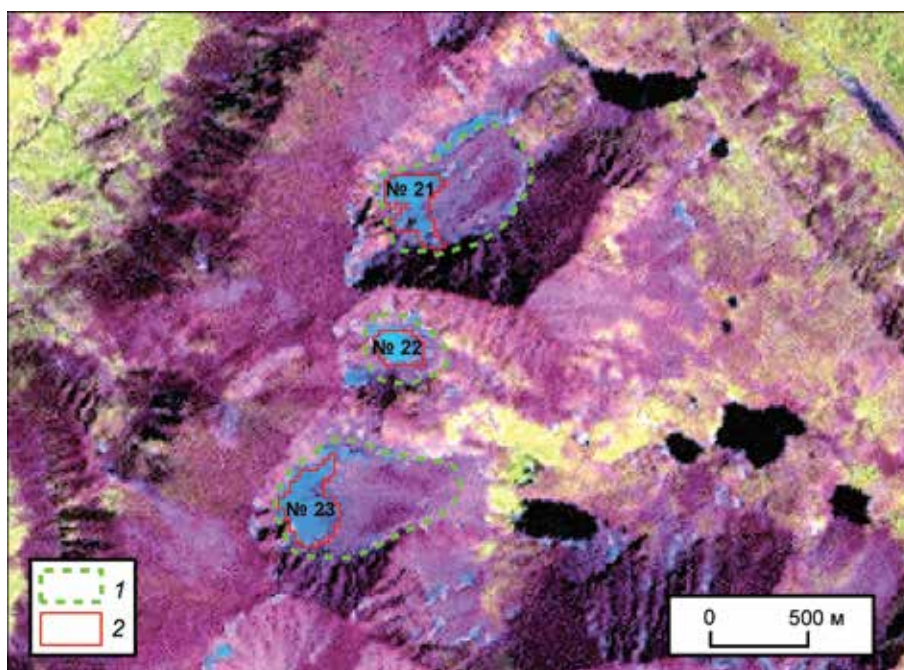


Рис. 5. Пространственные изменения границ ледников (№ 21–23) в верховьях правых притоков р. Хэлгин (бассейн р. Ока) между 1850 г. (1) и 2000 г. (2).

Подложка – снимок Landsat от 9.08.2001 г. (комбинация каналов 5, 4 и 3)

Fig. 5. Spatial changes of glaciers (№ 21–23) in the upper right-hand tributaries of Khelgin River (Oka watershed) between 1850 (1) and 2000 (2).

Landsat scene from 9.08.2001 is used as background (combination of bands 5, 4 and 3)

оледенения, наоборот, увеличилась на 4% преимущественно за счёт малых ледников. Так, на долю ледников менее 0,5 км² приходится 93% об-

щего увеличения площади в этот период и 71% её уменьшения, что показывает высокую чувствительность небольших ледников. Однако отме-

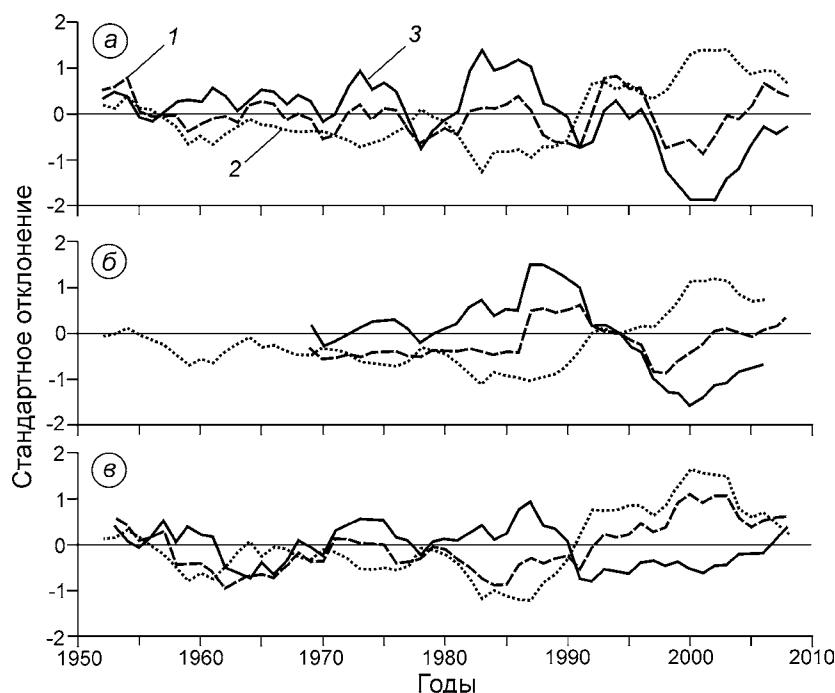


Рис. 6. Сглаженные по пятилетиям отклонения (нормированные за период 1950–2010 гг.) сумм осадков периода аккумуляции (сентябрь–июнь) (1), средней летней (июнь–август) температуры (2) и индекса баланса массы (3) по данным ГМС Иркутск (а), Орлик (б) и глобального сеточного архива W&M (в)

Fig. 6. Smoothed (5-year running) anomalies (normalized to the period of 1950–2010) of accumulation season precipitation (September–June) (1), mean summer (June–August) temperature (2) and mass balance index (3) based on weather station records of Irkutsk (a), Orlik (b) and gridded W&M climatology (c)

ченный рост площади статистически незначим, поскольку он не превышает принятую величину максимальной ошибки ($\pm 15\%$).

Климатические изменения в 1950–2010 гг. Поскольку сокращение размеров ледников связано с изменениями баланса массы, для оценки связи между региональным климатом и ледниковой динамикой проанализированы многолетние изменения осадков периода аккумуляции (сентябрь–июнь, когда осадки выпадают преимущественно в твёрдом виде) и средней летней (июнь–август) температуры как показателей аккумуляции и абляции за период 1950–2010 гг. (рис. 6). Для этого использованы данные ГМС Иркутск и Орлик, а также сеточного климатического архива W&M. За исследуемый период изменения осадков не имеют выраженного тренда и характеризуются квазипериодическими колебаниями. Несмотря на имеющиеся различия между анализируемыми временными рядами (коэффициенты корреляции 0,20–0,34), обусловленные пространственной неоднородностью в распределении осадков, можно отметить и ряд схожих

черт. Так, положительные аномалии осадков наиболее часто наблюдались в первой половине 1950-х, 1990-х и во второй половине 2000-х годов, а отрицательные – в 1960–80-х и второй половине 1990-х годов (ГМС Иркутск и Орлик).

В отличие от осадков летняя температура имеет менее выраженные пространственные различия (коэффициенты корреляции 0,89–0,94). В 1950–80-х годах температура снижалась, причём летние сезоны первой половины 1980-х годов были самыми прохладными. На фоне общего снижения кратковременные повышения летней температуры наблюдались в 1960-х и конце 1970-х годов. С середины 1980-х годов летняя температура в регионе интенсивно росла, а пик потепления пришёлся на 2002 г., после этого температурный тренд вновь сменил знак на отрицательный. Разность между нормированными значениями зимних осадков и летней температуры можно рассматривать в качестве упрощённого индекса (см. рис. 6), который характеризует влияние регионально-осреднённого климата на баланс массы ледников без учёта локальных фак-

торов [16]. Индексы, рассчитанные по данным ГМС и архива W&M, хорошо коррелируют между собой (коэффициент корреляции 0,46–0,60).

Наиболее благоприятные климатические условия для увеличения баланса массы ледников наблюдались в 1950-х и особенно в 1980-х годах. В то же время, примерно с середины 1990-х до середины 2000-х годов климатические условия в регионе, наоборот, способствовали уменьшению баланса массы ледников. Таким образом, изменения площади ледников в последние десятилетия хорошо согласуются с изменениями регионального климата. Так, ускоренная дегляциация в 1990–2000 гг. соответствует отрицательной аномалии твёрдых осадков на фоне интенсивного роста летней температуры, а стабилизация ледниковой динамики в 2000–2010 гг. согласуется с положительной аномалией осадков на фоне снижения летней температуры.

Обсуждение результатов

Применение различных технологий картирования ледников (автоматическое, полуавтоматическое, ручное) на тестовом участке с использованием многоканального изображения Landsat и высокоразрешающего снимка WorldView-1 показало, что ошибка полуавтоматического картирования даже для небольших ледников не превышает 15%. По данным [17], ошибка картирования ледников на снимках среднего разрешения (около 30 м/пиксель) увеличивается с уменьшением их размера и для малых ледников (площадью менее 0,5 км²) может превышать 25%. Это связано главным образом с ошибочной классификацией небольших снежников. Действительно, на снимках Landsat (в отличие от снимков субметрового разрешения) практически не видны многие характерные особенности морфологии ледников (трещины, участки открытого льда под снегом или моренным покровом, резкие изменения высоты поверхности). Однако фильтрация автоматически классифицированных полигонов по размеру (в нашем случае полигоны площадью менее 0,02 км² удалялись), наряду с ручной коррекцией на проблемных участках, значительно повышает точность картирования. Часто большая проблема дешифрирования небольших ледников обусловлена закрытостью их

поверхностной мореной [18]. Однако площадь моренного покрова большинства ледников Восточного Саяна незначительна, что существенно снижает вероятность данного источника ошибки. Для этих ледников основная проблема — либо наличие сезонного снежного покрова, либо затенение ледника (или его частей).

В настоящей работе из-за отсутствия высоко-разрешающих снимков мы не оценивали ошибку картирования полностью или частично затенённых ледников, которые довольно многочисленны на снимке Landsat 140/022 (см. рис. 1). Влияние сезонного снежного покрова на точность дешифрирования малых ледников определяет важность подготовительного этапа работы, связанного с выбором наиболее оптимальных (по времени съёмки) снимков. Ошибки измерения площади ледников, связанные с разными параметрами качества исходного снимка, могут взаимно компенсироваться, как это было установлено на тестовом участке. При этом суммарная ошибка минимизируется при увеличении размера выборки. В целом, автоматическое картирование ледников с использованием многоканальных космических изображений (например, Landsat, Aster) с последующей ручной коррекцией на проблемных участках можно считать оптимальным при выполнении массовой каталогизации ледников на достаточно большой площади. Основные его преимущества таковы: дешевизна (почти все снимки Landsat находятся в свободном доступе), минимальные трудозатраты и, наконец, сведение фактора «субъективного дешифрирования» к минимуму.

Ледники Восточного Саяна с конца МЛП (~1850 г.) проявляют отчётливую тенденцию к сокращению, при этом масштабы дегляциации (1850–2000 гг., $59 \pm 22\%$, или около 0,40%/год) близки к максимальным оценкам, полученным в других районах Евразии, например на Алтае и в Альпах. Так, по данным [19], ледники массивов Талдуайр и Монгун-Тайга-малая в юго-восточном Алтае с конца МЛП по 2001 г. потеряли соответственно 61% (0,34%/год) и 74% (0,41%/год). В то же время масштабы сокращения ледников Восточного Саяна в разы больше чем, например, в массиве Буордах (хр. Черского) (МЛП–2001 гг., -17% , т.е. $-0,11 \%$ /год) [20]. По нашему мнению, эти различия можно объяснить более южным (на 12°) положением восточно-саянских ледников, способствующим их повышенной абляции.

Ускоренная дегляциация ледников Восточного Саяна в последнем десятилетии XX в. отчётливо проявилась и в других районах. Так, после 1995 г. скорость относительного сокращения площади ледников Кодара резко выросла по сравнению с предшествующим периодом 1974–1995 гг. [21]. По данным [22], в Альпах в 1973–1998 гг. ледники сокращались в три раза быстрее, чем в 1850–1973 гг., а в 1985–1998 гг. — в семь раз быстрее.

Изменения площади оледенения Восточного Саяна, по крайней мере в 1950–2010 гг., хорошо согласуются с климатическими колебаниями. При этом динамика ледников даже на относительно коротких (десятилетних) временных интервалах определяется соотношением таких параметров, как зимние осадки и летняя температура. Наибольшей чувствительностью к изменениям климата отличаются небольшие ледники (до $0,5 \text{ км}^2$), составляющие основную долю в оледенении Восточного Саяна. Однако эволюция малых форм оледенения обусловлена не только региональным климатом, но и локальными факторами, связанными с морфологией ледниковых бассейнов, как это было показано на примере ледников Кодара [16, 21]. Анализ современных ледниковых изменений в горных районах России показал, что климатические изменения определяют общую тенденцию сокращения оледенения, а её пространственные особенности зависят от органографических факторов [23]. Дальнейшие исследования будут направлены на детальное изучение связей между морфологическими особенностями ледников Восточного Саяна и их динамикой. Результаты нашего исследования подтверждают вывод, что континентальные ледники юга Восточной Сибири очень чувствительны к изменениям климата с конца МЛП [18, 24].

Выводы

В результате выполненных исследований обновлена информация о состоянии ледников Восточного Саяна на рубеже XX и XXI вв. На основе многоканальных космических изображений Landsat (TM/ETM+) с применением ГИС-технологий впервые составлен электронный Каталог ледников по состоянию на 2000 г. (КЛ2000), содержащий 172 ледника общей площадью $16,6 \pm 1,9 \text{ км}^2$. По сравнению с более

ранними данными Каталога ледников СССР (КЛ1950) в КЛ2000 вошли 98 «новых» ледников площадью $4,8 \text{ км}^2$, при этом девять ледников площадью $2,0 \text{ км}^2$ деградировали. Ледники дешифрированы полуавтоматическим методом, который предусматривал: автоматическую классификацию изображения; преобразование и конвертацию классифицированных пикселей в полигоны; фильтрацию полигонов площадью менее $0,02 \text{ км}^2$ и ручную коррекцию ледниковых контуров на проблемных участках. Анализ результатов дешифрирования ледников на снимках среднего (Landsat) и высокого (World View-1) разрешения (на тестовом участке) показал, что ошибка дешифрирования малых ледников не превышает 15%, при этом наибольший вклад в неё вносят сезонный снежный покров и затенённость.

На основе выборки различной длины получены количественные оценки изменения площади оледенения Восточного Саяна за период 1850–2010 гг. С середины XIX в. к 2000 г. площадь сократилась на $59 \pm 22\%$ ($0,40\%/год$). В 1990–2000 гг. ледники сокращались наиболее интенсивно: на порядок быстрее, чем за период 1850–1990 гг. В 2000–2010 гг. площадь оледенения незначительно (на 4%) увеличилась за счёт ледников площадью менее $0,5 \text{ км}^2$. В целом, изменения ледниковой площади в 1950–2010 гг. согласуются с изменениями регионального климата (зимние осадки и летняя температура). Ускоренная дегляциация 1990–2000 гг. наблюдалась при отрицательной аномалии зимних осадков на фоне роста летней температуры. Некоторая стабилизация ледников в 2000–2010 гг. связана с положительной аномалией зимних осадков на фоне снижения летней температуры. Помимо общеклиматических, существенно влияют на динамику малых ледников локальные факторы, связанные с особенностями вмещающего рельефа и микроклимата отдельных ледников.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 15-05-04525). Авторы благодарят двух анонимных рецензентов за ценные замечания к статье.

Acknowledgements. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 15-05-04525). Authors thank two anonymous reviewers for their valuable comments to the article.

Литература

1. Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томского технологич. ин-та. 1908. Т. 9. Вып. 1. 47 с.
2. Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 3–5. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 37 с.
3. Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО. 1965. Т. 97. Вып. 2. С. 176–180.
4. Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и прир. ресурсы. 2009. № 3. С. 101–108.
5. Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 45–54.
6. Paul F., Barry R., Cogley J., Frey H., Haeberli W., Ohmura A., Ommanney C.S.L., Raup B., Rivera A., Zemp M. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (53). P. 119–126.
7. Электронный ресурс: Global Land Cover Facility. <http://www.landcover.org>
8. 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 // Review Geophysics. 2007. V. 45. P. 1–33. doi: 10.1029/2005RG000183.
9. Электронный ресурс: SRTM 90 m Digital Elevation Data. <http://srtm.csi.cgiar.org>
10. Bolch T., Menounos B., Wheate R. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005 // Remote Sensing of the Environment. 2010. V. 114 (1). P. 127–137. doi: 10.1016/j.rse.2009.08.015.
11. Paul F., Kääb A. Perspectives on the production of a glacier inventory from multispectral satellite data in Arctic Canada: Cumberland Peninsula, Baffin Island // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 59–66.
12. Andreassen L.M., Paul F., Kääb A., Hausberg J.E. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s // The Cryosphere. 2008. V. 2. P. 131–145. doi: 10.5194/tc-2-131-2008.
13. Электронный ресурс: ВНИИГМИ-МЦД. <http://www.meteo.ru>
14. Электронный ресурс: Terrestrial Air Temperature: 1900–2010 Gridded Monthly Time Series (Version 3.01) http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2011/README.GlobalTsT2011.html
15. Электронный ресурс: Terrestrial Precipitation: 1900–2010 Gridded Monthly Time Series (Ver-

References

1. Peretolchin S.P. Glaciers of the Munch-Sardyk Ridge. *Izvestiya Tomskogo tekhnologicheskogo instituta*. Proc. of the Tomsk Technological Institute. 1908, 9 (1): 47 p. [In Russian].
2. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 3–5. Is. 2. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 37 p. [In Russian].
3. Maksimov E.V. On glaciers of the Munch-Sardyk massif in Eastern Sayan. *Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva*. Bulletin of the USSR Geographical Society. 1965, 97 (2): 176–180. [In Russian].
4. Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. Results of 100-year observations on the dynamics of glacial geosystems on Munch-Sardyk massif. *Geografiya i prirodnnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2009, 3: 101–108. [In Russian].
5. Osipov E.Y., Ashmetiev A.Y., Osipova O.P., Klevtsov E.V. New glacier inventory of the south-eastern Eastern Sayan. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2013, 3 (123): 45–54. [In Russian].
6. Paul F., Barry R., Cogley J., Frey H., Haeberli W., Ohmura A., Ommanney C.S.L., Raup B., Rivera A., Zemp M. Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (53): 119–126.
7. Electronic resource: Global Land Cover Facility. <http://www.landcover.org>
8. 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. *Review Geophysics*. 2007, 45: 1–33. doi: 10.1029/2005RG000183.
9. Electronic resource: SRTM 90 m Digital Elevation Data. <http://srtm.csi.cgiar.org>
10. Bolch T., Menounos B., Wheate R. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing Environment*. 2010, 114 (1): 127–137. doi: 10.1016/j.rse.2009.08.015.
11. Paul F., Kääb A. Perspectives on the production of a glacier inventory from multispectral satellite data in Arctic Canada: Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 59–66.
12. Andreassen L.M., Paul F., Kääb A., Hausberg J.E. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere*. 2008, 2: 131–145. doi: 10.5194/tc-2-131-2008.
13. Electronic resource: RIHMI-WDC. <http://www.meteo.ru>
14. Electronic resource: Terrestrial Air Temperature: 1900–2010 Gridded Monthly Time Series (Version 3.01) http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2011/README.GlobalTsT2011.html
15. Electronic resource: Terrestrial Precipitation: 1900–2010 Gridded Monthly Time Series (Ver-

- sion 3.01) http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2011/README.GlobalTsP2011.html
16. Osipov E.Y., Osipova O.P. Glaciers of the Levaya Sygyska River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades // *Environment Earth Sciences*. 2015. V. 74 (3). P. 1969–1984.
 17. Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M. The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014. V. 46. № 4. P. 933–945.
 18. Osipov E.Y., Osipova O.P. Mountain glaciers of south-east Siberia: current state and changes since the Little Ice Age // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55 (66). P. 167–176.
 19. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В. Современное оледенение хребта Чихачёва (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42.
 20. Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R. A glacier inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2008. V. 40. № 1. P. 81–88.
 21. Stokes C.R., Shahgedanova M., Evans I.S., Popovnin V.V. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 101. P. 82–96.
 22. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
 23. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я. Новые данные о современных изменениях ледников горных районов России // *ДАН*. 2015. Т. 464. № 6. С. 727–734.
 24. Осипов Э.Ю., Осипова О.П. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 2 (130). С. 33–41. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-33-41.
 16. Osipov E.Y., Osipova O.P. Glaciers of the Levaya Sygyska River watershed, Kodar Ridge, southeastern Siberia, Russia: modern morphology, climate conditions and changes over the past decades. *Environment Earth Sciences*. 2015, 74 (3): 1969–1984.
 17. Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M. The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014, 46 (4): 933–945.
 18. Osipov E.Y., Osipova O.P. Mountain glaciers of south-east Siberia: current state and changes since the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (66): 167–176.
 19. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V., Bantsev D.V. Current glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) and its dynamics after maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2016, 56 (1), 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42. [In Russian].
 20. Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R. A glacier inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2008, 40 (1): 81–88.
 21. Stokes C.R., Shahgedanova M., Evans I.S., Popovnin V.V. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia. *Global and Planetary Change*. 2013, 101: 82–96.
 22. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Research Letters*. 2004, 31: L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
 23. Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Murav'ev A.Y. New data on current changes in the mountain glaciers of Russia. *Doklady Akademii Nauk*. Doklady Earth Sciences. 2015, 464 (6): 727–734. [In Russian].
 24. Osipov E.Y., Osipova O.P. Dynamics of glaciation in the South East Siberia Mountains over the past 160 years. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2015, 55 (2): 33–41. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-33-41. [In Russian].

Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг.© 2017 г. А.В. Погорелов¹, Е.С. Бойко¹, Д.А. Петраков^{2*}, Е.Н. Киселев¹¹Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*dpetrakov@gmail.com

Fluctuations of the Fisht Glacier (West Caucasus) over 1909–2015A.V. Pogorelov¹, E.S. Boyko¹, D.A. Petrakov^{2*}, E.N. Kiselev¹¹Kuban State University, Krasnodar, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*dpetrakov@gmail.com

Received September 18, 2016

Accepted February 22, 2017

Keywords: *aerial survey, climate change, digital elevation model, glacier dynamics, LIDAR, UAV, Western Caucasus.***Summary**

We have generalized observation data on the Fisht Glacier – the most western glacier in the Caucasus located at Pshekha and Belaya rivers headwaters at elevation 2450–2750 m asl. Considering location of the Fisht Glacier we might refer it as one of the most sensitive to climate change glaciers in the Caucasus. We used following materials: sketch map (1909), aerial photos (1954), topographic map (1957), detailed map (1:5000, 1982), LIDAR survey data (2010) and finally UAV data (2015). In two latter cases the horizontal and vertical uncertainties were less than 1 m. We note considerable shrinkage of glacier area from 0.9 ± 0.1 to 0.5 ± 0.01 km² in 1909–2015, retreat of glacier termini was assessed as 200 ± 20 m (eastern snout) and 350 ± 20 m (western snout). We consider that during 1982–2010 the glacier was close to equilibrium, but during 2010–2015 glacier surface elevation lowering up to 15–20 m was accompanied by abrupt decrease of glacier area at about 15%. According to the data from nearest weather stations (Guzerip' and Krasnaya Polyana) and snow surveys over Pshekha catchment rapid glacier downwasting in 2010–2015 could be explained by significant decrease of October–May (accumulation season) precipitation and snow thickness accompanied by increase June–September (ablation season) of air temperature in comparison to 1982–2010. During 2010–2015 mean ablation assessed through degree-day factor (DDF) was about 800 mm w.e. more than during 1982–2010. Basing on geodetical data on glacier change in 1982–2010 and ablation values assessed using DDF (4600 mm w.e.) we have roughly estimated mean accumulation at the Fisht Glacier as 4500 mm w.e. In 2010–2015 mean accumulation was at least 600 mm w.e. lower than in 1982–2010. As a result glacier in 2010–2015 the Fisht Glacier lost at least 1500 mm w.e. more than in 1982–2010. Basing on obtained results we could adjust regional pattern of glacier response to climate change in the Caucasus. Rarely applied in Russia both LIDAR and UAV techniques are recognized as precise tools for mapping of glacier surface in high mountains.

Citation: Pogorelov A.V., Boyko E.S., Petrakov D.A., Kiselev E.N. Fluctuations of the Fisht Glacier (West Caucasus) over 1909–2015. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (4): 498–506. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-498-506

Поступила 18 сентября 2016 г.

Принята к печати 22 февраля 2017 г.

Ключевые слова: *аэросъёмка, беспилотник, воздушное лазерное сканирование, динамика ледника, Западный Кавказ, изменения климата, цифровая модель рельефа.*

Обобщены данные наблюдений за ледником Фишт – самым западным в ледниковой системе Кавказа. Результаты аэросъёмок и наземных измерений охватывают период 1909–2015 гг. За 100 лет (1909–2010 гг.) площадь ледника сократилась с 0,9 до $0,59 \pm 0,01$ км². В 2011–2015 гг. ледник сократился на 15% (до $0,5 \pm 0,01$ км²) вследствие изменений метеоусловий 2011–2015 гг. по сравнению с 1982–2010 гг. Апробированные на леднике технологии съёмки поверхности воздушным лазерным сканированием и с беспилотного летательного аппарата показали их применимость в горных условиях.

Постановка проблемы и обзор предыдущих исследований

На обширной территории Кавказа исследования современных изменений ледников сосредоточены почти исключительно на Центральном Кавказе. При этом Западный Кавказ, существен-

но отличающийся по климатическим условиям, морфологии и режиму ледников, остаётся почти не изученным. Формирование сезонного снежного покрова и осадков в разных секторах Кавказа имеет слабую пространственную корреляцию [1], что косвенно указывает на относительную независимость поведения ледников в этих секторах.

Анализ современных изменений размеров ледников на Западном Кавказе вносит свой вклад в представления о деградации горного оледенения, признаки усиления которой в последние годы отмечаются почти повсеместно.

Настоящая работа — продолжение исследований ледника Фишт (другое распространённое название — Большой Фиштинский ледник), ранее обобщённых в статье [2]. В основу исходных данных положены материалы Н.А. Морозова [3], результаты тахеометрической съёмки Б.А. Тарчевского в 1982 г., а также материалы воздушного лазерного сканирования (ВЛС) и аэрофотосъёмки 2010 г. В качестве дополнительных данных, развивающих представления о динамике и современном состоянии ледника, использованы результаты аэрофотосъёмки 1954 г., топографические материалы масштаба 1:25 000 за 1957 г. и измерения на леднике, сделанные в 2015 г.

Н.А. Морозову [3] принадлежит первое развёрнутое и квалифицированное исследование геологического строения района массивов Фишт и Оштен, на фоне которого весьма подробно рассматриваются и ледники этой территории. Исследование студента Морозова, содержащее «план Фиштинских ледников» по состоянию на начало осени 1909 г., не потеряло актуальности и сегодня. Результаты исследования ледника Фишт в 1929 г. опубликовал Г.Г. Григор [4, 5], у которого описание ледника Фишт в значительной степени совпадает с текстом Н.А. Морозова при одном существенном дополнении: у Г.Г. Григора приведена длина среднего языка (620 м).

В начале августа 1982 г. Б.А. Тарчевским в составе экспедиции Краснодарской краевой гидрометеорологической обсерватории выполнены первые инструментальные измерения ледника Фишт — тахеометрическая съёмка, по данным которой построен план в масштабе 1:5000. Во время съёмки почти весь ледник был покрыт снегом, отсюда и неточности в определении контуров ледника (особенно в тыловой части). Однако ценность съёмки состояла в получении высотных отметок, которые позволили в первом приближении оценить объёмные изменения ледника за последние десятилетия [2].

В сентябре 2010 г. выполнены воздушное лазерное сканирование и аэрофотосъёмка района массива Фишт. Использование технологии ВЛС для высокоточного описания гляциологических объектов в горах рассмотрено в работах [2, 6, 7]. В сен-

тябре 2015 г. на леднике сотрудниками кафедры геоинформатики Кубанского государственного университета и кафедры криолитологии и гляциологии МГУ имени М.В. Ломоносова выполнена съёмка с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Наш опыт применения БПЛА при исследовании ледников рассмотрен в работе [8].

Ледник Фишт — один из редких гляциологических объектов на территории России, где апробированы самые современные технологии высокоточных пространственных измерений. По материалам воздушного лазерного сканирования, уникального для ледников России, и аэрофотосъёмки 2010 г. построена детальная модель поверхности ледника и окружающих склонов с пространственным разрешением 1 м (рис. 1), которая служит картографической основой для последующих оценок эволюции объекта.

В публикации [2] отражены изменения ледника Фишт в 1909–2010 гг. по данным наблюдений из разных источников. Количественные оценки изменений получены по данным инструментальных измерений: тахеометрической съёмки 1982 г. и воздушного лазерного сканирования 2010 г. За 100 лет (1909–2010 гг.) площадь ледника уменьшилась с 0,9 до 0,59 км², отступление двух языков (ледник двуязычный) в плане составило 140 м для восточного языка и 275 м для западного. Вероятно, по причине различной интерпретации данных Морозова, наша оценка несколько расходится с данными исследования [9], указывающими на отступление восточного языка на 201,8 м за этот же период и практически не оценивающими отступление западного языка. В 1980–2010 гг. ледник находился в квазистационарном состоянии без существенных сокращений площади и понижения поверхности [2]. Однако фактическая площадь ледника в 1982 г. могла быть больше на 0,05 км², чем подсчитанное по плану (таблица) из-за неточностей в определении границ ледника в тыловой части. Снимок 1954 г. в сочетании с имеющейся ЦМР удачно дополнил хронологический ряд измерений ледника (рис. 2).

Объект исследования

Выбор в качестве объекта исследования ледника Фишт обусловлен относительно высоким уровнем его изученности, а главное — наличием инструментальных съёмок прошлых лет, включая

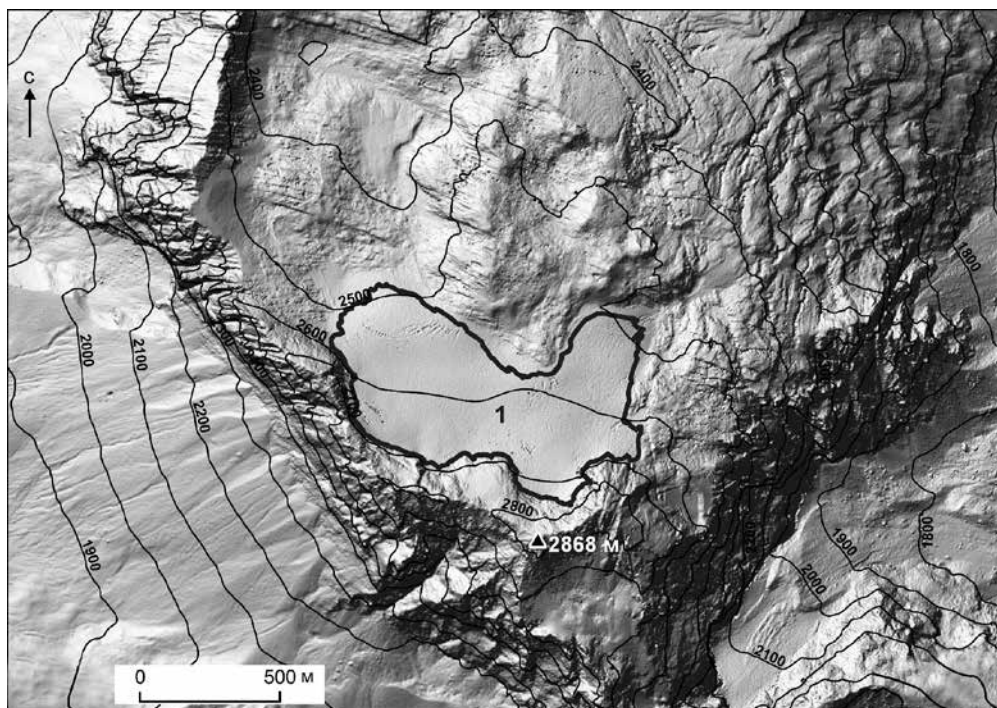


Рис. 1. Цифровая модель рельефа (светотеневая отмывка) в районе ледника Фишт.

Разрешение 1 м/пиксель. 1 – контур ледника Фишт в 2015 г.

Fig. 1. Digital elevation model (black and white wash-drawing) around the Fisht Glacier.

Spatial resolution 1 m/pixel. 1 – The Fisht Glacier outline in 2015

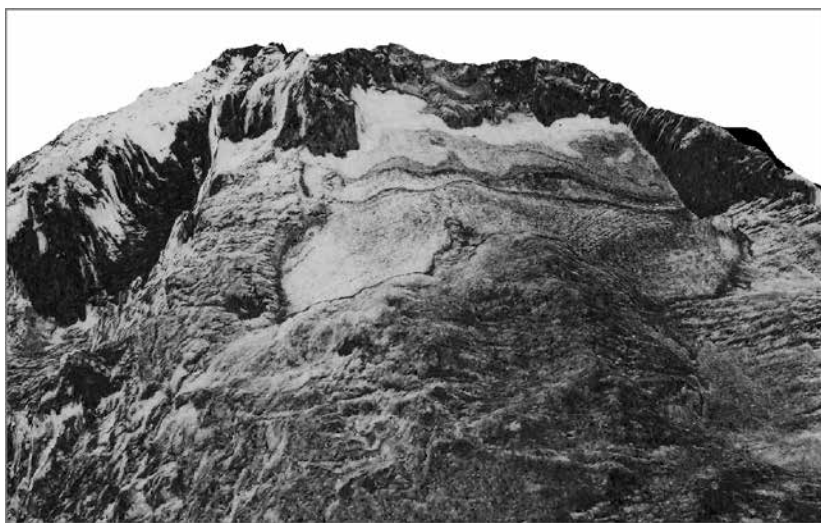


Рис. 2. 3D-модель рельефа, драпированная аэрофотоснимком 1954 г.

Fig. 2. 3D digital terrain model combined with aerial image in 1954

измерения положения конца ледника [9]. Кроме того, ледник отличается рядом гляциоклиматических и морфологических особенностей и интересен как географический объект. Гора Фишт (высшая отметка 2868 м) (см. рис. 2) расположена на Западном Кавказе в междуречье Белой и Пшехи; это – самый западный очаг современного оледенения на Кавказе. Горный массив Фишт сложен массивными юрскими рифогенными известняками. Поверхностный сток в районе ледника отсутствует из-за обилия рвов, трещин, воронок и других поверхностных и подземных карстовых форм.

Ледник Фишт отличается своеобразием морфологии и условий питания с коэффициентом концентрации снега близким к единице, что не характерно для ледников Кавказа. В Каталоге ледников [10] он отнесён к морфологическому типу висячий каровый, чрезвычайно распространённому в бассейне р. Кубань. В действительности, морфология ледника Фишт сочетает в себе черты карового ледника (имеется чашеобразная впадина в привершинной части склона, выработанная ледником) и ледника плоской вершины (находится на выровненной наклонной поверх-

Сведения о леднике Фишт из разных источников

Характеристика	Схема Н.А. Морозова (1909 г.) [3]	Аэрофотоснимок 22.09.1954 г.	Каталог ледников СССР [10]	В.Д. Панов, 1968 г. [12]	План Б.А. Тарчевского (1982 г.) [2]	Данные воздушного лазерного сканирования (сентябрь 2010 г.) [2]	Данные съёмки беспилотником (сентябрь 2015 г.)
Наибольшая длина, км	1,3	1,2	1,2	–	1,1	1,15±0,01	1,08±0,01
Площадь ледника, км ²	0,9	0,79	0,9	0,8	0,61	0,59±0,01	0,50±0,01
Высота нижней точки, м	2390	2430±10	2450	–	2450	2450±5	2480±5
Высота высшей точки, м	2790	2745±10	2750		2745±5	–	
Высота фирновой линии, м	–	–	2640 (10.10.1965)		2620*±5	2615*±5	
Общая площадь области абляции, км ²	–	0,47±0,01	0,6 (10.10.1965)	–	–	0,46±0,01	0,35±0,01

*Приведено среднее положение фирновой линии. Прочерки – нет сведений.



Рис. 3. Запуск малого беспилотника на леднике Фишт (24.09.2015)
Fig. 3. Take-off of small drone at the Fisht Glacier, 24 September 2015

ности) [11]. Согласно Каталогу ледников СССР, площадь ледника Фишт равна 0,9 км² при длине 1,2 км. По данным В.Д. Панова [12], в октябре 1965 г. площадь его была 0,8 км². При этом длина ледника, измеряемая от конца до верхней его границы, скорее характеризует его ширину, поскольку длинная ось расположена поперёк и вкось преобладающего движения льда.

Методика съёмки малым беспилотным летательным аппаратом

В 2015 г. на Фиштинском леднике авторами была выполнена стереофотосъёмка с помощью сверхлёгкого беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Методика подобной съёмки и дальнейшей обработки материалов для высокогорных ледников в 2014 г. была апробирована на леднике Колка [8] и показала хорошие результаты. Съёмка выполнялась камерами Canon с помощью малого квадрокоптера (рис. 3). Масса летательного аппарата с камерой не превышала 1,3 кг. Съёмка выполнялась по маршрутам. Всего были отсняты два маршрута и получено 343 фотографии, использованные при построении модели. В процессе стереофотосъёмки получены снимки местности с высоты 70–100 м с продольным перекрытием 65–75% и поперечным перекрытием не менее 30%. Пространственное разрешение снимков – 7 см. По техническим причинам в 2015 г. не удалось выполнить съёмку верхней трети ледника, однако, исходя из анализа материалов предыдущих лет, верхняя граница ледника претерпела минимальные изменения, сопоставимые с погрешностями съёмки. Именно поэтому верхняя граница ледника в 2015 г. на схемах совпадает с границей 2010 г.

Цифровое моделирование местности и рельефа по материалам съёмки с помощью малого БПЛА на первом этапе выполнялось в программе Agisoft Photoscan, куда были внесены снимки и координаты опознаков. При обработке в программе Agisoft Photoscan, помимо внутренних трёхмерных моделей, получены ортофотоплан и облако точек, конвертируемые во внешние форматы. Далее для создания модели рельефа использовались программное обеспечение TerraScan для фильтрации точек и разделения полученных материалов на классы, а также программы ArcGIS и SAGA для дальнейшей работы с моделями рельефа и местности.

Оценка точности съёмок 2010 и 2015 гг.

В результате аэросъёмки 2010 г., включавшей в себя воздушное лазерное сканирование и цифровую аэрофотосъёмку, получены облака точек лазерного отражения со средней плотностью не менее двух точек на 1 м^2 , а также аэрофотоснимки с пространственным разрешением не меньше 20 см. Точность съёмки соответствовала требованиям к созданию топографических карт и планов масштаба 1:2000 и была не меньше 30 см в плане и 15 см по высоте. Точность ортофотопланов, построенных по материалам аэрофотосъёмки 2010 г., выполненной синхронно с воздушным лазерным сканированием, также соответствовала заданным требованиям масштаба 1:2000.

Точность полученных моделей местности и рельефа по данным съёмки 2015 г. обусловлена параметрами планово-высотного обоснования

и характеристиками фотоснимков. Планово-высотное обоснование сделано в камеральных условиях по материалам съёмки 2010 г. В качестве геодезической планово-высотной основы использованы опорные точки, однозначно дешифрируемые на снимках 2010 и 2015 гг. Всего использовано 22 опорные точки. Для контроля точности применены внутренние инструменты программы Agisoft Photoscan, позволяющие вычислить средние и абсолютные погрешности точечной модели относительно опознаков. При построении модели проводилась интерактивная корректировка положения маркеров, совмещаемых с опознаками, что способствовало уточнению модели на локальных участках. Также использовалась процедура исключения маркеров из модели в случае больших значений погрешности из-за невозможности однозначной идентификации их на снимках либо ошибочности измеренных координат. Общая погрешность совмещения моделей 2010 и 2015 гг. составила 1,6 м, что вполне приемлемо для условий высокогорья. На основе полученных текстур созданы ортофотоплан и фотосхема участка ледника Фишт (рис. 4).

Результаты и их обсуждение

Сравнение двух последних съёмок показало, что в 2011–2015 гг. ледник потерял относительную устойчивость и отступил на $73 \pm 1 \text{ м}$ (восточный язык) и $56 \pm 1 \text{ м}$ (западный язык) (рис. 5). Площадь уменьшилась на $0,09 \pm 0,01 \text{ км}^2$ (15%), в области абляции понижение поверхности достигло 15–20 м. Скачкообразное сокращение размеров ледника в 2011–2015 гг. по сравнению с 1982–2010 гг. объяс-

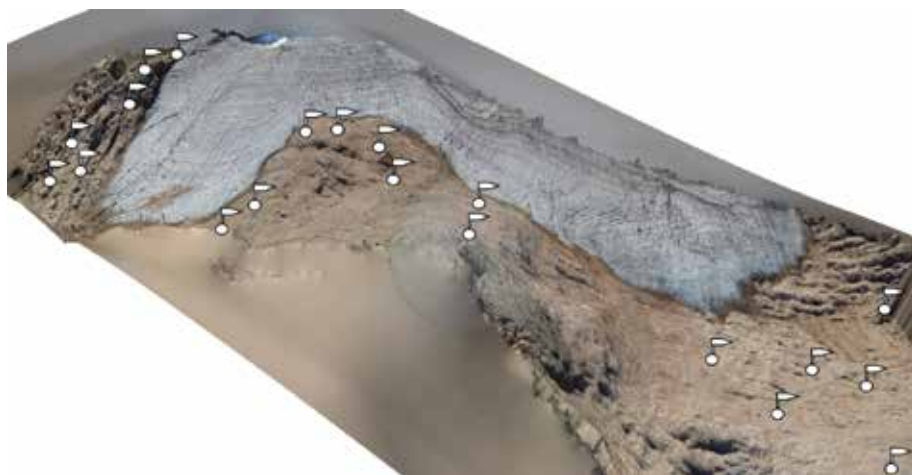


Рис. 4. Трёхмерная модель нижней части ледника Фишт, построенная по материалам съёмки беспилотником 2015 г. Флажками показано расположение опорных точек

Fig. 4. 3D digital terrain model for the lower part of the Fisht Glacier generated from drone images in 2015.

Location of ground control points is indicated by flags

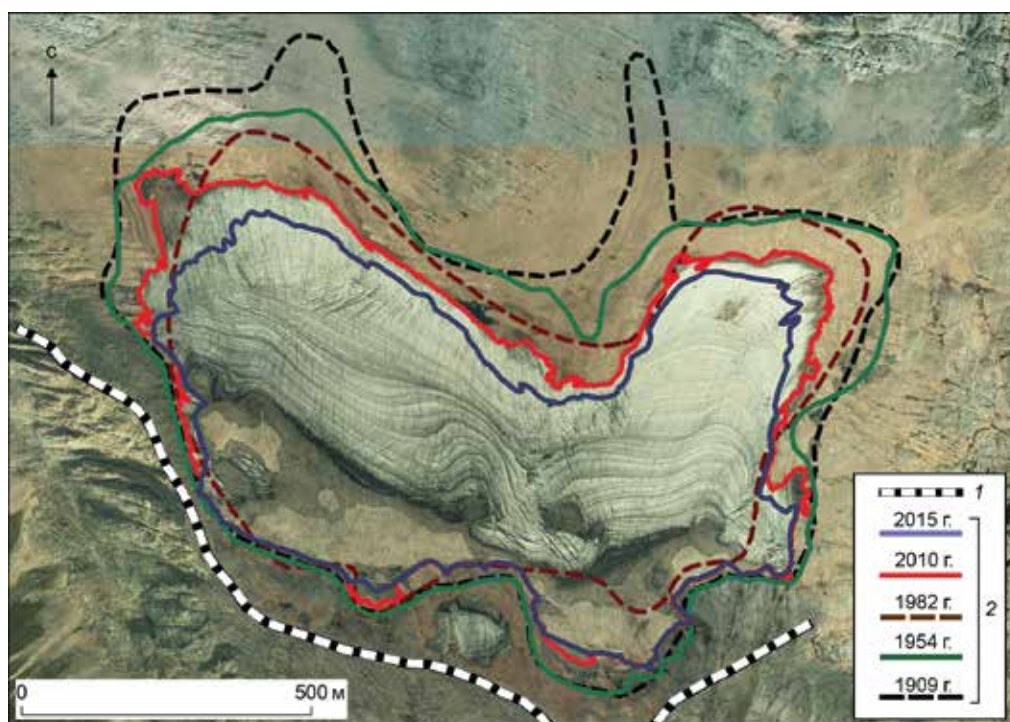


Рис. 5. Изменения площади ледника Фишт в 1909–2015 гг.

Ортофотоплан построен по данным аэросъёмки 2010 г. 1 – гребни горы Фишт; 2 – контуры ледника в разные годы

Fig. 5. Change of the Fisht Glacier area in 1909–2015.

Orthophotoplan has been created based on 2010 airborne survey. 1 – ridges of the Fisht summit; 2 – glacier outlines in different years

няется различиями метеорологических показателей соответствующих временных отрезков как в сезон абляции, так и в сезон аккумуляции ледника.

Для объяснения поведения ледника воспользуемся данными близлежащих горных метеостанций (ГМС) – Гузерипль и Красная Поляна. ГМС Красная Поляна расположена на высоте 566 м в долине р. Мзымта в 39 км юго-восточнее ледника и отражает характерные для данной территории климатические условия южного макросклона Кавказа, близкие к влажным субтропическим. Из наиболее существенных свойств климата – выраженный здесь зимний максимум осадков. ГМС Гузерипль находится на высоте 668 м в 20 км восточнее ледника Фишт в верховьях р. Белая. Этой территории свойственны климатические условия северного макросклона Кавказа вблизи его осевой части. Примечательная особенность – относительно «плоский» внутригодовой ход осадков со слабовыраженными летним и зимним максимумами. Поскольку ледник Фишт расположен в осевой зоне Главного Кавказского хребта, данные ГМС Красная Поляна (южный макросклон) и Гузерипль (северный макросклон) следует считать показатель-

ными в отношении условий аккумуляции/абляции ледника с поправками на вертикальные градиенты и местные орографические особенности.

Дополнительно использованы данные снегопункта 9 (СП-9) снегомерного маршрута с. Черниговское – гора Фишт в бассейне р. Пшеха. СП-9 расположен на высоте 1570 м у границы леса в 7 км к северо-северо-востоку от исследуемого ледника. Ежегодные снегомерные измерения на маршруте проводятся обычно во второй декаде марта – в период максимального снегонакопления в бассейне р. Пшеха [1]. Снегомерный пункт репрезентативен для окрестностей ледника с позиции режима снежного покрова (данные А.В. Погорелова).

Среднегодовые значения температуры воздуха тёплого периода (июнь–сентябрь) по данным ГМС Гузерипль и Красная Поляна характеризуются весьма тесной связью со значением коэффициента корреляции $R = 0,97$. Связь осадков холодного периода (октябрь–май) несколько слабее, но всё равно достаточно тесная ($R = 0,83$). Связь снегозапасов на СП-9 с суммой осадков холодного периода на ГМС Гузерипль ($R = 0,07$) и Красная Поляна ($R = 0,14$) отсутствует. Причина, на наш

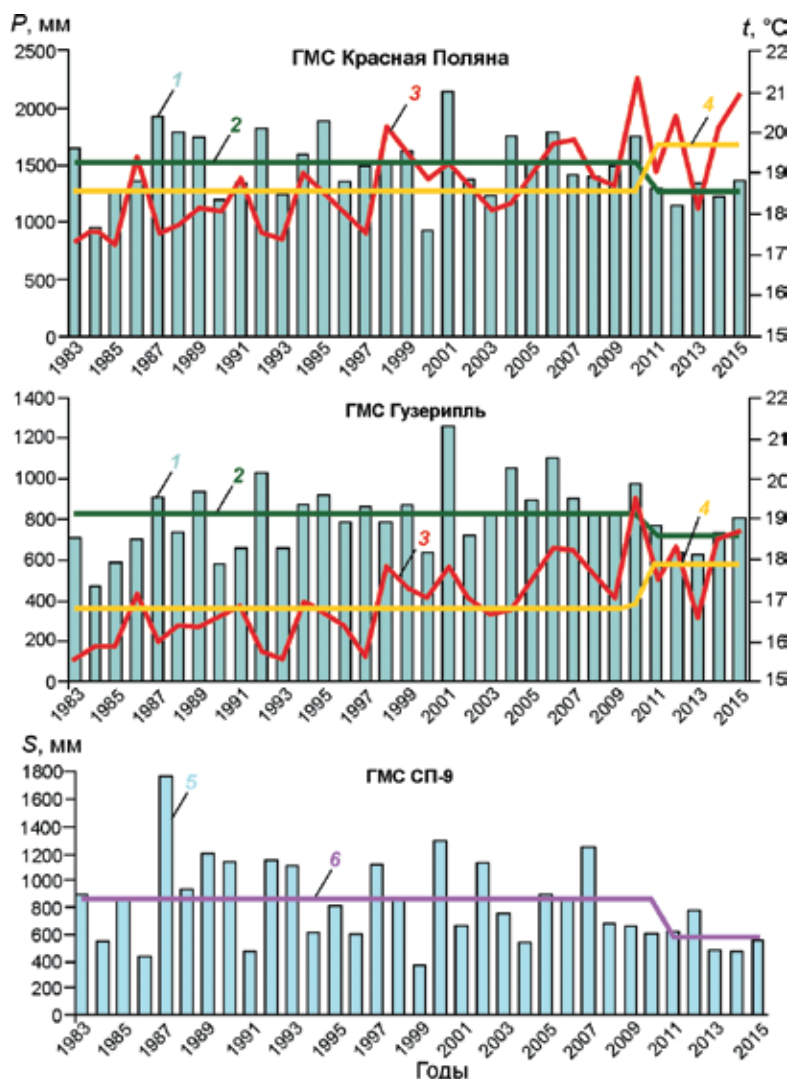


Рис. 6. Годовые (1) и средние за периоды 1982–2010 и 2011–2015 гг. (2) суммы осадков в период аккумуляции (октябрь–май), годовые (3) и средние за те же периоды (4) значения температуры воздуха в период абляции (июнь–сентябрь) по данным ГМС Красная Поляна и Гузерипль, годовые (5) и средние за те же периоды (6) снегозапасы по данным СП-9

Fig. 6. Annual (1) and mean for the periods 1982–2010 and 2011–2015 (2) precipitation sums for accumulation season (October–May), annual (3) and mean for the same periods (4) air temperature during ablation season (June–September) according to data from weather stations Krasnaya Polyana and Guzeripl', annual (5) and mean for the same periods (6) values of snow water equivalent according to data from SP-9

взгляд, в значимых различиях абсолютных высот и несовпадении продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на снегопункте с принятым холодным периодом (октябрь–май).

Данные двух метеостанций (ГМС) показывают, что средняя температура воздуха в период абляции (июнь–сентябрь) в 2011–2015 гг. была на 1,1 °C выше, чем в 1982–2010 гг., а количество зимних осадков, напротив, на 250 мм, или на 16%, ниже на ГМС Красная Поляна и на 100 мм, или 12%, ниже на ГМС Гузерипль (рис. 6). Средние снегозапасы по данным СП-9 в 2010–2015 гг. были на 299 мм, или на 34%, ниже по сравнению с 1982–2010 гг. Как подобные изменения могли повлиять на баланс массы ледника? Судя по прямым наблюдениям на леднике Марух (Западный Кавказ), среднее таяние снега и льда из расчёта на 1 °C составляет 6,7 мм в.э. (ледник Марух, 1988 г.). При-

нимая во внимание продолжительность периода абляции порядка 100–120 дней, можно сказать, что в 2010–2015 гг. ежегодное таяние в среднем было больше на 800 мм в.э., чем в 1982–2010 гг.

Оценим влияние на режим ледника сокращения количества осадков в сезон аккумуляции. Учитывая квазистационарное состояние ледника в 1982–2010 гг., сделаем допущение, что аккумуляция в этот период была близка к величине абляции. Средняя температура в период абляции (июнь–сентябрь) по данным ГМС Красная Поляна равна 18,6 °C, а по данным ГМС Гузерипль – 16,8 °C. Для экстраполяции этих данных на ледник Фишт в первом приближении следует учесть следующие показатели: разность высот между метеостанциями и геометрическим центром ледника (около 2000 м); температурный градиент тёплого периода, который вслед за авторами работы [13] мы прини-

маем равным $0,49\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ для северного склона (ГМС Гузерипль — ледник Фишт) и $0,56\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ для южного склона (ГМС Красная Поляна — ледник Фишт); температурный скачок на границе ледника, принимаем равным $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Тогда среднюю температуру воздуха над ледником в период абляции в 1982–2010 гг. можно принять равной $+6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, а абляцию — 4600 мм в.э. С учётом незначительного понижения поверхности ледника в 1982–2010 гг. аккумуляцию за этот период можно принять равной 4500 мм в.э. Это в три раза превышает суммарное количество осадков в октябре—мае по данным ГМС Красная Поляна (1520 мм, 1982–2010 гг.) и более чем в пять раз — количество осадков за тот же период по данным ГМС Гузерипль (820 мм). Принимая значение аккумуляции на леднике пропорциональным сумме осадков холодного периода на метеостанциях, получаем среднюю аккумуляцию на леднике Фишт в 2011–2015 гг. 3900 мм, т.е. на 600 мм меньше, чем в 1982–2010 гг.

Если принять уменьшение аккумуляции на леднике Фишт пропорциональным уменьшению снеготолщин на снегопункте СП-9, то оно составит около 1500 мм. Отметим, что после 2007 г. в верховьях рек Пшехи и Белой не было зим с экстремально большими снеготолщинами (см. рис. 6), т.е. с высокой аккумуляцией на леднике — с запасом снега на один год и более. Это должно было привести к уменьшению среднего значения альбедо в летний период и к дополнительному усилению таяния. Кроме того, определённый вклад в уменьшение аккумуляции способны внести повышенные температуры воздуха в мае (относительное повышение $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) и сентябре ($1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Последнее могло привести к изменению фазового состояния осадков в сторону увеличения их жидкой доли. Таким образом, в 2011–2015 гг. средний годовой баланс массы ледника Фишт был как минимум на 1500 мм меньше, чем в 1982–2010 гг. Сведения об изменении размеров ледника за период наблюдений обобщены в таблице.

Отметим, что на опорном для Кавказа леднике Джанкуат наблюдались схожие тенденции изменения баланса массы: если в 1982–2010 гг. его среднее значение составляло -170 мм [14, 15], то в 2011–2015 гг. оно было равно -1030 мм (неопубликованные данные В.В. Поповнина). На леднике Джанкуат переход баланса в область резко отрицательных значений произошёл раньше — в 2006 г. Схожие процессы в последние годы зафиксированы на ледниках

Карачаево-Черкесии: средние скорости отступления фронтов 18 ледников в 1967–2000 гг. составляли $3,8\text{ м/год}$, в 2000–2010 гг. скорости выросли более чем вдвое, а в 2010–2015 гг. достигли $15,2\text{ м/год}$ [16].

Заключение

Небольшой по площади ледник Фишт, самый западный из ледников Кавказа, находится на высотах 2450–2750 м на одноимённой горной вершине (2868 м). Он характеризуется невысоким скальным обрамлением и почти полным отсутствием моренного чехла, что вызывает его высокую чувствительность к текущим изменениям климата. Ледник Фишт, расположенный менее чем в 40 км от Чёрного моря, относится к числу наиболее «морских» ледников на Кавказе. Цифровые модели рельефа, составленные на основе лазерного сканирования (2010 г.) и стереосъёмки с борта беспилотника (2015 г.), вместе с планом Б.А. Тарчевского масштаба 1:5000 (1982 г.) позволяют достаточно точно оценить изменения ледника в последние десятилетия.

В течение 1982–2010 гг. ледник находился в квазистационарном состоянии, его площадь уменьшилась на 4%, а поверхность снизилась в среднем на 2 м. В 2011–2015 гг. площадь ледника уменьшилась на 15%, достигнув $0,5 \pm 0,01\text{ км}^2$, а поверхность в области абляции снизилась на 15–20 м. Скачкообразное изменение состояния ледника объясняется заметным ухудшением условий питания на фоне усиления абляции. По данным близко расположенных ГМС Гузерипль и Красная Поляна в 2011–2015 гг. отмечены существенное уменьшение количества зимних осадков, одновременный рост летней температуры по сравнению с периодом 1982–2010 гг., а также резкое (на треть) уменьшение снеготолщин по данным снегомерного маршрута в верховьях р. Пшеха.

По нашим оценкам, в 2011–2015 гг. баланс массы ледника Фишт был резко отрицательным. Судя по данным об отступании фронтов ледников Карачаево-Черкесии и сведениям о балансе массы опорного для Кавказа ледника Джанкуат, период 2011–2015 гг. был весьма неблагоприятен и для оледенения Западного и Центрального Кавказа. Столь выраженное проявление негативной аномалии баланса на леднике Фишт объясняется, вероятно, его реакцией на изменения температуры воздуха и количества осадков в последние годы.

Литература

1. Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа: Опыт пространственно-временного анализа. М.: «Академкнига», 2002. 287 с.
2. Погорелов А.В., Головань К.Р., Бойко Е.С. Изменения ледника Фишт (Западный Кавказ) за период наблюдений // Географические исследования Краснодарского края. 2015. Вып. 9. С. 7–19.
3. Морозов Н.А. Геологические исследования в области массива Фишта и Оштена на Западном Кавказе // Изв. Санкт-Петербургского политехнич. ин-та. 1910. Т. 14. Вып. 2 и 3. С. 1–71.
4. Григор Г.Г. Описание ледников в верховьях рек Белой, Киши, Уруштена (Западный Кавказ) // Изв. Госуд. геогр. общества. 1932. Т. 64. Вып. 4–5. С. 343–351.
5. Григор Г.Г. Отчет о гляциологических работах 1929 и 1930 годов в районе Кавказского заповедника // Тр. Показательного Кавказского гос. заповедника. 1936. Т. 1. С. 58–66.
6. Погорелов А.В., Бойко Е.С. Исследование микро- и мезомасштабной структуры поля снежного покрова в горах на основе технологии лазерного сканирования // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 35–42.
7. Бойко Е.С., Погорелов А.В. Применение лазерного сканирования в исследованиях рельефа и снежного покрова. Морфометрический аспект. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 147 с.
8. Коваленко Н.В., Петраков Д.А., Алейников А.А., Аристов К.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Черноморец С.С. Гляциологический мониторинг ледника Колка в 2002–2014 гг. // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2015. Т. 15. № 4. С. 43–50.
9. Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Зимницкий А.В. Изменение размеров оледенения в бассейнах рек Малая Лаба и Белая (Западный Кавказ) за последнее столетие // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 43–53.
10. Каталог ледников СССР. Т. 8. Ч. 1–4. Бассейн р. Кубани. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 124 с.
11. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 526 с.
12. Панов В.Д. Ледники в верховьях Кубани. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 132 с.
13. Давидович Н.В., Тареева А.М. Составление гляциоклиматических карт масштаба 1:3 000 000 для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира // МГИ. 1979 (1980). Вып. 37. С. 66–71.
14. Поповнин В.В., Петраков Д.А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68–2000/01 гг.) // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 167–174.
15. Электронный ресурс <http://www.wgms.ch>
16. Онищенко В.В., Дега Н.С., Тохчуков Ш.Ю. Геоэкологические особенности трансформации современного оледенения Карачаево-Черкесии // Изв. Дагестанского гос. педагогического ун-та. Сер. «Естественные и точные науки». 2016. № 1 (34). С. 97–102.

References

1. Pogorelov A.V. *Snezhnyi pokrov Bol'shogo Kavkaza: Opyt prostranstvenno-vremennogo analiza*. Snow cover of the Great Caucasus: Experience of spatial-temporal analysis. Moscow: Akademkniga, 2002: 287 p. [In Russian].
2. Pogorelov A.V., Golovan' K.R., Boyko E.S. Changes of the Fisht Glacier (West Caucasus) for the observation period. *Geograficheskie issledovaniya Krasnodarskogo kraya*. Geographical research of Krasnodar Kray. 2015, 9: 7–19. [In Russian].
3. Morozov N.A. Geological studies in the area of the Oshten and Fisht massif in the West Caucasus. *Izvestia Sankt-Peterburgskogo Politekhnikeskogo instituta*. Proc. of the St.-Petersburg Polytechnical Institute. 1910. 14. (2 and 3): 1–71. [In Russian].
4. Grigor G.G. Description of glaciers in upper courses of the rivers Belaya, Kishi, Urushten (West Caucasus). *Izvestia Gosudarstvennogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proc. of the Geographical Society. 1932, 64 (4–5): 343–351. [In Russian].
5. Grigor G.G. Report on the glaciological work in 1929 and 1930 in the area of the Caucasus-sky nature reserve. *Trudy pokazatel'nogo Kavkazskogo gosudarstvennogo zapovednika*. Works of the Caucasian State Nature Reserve. 1936, 1: 58–66. [In Russian].
6. Pogorelov A.V., Boyko E.S. Investigation of micro- and meso-scale structure of the snow cover field in mountains on the basis of the laser scanning technology. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 2 (110): 35–42. [In Russian].
7. Boyko E.S., Pogorelov A.V. *Primenenie lazernogo skanirovaniya v issledovaniyah relefa i snezhnogo pokrova. Morfometricheskii aspekt*. Application of laser scanning in the research of terrain and snow cover. Morphometric aspect. Novosibirsk: GEO, 2012: 147 p. [In Russian].
8. Kovalenko N.V., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Aristov K.A., Boyko E.S., Drobyshev V.N., Chernomorets S.S. Glaciological monitoring of the Kolka Glacier in 2002–2014. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra*. Herald of the Vladikavkaz Scientific Center. 2015, 15 (4): 43–50. [In Russian].
9. Efremov Yu.V., Il'ichev Y.G., Zimnitskiy A.V. Changes of size glaciation in the basins of rivers Malaya Laba and Belaya (West Caucasus) for the last century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (128): 43–53. [In Russian].
10. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 8. Chapters 1–4. The basin of the Kuban' river. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967: 124 p. [In Russian].
11. *Glaciological Dictionary*. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 526 p. [In Russian].
12. *Panov V.D. Ledniki v verkhov'yakh Kubani*. Glaciers in the upper courses of Kuban river. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1968: 132 p. [In Russian].
13. Davidovich N.V., Tareeva A.M. Compilation of glacioclimatical maps with scale 1:3 000 000 for the World Atlas of Snow and Ice Resources. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1979 (1980), 37: 66–71. [In Russian].
14. Popovnin V.V., Petrakov D.A. Djankuat Glacier for the last 34 years (1967/68–2000/01) *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 167–174.
15. <http://www.wgms.ch>
16. Onishchenko V.V., Dega N.S., Tokhchukova S.Y. Geoeological features of the transformation of the modern glaciation in Karachaevo-Circassia. *Izvestiya Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta*. Proc. of Dagestan State Pedagogical University. 2016, 1 (34): 97–102. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.48(235.216)

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-507-517

Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын

© 2017 г. О.Ю. Калашникова^{1*}, А.А. Гафуров²¹Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызская Республика;²Немецкий Исследовательский Центр наук о Земле, Потсдам, Германия

*o.kalashnikova@caiag.kg

Water availability forecasting for Naryn River using ground-based and satellite snow cover data

O.Y. Kalashnikova^{1*}, A.A. Gafurov²¹Central-Asian Institute for Applied Geosciences, Bishkek, Kyrgyz Republic; ²GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany

*o.kalashnikova@caiag.kg

Received November 21, 2016

Accepted February 8, 2017

Keywords: *Naryn River basin, MODIS satellite images, seasonal forecast, snow cover, snow depth.*

Summary

The main source of river nourishment in arid regions of Central Asia is the melting of seasonal snow accumulated in mountains during the cold period. In this study, we analyzed data on seasonal snow cover by ground-based observations from Kyrgyzhydromet network, as well as from MODIS satellite imagery for the period of 2000–2015. This information was used to compile the forecast methods of water availability of snow-ice and ice-snow fed rivers for the vegetation period. The Naryn river basin was chosen as a study area which is the main tributary of Syrdarya River and belongs to the Aral Sea basin. The representative meteorological stations with ground-based observations of snow cover were identified and regression analysis between mean discharge for the vegetation period and number of snow covered days, maximum snow depth based on in-situ data as well as snow cover area based on MODIS images was conducted. Based on this information, equations are derived for seasonal water availability forecasting using multiple linear regression analysis. Proposed equations have high correlation coefficients ($R = 0.89 \div 0.92$ and $\bar{S}/\bar{\sigma} = 0.39 \div 0.48$) and forecasting accuracy. The methodology was implemented in Kyrgyzhydromet and is used for forecasting of water availability in Naryn basin and water inflow into Toktogul Reservoir.

Citation: Kalashnikova O.Y. Gafurov A.A. Water availability forecasting for Naryn River using ground-based and satellite snow cover data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 507–517. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-507-517

Поступила 21 ноября 2016 г.

Принята к печати 8 февраля 2017 г.

Ключевые слова: *бассейн реки Нарын, высота снежного покрова, прогноз стока рек на период половодья, снежный покров, спутниковые снимки MODIS.*

Проанализированы данные о сезонном снежном покрове за 2000–2015 гг. на основе спутниковых снимков MODIS и наземных наблюдений на шести метеостанциях: Тянь-Шань, Нарын, Ит-Агар, Чаек, Тюя-Ашуу и Суусамыр. Данные MODIS использованы для определения доли площади в бассейнах притоков Нарына. Расчёт водности рек на период половодья выполнен на основе анализа снежного покрова по наземным и спутниковым данным.

Введение

Для стран Центральной Азии роль водных ресурсов особенно велика в весенне-летний период, когда наполняются водохранилища, используемые для производства электроэнергии и ирригацион-

ных целей. Водность реки Нарын и пополнение запасов воды Токтогульского водохранилища для стран, расположенных в верхнем течении Нарына, — Кыргызстана и ближайших соседних территорий, важнее всего для целей энергетики, а для стран, находящихся в нижнем течении На-

рына, — Узбекистана, Казахстана и Туркменистана — для ирригационных целей. Основной сток р. Нарын (70–80% годового стока) формируется с мая по сентябрь, когда необходимо не только максимально наполнить Токтогульское водохранилище для использования сбросной воды в зимний отопительный период, но и обеспечить засушливые регионы Центральной Азии поливной водой для орошаемого земледелия. Именно поэтому качественная и достоверная информация об ожидаемой водности р. Нарын в весенне-летний период очень важна для планирования использования водных ресурсов и водodelения между трансграничными государствами Центральной Азии.

Талая вода сезонного снежного покрова — один из самых важных компонентов формирования речного стока в засушливых районах Центральной Азии. Снег составляет до 70% общего количества осадков и обеспечивает 60% суммарного речного стока в Тянь-Шане [1]. Методы, применяемые для расчёта стока рек в мае–сентябре в системе оперативного гидрологического прогнозирования национальных гидрометеослужб, основаны на уравнениях линейной корреляционной зависимости с осадками за холодный период (октябрь–апрель) [2], в том числе и для рек Нарынского бассейна [3]. Эти методы были разработаны и предложены для оперативного прогнозирования в САНИГМИ (Ташкент). В советское время были также разработаны методы, основанные на запасах воды в снеге [4]. Создание методик для рек со значительной долей ледникового и снегового питания — очень сложная задача, так как для вычисления водозапаса необходимы снегомерные маршрутные съёмки на склонах разных экспозиций и крутизны. Зимой самые верхние зоны обычно недоступны для измерений, поэтому используется приём экстраполяции, не позволяющий получить реальные значения снегозапасов [4].

Наземные наблюдения сети метеостанций (ГМС) Гидрометеослужб за продолжительностью залегания снежного покрова и его максимальной высотой также могут использоваться для прогноза водности рек на период половодья. Кроме наземных данных, значительный потенциал содержит также информация о снежном покрове со спутниковых снимков. Это особенно важно для высокогорных районов, где нередко отсутствуют наземные наблюдения. Возможность применения спутниковой информации о снежном по-

крове для прогноза водности рек впервые показал А. Rango [5]. Он использовал данные о площади снежного покрова с 1 по 20 апреля со спутниковых снимков ЕССА и NOAA за 1967–1972 гг. и получил хорошие взаимосвязи со стоком на вегетационный период (апрель–июль) для рек Инд (территория Индии и Пакистана) и Кабул (территория Афганистана). Полученные уравнения линейной регрессии им были использованы для прогноза стока рек на вегетационный период 1974 г. с ошибками 7% для р. Инд и 2% для р. Кабул по сравнению с фактическими показателями.

Данные снежного покрова спутниковых снимков MODIS использованы также для прогноза стока на вегетационный период в высокогорном регионе Аргентины (водосборы рек Мендоса, Тунуйян, Диаманте, Атуэль) [6]. Полученные уравнения линейной регрессионной зависимости площади снежного покрова и стока за летний период для каждого водосбора имеют коэффициенты корреляции $R^2 = 0,8$ и оправдываемость прогнозов водности рек 85%. Используются данные снежного покрова MODIS в гидрологической модели VIC [7], по которой был составлен прогноз сезонного стока рек с 1 марта, с 1 апреля и с 1 мая до конца июля, а также краткосрочный (на две недели) прогноз стока. Лучшие результаты получены для прогноза стока на апрель и май при наличии значительного снежного покрова. Оправдываемость прогнозов стока рек на период с апреля по июль составила 59%, а краткосрочных прогнозов на две недели — 54%.

Авторы работы [8] изучали взаимосвязь динамики стока сибирских рек Обь, Енисей и Лена с изменением площади снежного покрова на их водосборах и рекомендовали использовать спутниковые снимки для применения в оперативном прогнозировании. В исследовании [9] отмечена тесная связь (коэффициент корреляции 0,88) между площадью снежного покрова со спутниковых снимков MODIS (с восьмидневным шагом) и стоком р. Хунза (приток р. Инд) на период апрель–сентябрь. Все эти исследования показывают, что существует достаточно тесная взаимосвязь между сезонным стоком и снежным покровом со спутниковых изображений, которая может использоваться для гидрологического прогнозирования.

Впервые спутниковая информация для прогноза притока воды в Токтогульское водохранилище применена в 2000-х годах в гидрологиче-

ской модели Мартинца–Ранго SRM (Snowmelt Runoff Model) [10]. Использовалась информация со снимков NOAA (AVHRR) для составления краткосрочных прогнозов (на период 1–5 дней). Основная проблема состояла в сложности дешифрирования информации о снежном покрове, так как облачный покров удалялся вручную в программе ERDAS. Кроме того, пространственное разрешение снимка 1100 м позволяло использовать информацию о снежном покрове только для значительных по площади бассейнов. Из-за сложности дешифрирования снимков и отсутствия методики на долгосрочный период прогноза метод не был принят в практику оперативного прогнозирования Кыргызгидромета и остался лишь в проектной разработке.

Основная задача настоящей работы — исследование эффективности использования наземной и спутниковой информации о снежном покрове для прогноза стока в период половодья и мало-

дья и предупреждения многоводья на р. Нарын в её верхнем и нижнем течении. В статье приведены результаты этих исследований.

Объект исследования и данные

В качестве исследования мы выбрали Нарынский речной бассейн (рис. 1) — основной приток р. Сырдарья, второй по величине реки в Центральной Азии. Водные ресурсы р. Нарын образуются во Внутреннем Тянь-Шане и берут начало в ледниках массива Ак-Шийрак, в верховьях рек Большой и Малый Нарын. Площадь водосбора бассейна р. Нарын, выше створа в Токтогульское водохранилище, составляет около 58 тыс. км²; 1369 км² занимают ледники [11]. Диапазон высот Нарынского водосбора — от 864 до 4996 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В бассейне

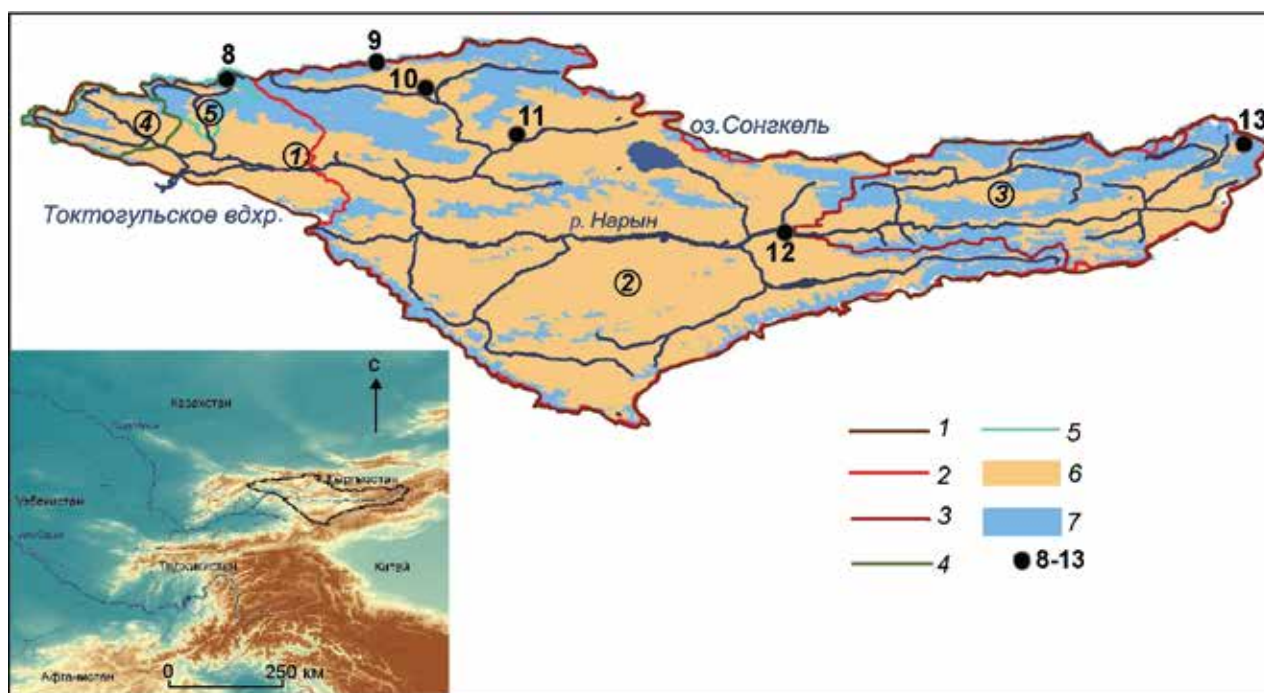


Рис. 1. Карта-схема расположения исследуемого бассейна р. Нарын и схема снежного покрова на территории Нарынского бассейна на 30 апреля 2015 г.

Границы бассейнов рек: 1 — Нарын — приток воды в Токтогульское водохранилище; 2 — р. Нарын — с. Уч-Терек (основной створ притока в Токтогульское водохранилище); 3 — р. Нарын — г. Нарын; 4 — р. Узун-Акмат — устье р. Уста-Сай (боковой приток в Токтогульское водохранилище); 5 — р. Чычкан — устье р. Бала-Чычкан; 6 — земная поверхность; 7 — снежный покров; 8–13 — ГМС: 8 — Ит-Агар; 9 — Тюя-Ашуу; 10 — Суусамыр; 11 — Чаек; 12 — Нарын; 13 — Тянь-Шань

Fig. 1. Scheme map of snow cover in the territory Naryn River basin for 30 April 2015.

Boundaries of river basins: 1 — Naryn R. — inflow to Toktogul Reservoir; 2 — Naryn River — Uch-Terek village (main gauge of inflow to Toktogul Reservoir); 3 — Naryn River — Naryn City; 4 — Uzun-Akmat River — Usta-Say estuary (lateral inflow to Toktogul Reservoir); 5 — Chychkan River — Bala-Chychkan estuary (lateral inflow to Toktogul Reservoir); 6 — surface without snow cover; 7 — surface with snow cover; 8–13 — meteorological stations: 8 — It-Agar; 9 — Tya-Ashuu; 10 — Suusamy; 11 — Chaek; 12 — Naryn; 13 — Tien-Shan

Таблица 1. Коэффициенты корреляции расходов воды на реках Нарынского бассейна по данным ГМС за май–сентябрь с числом дней со снежным покровом за период сентябрь–апрель

Название объекта	Метеостанции					
	Тянь-Шань	Нарын	Ит-Агар	Чаек	Тюя-Ашуу	Суусамыр
Приток воды в Токтогульское водохранилище	0,815	0,339	0,106	0,353	0,275	0,107
Р. Нарын – с. Уч-Терек	0,841	0,336	0,147	0,393	0,253	0,219
Р. Нарын – г. Нарын	0,808	0,313	0,001	0,369	0,212	0,344
Р. Узун-Акмат – устье р. Уста-Сай	0,178	0,24	0,231	0,085	0,247	–0,422
Р. Чычкан – устье р. Бала-Чычкан	0,657	0,115	0,213	0,308	0,602	0,211

реки находится Токтогульское водохранилище с проектным объёмом 19,5 млрд м³. Основные источники поступления воды в р. Нарын – талая вода от сезонного снега (42%) и грунтовые воды (44%) годового стока [12]. Питание реки за счёт дождевого стока составляет около 4%, талого ледникового – не более 10% [12], а по уточнённым расчётам 2015 г. – 5,6% [13], для верховьев р. Нарын – г. Нарын – 23,2% годового речного стока [13]. Половодье на притоках р. Нарын начинается в середине апреля, а максимальные расходы воды отмечаются в июне–июле. Основной сток реки наблюдается в мае–сентябре и составляет 70–80% годового стока.

Для расчёта общего притока воды в Токтогульское водохранилище используются данные по основному створу р. Нарын – с. Уч-Терек и двух его боковых притоков – р. Узун-Акмат – устье р. Уста-Сай и р. Чычкан – устье р. Бала-Чычкан. Данные по стоку в водосборе Нарына получены из Кыргызгидромета на период 2000–2015 гг. по створам, указанным в табл. 1. Регулярные наблюдения за снежным покровом проводит Кыргызгидромет. В статье использованы данные о высоте и продолжительности залегания снежного покрова в бассейне р. Нарын, полученные по постоянным рейкам на ГМС Тянь-Шань, Нарын, Ит-Агар, Чаек, Тюя-Ашуу и Суусамыр. Расположение ГМС на территории Нарынского бассейна показано на рис. 1.

Авторы статьи использовали информацию о снежном покрове со снимков спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) – одного из ключевых инструментов на борту американских спутников серии EOS Terra и Aqua. MODIS имеет 36 спектральных каналов с 12-битным радиометрическим разрешением в видимом, ближнем, среднем и тепловом инфракрасном диапазонах. Пространственное разрешение снимка для дешифрирования информации о снежном покрове составляет 500 м, повторяемость съёмки одной территории 1–2 раза

в сутки со спутников Aqua и Terra. Оба спутника запущены в 2000 г., и в данном исследовании информация о снежном покрове со снимков MODIS Aqua и Terra использована с 2000 по 2015 г.

В числе основных задач нашего исследования следует отметить две: 1) оценка эффективности использования наземной информации о высоте и продолжительности залегания снежного покрова по данным наземных наблюдений и площади снежного покрова по данным спутниковых снимков MODIS с целью прогноза стока р. Нарын на период половодья; 2) расчёт и прогноз на период половодья водности рек в экстремальные по водности годы (на проверочных годах) на основе данных наземных наблюдений, а также данных о площади снежного покрова со снимков MODIS, обработанных в программе MODSNOW-Tool.

Методика исследования

В настоящей работе проанализированы продолжительность залегания снежного покрова и максимальная высота снежного покрова за период с 2000 по 2015 г. по данным следующих ГМС, находящихся на различных высотах: Тянь-Шань, высота 3639 м; Тюя-Ашуу – 3090 м; Суусамыр – 2087 м; Нарын – 2044 м; Ит-Агар – 2011 м; Чаек – 1642 м. Построенная корреляционная матрица позволила выделить репрезентативные ГМС и предложить уравнения на основе простой линейной зависимости для расчёта водности рек Нарынского бассейна в период половодья. Для расчёта площади снежного покрова бассейнов исследуемых рек применялась спутниковая информация снимков MODIS, обработанных в программе MODSNOW-Tool, которая позволяет удалять облачный покров в пределах района исследования [14].

В настоящее время в Гидрометцентрах Кыргызстана, Казахстана, Туркменистана и Узбе-

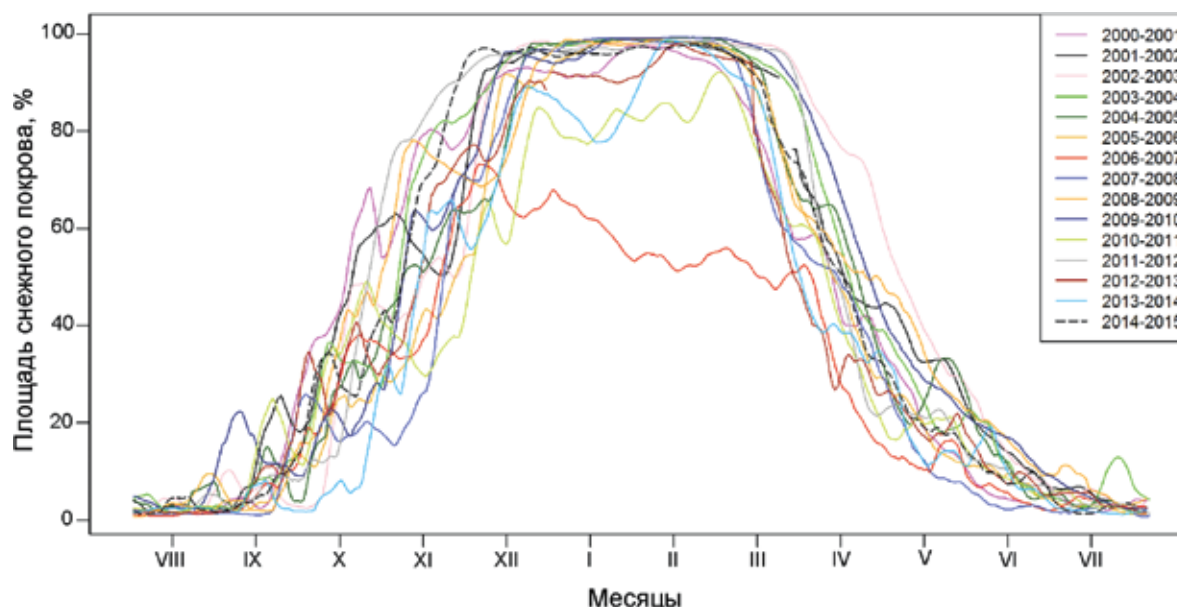


Рис. 2. Динамика снежного покрова за период с 2000 по 2015 г.

Fig. 2. Dynamics of snow cover for the period 2000–2015

кистана установлено программное обеспечение MODSNOW-Tool [15], разработанное в рамках проекта CAWa (www.cawa-project.net). Оно используется в оперативном режиме для мониторинга снежного покрова в горных регионах Центральной Азии. Программа имеет несколько модулей, которые в автоматическом режиме скачивают данные MODIS с сервера NSIDC (National Snow and Ice Data Center), соединяют и преобразуют оригинальные данные в формат GeoTIFF, выделяют водосбор и создают для него карты снежного покрова на текущую дату с удалённым облачным покровом. Для некоторых бассейнов, к каким относится и приток воды в Токтогульское водохранилище, создаётся также файл в формате JPEG с рассчитанными параметрами снежного покрова. Точность удаления облаков в программе MODSNOW-Tool составляет 94% [15], точность данных о снежном покрове со спутниковых снимков MODIS по сравнению с наземными данными наблюдений за высотой снега составляет для Центральной Азии 93% [16].

С помощью программы MODSNOW-Tool обработаны ежедневные данные о площади снежного покрова бассейна р. Нарын до створа плотины Токтогульского каскада со снимков за период с 2000 по 2015 г. (рис. 2) и выбраны даты с наилучшим коэффициентом корреляции этих данных со стоком в период половодья.

Такой календарной датой оказалось 30 апреля (120-й день по Юлианскому календарю). Площадь снежного покрова для остальных водосборов рек Нарынского бассейна (S_{sn120}) на 30 апреля рассчитана в программе ArcGIS. В качестве примера на рис. 1 приводится схема снежного покрова рек Нарынского бассейна, для которых проводились расчёты на 30 апреля 2015 г. Однако в некоторые годы, например в 2008 г., несмотря на значительные площади снежного покрова, сток реки был пониженный. Это явление связано с низким базисным стоком, сохранившимся с 2007 маловодного года. Учитывая влияние грунтового питания на сток рек Нарынского бассейна в период половодья, а также значительные талую снеговую и ледниковую составляющие, мы использовали для расчёта стока на период половодья уравнения множественной линейной корреляции, рассчитанные в Excel [17]. Расчёт вёлся на основе данных о расходах воды за период половодья (май–сентябрь) и предшествующего стока (апрель) на реках Нарынского бассейна и данных о площади снежного покрова со снимков MODIS за 16 лет (2000–2015 гг.). Для суб-бассейнов со значительной ледниковой составляющей, зависящей от температуры воздуха в высокогорной зоне и её аномалий, использован дополнительный индикатор для прогноза стока рек на период половодья –

температура воздуха за летний период. Общий вид уравнений для прогноза водности рек Нарынского бассейна и притока воды в Токтогульское водохранилище следующий:

$$Q_{5-9} = aS_{sn120} + bQ_4 + c; \quad (1)$$

$$Q_{5-9} = aS_{sn120} + bQ_4 + dT_{6-8} + c, \quad (2)$$

где Q_{5-9} — расход воды за период май—сентябрь; Q_4 — расход воды за апрель; S_{sn120} — площадь снежного покрова (%) по отношению к общей площади бассейна на 30 апреля; T_{6-8} — температура воздуха за летний период; a, b, c, d — коэффициенты регрессии, рассчитанные по наблюдаемым значениям.

Уравнение (1) используется для расчёта стока на реках снего-ледникового питания, например, для нижнего течения р. Нарын (гидропост р. Нарын — с. Уч-Терек) и соответственно притока в Токтогульское водохранилище, для рек Узун Акмат и Чычкан; уравнение (2) — для рек ледниково-снегового питания, например, для верхнего течения р. Нарын (гидропост р. Нарын — г. Нарын), где температура воздуха в летний период относится к важному фактору, позволяющему учитывать интенсивность таяния ледников. Как правило, для рек высокогорных районов, имеющих среднюю высоту водосбора выше 3500 м, аномальная температура воздуха приводит к низкой оправдаваемости гидрологических прогнозов. Для исследуемого региона мы использовали данные о температуре воздуха по высокогорной ГМС Тянь-Шань. В целях прогноза стока в конце апреля в оперативном режиме для расчёта по уравнению (2) принимался во внимание прогноз температуры воздуха по ГМС Тянь-Шань. Качество полученной методики для составления прогнозов стока определялось по коэффициентам корреляции R и критерию эффективности прогностической методики $\bar{S}/\bar{\sigma}$ [18], определяемому по формулам

$$\bar{S} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Q - Q_i)^2}{n-2}} \quad \text{и} \quad \bar{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Q_i - \bar{Q})^2}{n-1}},$$

где $\bar{S}$ — средняя квадратичная погрешность поверочных прогнозов; $\bar{\sigma}$ — среднее квадратичное отклонение предсказываемого расхода воды от нормы; Q_i — расход воды в многолетнем ряду наблюдения; $\bar{Q}$ — норма, средний многолетний расход воды; Q — рассчитанный расход воды по тем же данным, на основании которых установ-

лена сама корреляционная связь; n — число членов многолетнего ряда.

Оценка оправдаваемости прогнозов водности рек на период половодья велась по допустимой погрешности прогнозов, которая определялась по формуле $\delta = 0,674\bar{\sigma}$. Погрешностью прогноза называется разность между фактическим расходом воды и расходом воды, ожидавшимся по прогнозу. Ожидавшийся по прогнозу расход воды, сложенный с погрешностью прогноза, должен быть равен фактическому расходу воды [18].

Результаты исследований

Максимальное число дней со снежным покровом наблюдалось в 2002 г. на высокогорных ГМС Тянь-Шань и Тюя-Ашуу — соответственно 253 и 277 дней и на ГМС Суусамыр — 166 дней. На ГМС Чаек, Нарын и Ит-Агар максимальное число дней со снежным покровом отмечалось в 2012 г. — соответственно 128, 144 и 155 дней и на Ит-Агар в 2003 г. — 156 дней. Максимальная высота снежного покрова за сентябрь—июнь с 2000 по 2015 г. зафиксирована в 2003 г. на ГМС Тюя-Ашуу (195 м) и Нарын (49 см), тогда как в 2010 г. на ГМС Тянь-Шань и Чаек она была равна соответственно 52 и 43 см, а на ГМС Нарын — 48 см. В 2012 г. на ГМС Ит-Агар эта величина составила 108 см, а на ГМС Суусамыр в 2015 г. — 71 см. Таким образом, можно выделить несколько лет с чётко выраженными периодами, когда снежный покров наблюдался продолжительное время и имел максимальную высоту — 2002, 2003, 2010 и 2012 гг. Выделяются также годы с наименьшим числом дней со снежным покровом — 2007, 2013 и 2014 гг. В те же годы отмечается много- и маловодье на реках Нарынского бассейна. Анализ совмещённого гидрографа стока р. Нарын (приток в Токтогульское водохранилище) с суточными данными по высоте снега на ГМС Тянь-Шань показывает их тесную взаимосвязь (рис. 3).

Для выявления репрезентативных ГМС, имеющих высокую связь характеристик снежного покрова с водностью рек в период половодья, построена корреляционная матрица (см. табл. 1 и 2). Полученные результаты показывают, что статистически значимы для прогноза стока рек (гидропостов Уч-Терек, г. Нарын и Чычкан и притока воды в Токтогульское водохранилище) данные о числе

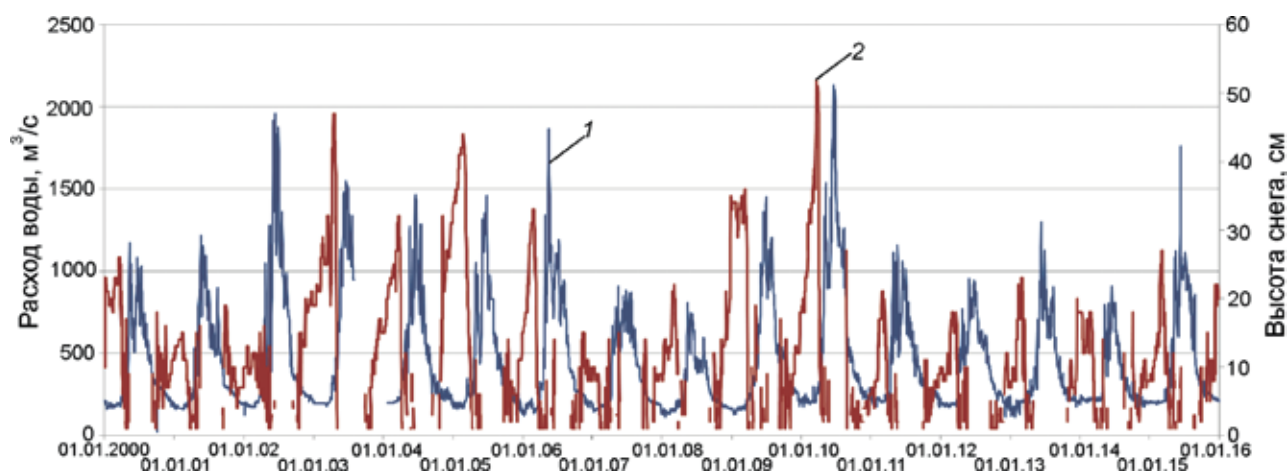


Рис. 3. График данных по высоте снега на метеостанции Тянь-Шань (1) и график совмещённого гидрографа стока р. Нарын — приток в Токтогульское водохранилище (2)

Fig. 3. Snow depth at the meteorological station Tien Shan (1) and hydrograph of Naryn River flow — inflow in Toktogul reservoir (2)

Таблица 2. Коэффициенты корреляции расходов воды на реках Нарынского бассейна по данным ГМС за май–сентябрь с максимальной высотой снежного покрова за сентябрь–апрель

Название объекта	Метеостанции					
	Тянь-Шань	Нарын	Ит-Агар	Чаек	Тюя-Ашуу	Суусамыр
Приток воды в Токтогульское водохранилище	0,70	0,67	−0,11	0,59	0,33	0,18
Р. Нарын — с. Уч-Терек	0,69	0,67	−0,15	0,63	0,32	0,15
Р. Нарын — г. Нарын	0,31	0,35	−0,21	0,38	0,34	0,15
Р. Узун-Акмат — устье р. Уста-Сай	0,46	0,45	0,01	0,00	0,46	0,07
Р. Чычкан — устье р. Бала-Чычкан	0,11	0,13	−0,28	0,013	0,51	0,04

дней со снежным покровом за холодный период (сентябрь–апрель) по высокогорной ГМС Тянь-Шань, имеющие наиболее тесную зависимость $R = 0,66 \div 0,84$. Данные о максимальной высоте снежного покрова по ГМС Тянь-Шань, Нарын, Чаек и Тюя-Ашуу имеют менее тесную зависимость со стоком рек на период половодья. Для реки Узун-Акмат коэффициенты корреляции с данными о максимальной высоте снежного покрова на ГМС Тянь-Шань, Нарын и Тюя-Ашуу оказались низкими и составили 0,45–0,46, а с продолжительностью залегания снежного покрова ещё меньше.

Для получения надёжного и достоверного прогноза стока в период половодья в качестве аргументов для уравнений использованы данные о числе дней со снежным покровом за холодный период (сентябрь–март) на ГМС Тянь-Шань, имеющие более тесные зависимости со стоком, чем данные о максимальной толщине снежного покрова. Коэффициент корреляции рассчитанных уравнений линейных зависимостей $R = 0,66 \div 0,84$,

а критерий применимости качества прогнозов $S/\sigma = 0,54 \div 0,75$ (табл. 3). Оправдываемость прогнозов за период с 2000 по 2015 г. по р. Нарын составила 67–81%, а по р. Чычкан — только 50%.

Для проверки предлагаемых уравнений принят следующий подход: 1) для расчёта проверочных прогнозов выделены два года с аномальной водностью (много- и маловодный) и один год средний по водности; 2) исключая из анализа эти три года, определяем коэффициенты для уравнений; 3) с помощью новых формул рассчитаны «прогнозы» на период половодья для проверочных лет как было описано ранее в методике; 4) рассчитана оправдываемость методики для этих проверочных лет с помощью фактических данных, которые не вошли в определение коэффициентов формулы.

Расчёты стока по предложенным уравнениям, где в качестве предиктора использовались данные о числе дней со снежным покровом по трём проверочным годам: многоводному — 2002 г., маловодному — 2008 г. и среднему по водности 2009 г.

Таблица 3. Уравнения для прогноза расхода воды в реках Нарынского бассейна по данным ГМС Тянь-Шань на май–сентябрь с числом дней за холодный период (сентябрь–апрель)*

Название объекта	Расчётное уравнение	R	S/σ
Приток в Токтогульское водохранилище	$6,02N_{sn} - 417$	0,82	0,58
Р. Нарын – с. Уч-Терек	$4,94N_{sn} - 329$	0,84	0,54
Р. Нарын – г. Нарын	$1,6N_{sn} - 101$	0,81	0,59
Р. Чычкан – устье р. Бала-Чычкан	$0,25N_{sn} - 14,3$	0,66	0,75

* N_{sn} – число дней со снежным покровом за холодный период (сентябрь–апрель) по данным ГМС Тянь-Шань; R – коэффициент корреляции; S/σ – критерий применимости качества прогнозов.

на период май–сентябрь, показали высокую оправдываемость прогнозов (100%) по притоку воды в Токтогульское водохранилище и в створе с. Уч-Терек, а в верхнем течении р. Нарын – створ г. Нарын прогноз на 2002 г. не оправдался. Результаты оправдываемости прогнозов по проверочным годам представлены в табл. 4. Не велись расчёты поверочных прогнозов для р. Чычкан, так как по ней нет достаточного объёма наблюдений, кроме того отсутствуют наблюдения в экстремальные по водности годы (2002, 2008, 2010 гг.). Для прогноза водности по р. Узун-Акмат нет зависимостей с данными о снежном покрове по наземным наблюдениям.

Расчёты стока на период половодья с использованием спутниковых снимков MODIS выполнены по формулам (1) и (2), предложенным авторами. Результаты расчётов стока рек Нарынского бассейна и притока воды в Токтогульское водохранилище на период половодья с использованием уравнений множественной линейной регрессии показали тесную корреляционную связь с площадью снежного покрова по данным снимков MODIS и предшествующим стоком. Коэффициент корреляции $R = 0,73 \div 0,92$, а критерий применимости и качества прогнозов $S/\sigma = 0,39 \div 0,68$. Оправдываемость прогнозов за период с 2000 по 2015 г. составила 87–100%, за исключением р. Чычкан, где эта величина равна 64%. На рис. 4 показаны графики фактического (1) и спрогнозированного (2) расходов воды за период половодья для притока в Токтогульское водохранилище и верховье р. Нарын – г. Нарын. Результаты расчётов линейных корреляционных зависимостей стока рек Нарынского бассейна и притока воды

Таблица 4. Результаты расчёта стока за май–сентябрь в 2002, 2008, 2009 гг. с использованием данных о количестве дней со снежным покровом по ГМС Тянь-Шань

Название объекта	Допустимая погрешность прогноза, $\text{м}^3/\text{с}$	Расчитанный (числитель) и фактический (знаменатель) сток, $\text{м}^3/\text{с}$		
		2002 г.	2008 г.	2009 г.
Приток в Токтогульское водохранилище	100	961/937	595/520	748/770
Р. Нарын – с. Уч-Терек	92,6	798/797	502/450	626/652
Р. Нарын – г. Нарын	24,8	248/303	171/162	203/181

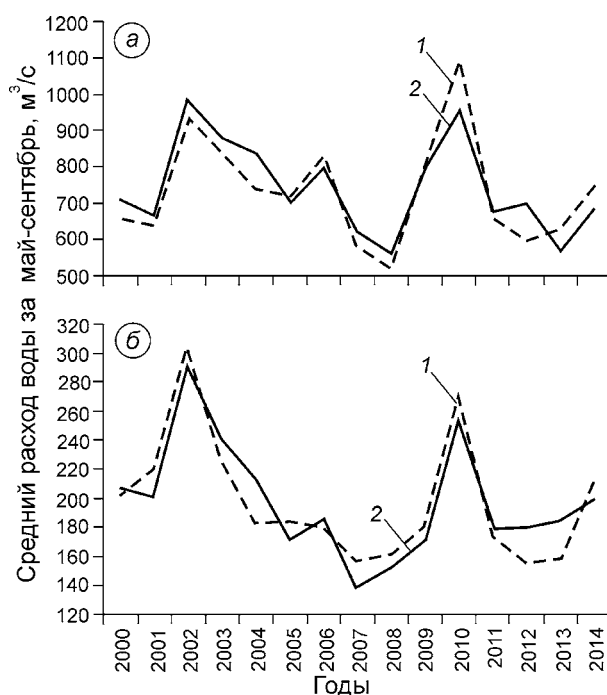


Рис. 4. График фактического (1) и спрогнозированного (2) расхода воды на период половодья:

а – по притоку воды в Токтогульское водохранилище за период 2000–2015 гг.; б – в верховьях р. Нарын – г. Нарын за период 2000–2015 гг.

Fig. 4. Observed (1) and predicted (2) water flow for the vegetation period:

а – into the Toktogul reservoir for the period 2000–2015; б – in the upper Naryn River basin – Naryn City for the period 2000–2015

в Токтогульское водохранилище представлены в виде уравнений в табл. 5. Для проверки предлагаемой методики прогноза водности на период половодья мы применили тот же подход, который использован для проверки уравнений.

Расчёты стока на период май–сентябрь по трём проверочным годам: многоводному –

Таблица 5. Уравнения для прогноза расхода воды рек Нарынского бассейна за май–сентябрь (Q_{5-9}) с площадью снежного покрова по данным спутниковых снимков MODIS в процентном соотношении от площади соответствующего бассейна и предшествующего стока за апрель*

Название объекта	Расчётное уравнение	R	S/σ
Приток в Токтогульское водохранилище	$1,02Q_4 + 9,0S_{sn120} + 62,2$	0,91	0,39
Р. Нарын – с. Уч-Терек	$0,73Q_4 + 7,29S_{sn120} + 147$	0,89	0,45
Р. Нарын – г. Нарын	$27,6T_{6-8} + 1,03Q_4 + 2,16S_{sn120} - 102$	0,92	0,39
Р. Узун-Акмат – устье р. Уста-Сай	$0,69Q_4 + 0,78S_{sn120} + 1$	0,88	0,48
Р. Чычкан – устье р. Бала-Чычкан	$0,76S_{sn120} - 12,9$	0,73	0,68

* Q_4 – расход воды за апрель; S_{sn120} – площадь снежного покрова, в процентах от общей площади бассейна рек Нарынского бассейна на 30 апреля (120-й день по Юлианскому календарю); R – коэффициент корреляции; S/σ – критерий применимости качества прогнозов.

Таблица 6. Результаты расчёта стока на период май–сентябрь в 2002, 2008, 2009 гг.

Название объекта	Допустимая погрешность прогноза, м ³ /с	Рассчитанный (числитель) и фактический (знаменатель) сток, м ³ /с		
		2002 г.	2008 г.	2009 г.
Приток в Токтогульское водохранилище	100	1010/937	529/520	783/770
Р. Нарын – с. Уч-Терек	92,6	786/797	487/450	682/652
Р. Нарын – г. Нарын	24,8	281/303	151/162	161/181

2002 г., маловодному – 2008 г. и среднему по водности 2009 г. по предложенным уравнениям показали оправдываемость прогнозов 100%; они представлены в табл. 6. Перерасчёт коэффициентов формул (1) и (2) дополняется более свежими данными за последний период. Взаимозависимости между данными о стоке за период половодья и площадью заснеженности со спутниковых снимков MODIS будут более устойчивыми и расчёт прогнозов будет возможен для всех объектов.

Заключение

Впервые для рек Нарынского бассейна и притока воды в Токтогульское водохранилище выполнен анализ эффективности использования информации о площади снежного покрова по данным спутниковых снимков MODIS, а также продолжительности залегания снежного покрова по данным ГМС сети наблюдений Кыргызгидромета за период с 2000 по 2015 г. Продолжительность и максимальная высота снежного покрова значительно изменяются из года в год и непосредственно влияют на сток рек в период половодья. Так, для р. Нарын и её притоков установлена репрезентативная ГМС

Тянь-Шань, данные которой могут использоваться для определения водности рек на текущий период половодья. Рассчитаны уравнения линейной зависимости стока рек на период половодья от числа дней со снежным покровом за холодный период (сентябрь–апрель). Оправдываемость прогнозов за период с 2000 по 2015 г. составила 67–81%, наиболее низкая оправдываемость оказалась в многоводные годы и на р. Чычкан (50%). Результаты расчёта проверочных прогнозов по двум створам (приток в Токтогульское водохранилище и р. Нарын – с. Уч-Терек) для экстремальных лет многоводного (2002 г.), маловодного (2008 г.) и среднего по водности (2009 г.) годов показали высокую оправдываемость (100%), а для верховьев р. Нарын (р. Нарын – г. Нарын) не оправдался прогноз на 2002 г. Полученные уравнения предложены для оперативного гидрологического прогнозирования. Недостаток использования предложенных уравнений в оперативном гидрологическом прогнозировании заключается в применении в качестве аргумента данных о снежном покрове лишь одной высокогорной ГМС Тянь-Шань. Таким образом, достоверность составленного прогноза зависит от качества данных, регулярности наблюдений и технической исправности ГМС. Данные о снежном покрове других ГМС не могут использоваться для получения достоверного прогноза.

В качестве предиктора для составления прогноза стока на реках Нарынского бассейна на период половодья использованы данные спутниковых снимков MODIS, обработанные в программе MODSNOW-Tool. Рассчитаны уравнения множественной линейной регрессии с двумя предикторами: площадью снежного покрова в процентном отношении от общей площади бассейна и предшествующим стоком. Использовался также третий предиктор – температура воздуха за летний

период в расчётных уравнениях для верховьев р. Нарын — г. Нарын, имеющих значительную долю ледникового питания. Оправдываемость прогнозов с использованием спутниковых снимков MODIS за период с 2000 по 2015 г. составила 87–100% (исключение р. Чычкан — 64%).

Результаты расчёта проверочных прогнозов по трём створам (приток в Токтогульское водохранилище, р. Нарын — с. Уч-Терек, р. Нарын — г. Нарын) для экстремальных лет многоводного (2002 г.), маловодного (2008 г.) и среднего по водности (2009 г.) года показали высокую оправдываемость (100%). Использование в оперативном гидрологическом прогнозировании информации о снежном покрове со спутников MODIS, обработанных в программе MODSNOW-Tool, имеет ряд преимуществ. Географическая привязка снимка к территории, дешифрирование снимка и его классификация выполняются программой в автоматическом режиме.

Одна из проблем в определении стока рек высокогорных районов (со средней высотой выше 3500 м) на период половодья предложенными методами — получение надёжного прогноза средней температуры воздуха или её аномалий на текущий летний период к моменту составления прогноза. От температуры воздуха в летний период зависит интенсивность таяния ледников в высокогорной зоне. Основное преимущество предложенного метода — качественный и достоверный прогноз стока горных рек с использованием спутниковых изображений MODIS, что актуально для прогноза стока рек, в бассейнах которых в настоящее время не ведутся наземные наблюдения за снежным покровом. Преимущество использования спутниковой информации заключается в получении пространственной характеристики снежного покрова всего речного бассейна, тогда как информация по данным ГМС характеризует условия снегонакопления лишь в одной точке. Кроме того, в прогнозируемых бассейнах может не оказаться репрезентативной

ГМС. В таком случае составление методики прогноза стока рек будет основываться только на данных о снежном покрове со спутниковых снимков.

Методика с рассчитанными уравнениями множественной линейной регрессии передана в систему Кыргызгидромета и внедрена в 2013 г. Прогнозы, составленные по этой методике, направляются заинтересованным водохозяйственным организациям, энергетическим компаниям и МЧС. В перспективе планируется разработка методик, основанных на данных о снежном покрове со спутников MODIS, для других горных регионов Центральной Азии, особенно для бассейнов рек, находящихся в труднодоступных высокогорных районах, где сезонный снежный покров играет в формировании стока решающую роль.

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта «Изменения в компонентах ледникового и талого снегового стока в Центральной Азии и социальная уязвимость» (GlaSCA-V) Фонда Фольксваген (грант AZ88501). Авторы признательны Агентству по гидрометеорологии при Министерстве по чрезвычайным ситуациям Кыргызской Республики (Кыргызгидромет) за предоставленные фондовые материалы. Научный вклад Аброра Гафурова был в рамках проекта «Вода в Центральной Азии» (CAWa) (www.cawa-project.net, грант AA7090002), финансируемого Министерством иностранных дел Германии.

Acknowledgment. This work carried out within the framework of GlaSCA-V («Changes in glacier and snow-melt runoff components in Central Asia and societal vulnerability»): project funded by the Volkswagen Foundation (contract No. AZ88501). The authors are grateful to Agency of Hydrometeorology under the Ministry of Emergency Situations of the Kyrgyz Republic (KyrgyzHydromet) for the provision of data. Abror Gafurov was supported by the CAWa («Central Asia Water») project (www.cawa-project.net, contract No. AA7090002) funded by the German Federal Foreign Office as part of the «Berlin Process».

Литература

1. Айзен В.Б., Айзен Е.М., Мелак Ж.А. Климат, снежный покров, ледники и сток в ТяньШане // Бюл. водных ресурсов. 1995. № 31 (6). С. 1113–1129.
2. Руководство по гидрометеорологическим прогнозам: Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 357 с.
3. Карамолдоев Ж.Ж., Калашникова О.Ю. Прогноз притока воды в Токтогульское водохранилище на

References

1. Aizen V.B., Aizen E.M., Melak J.A. Climate, snow cover, glaciers and run-off in Tien Shan. *Bulleten' vodnykh resursov*. Bulletin of water resources. 1995, 31 (6): 1113–1129. [In Russian].
2. *Rukovodstvo po gidrometeorologicheskim prognozam*. Guidance on Hydrometeorological Forecast. V. 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989: 357 p. [In Russian].

- вегетационный период // Вестн. БГУ. 2012. № 3 (23). С. 25–31.
4. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 419 с.
 5. Rango A., Salomonson V., Foster J. Seasonal streamflow estimation in the Himalayan region employing meteorological satellite snow cover observations // Water Resources Research. 1977. V. 13. № 1. С. 109–112. doi: 10.1029/WR013i001p00109.
 6. Delbart N., Dunesme S., Lavie E., Madelin R., Goma M. Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers // Journ. of Alpine Research. 2015. № 103-2. P. 1–15.
 7. McGuire M., Wood A., Hamlet A., Lettenmaier D. Use of satellite data for streamflow and reservoir storage forecasts in the Snake River Basin // Journ. of Water Resources Planning and Management. 2015. V. 132. № 2. P. 97–110.
 8. Yang D., Robinson D., Zhao Y., Estilow T., Ye B. Streamflow response to seasonal snow cover extent changes in large Siberian watersheds // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108 (D18). 4578. doi: 10.1029/2002JD003149.
 9. Tahir A., Chevallier P., Arnaud Y., Ahmad B. Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. № 15 (7). P. 2259–2274. doi: 10.5194/hess-15-2275-2011.
 10. Мартинек Дж., Ранго А., Роберти Р. Модель талого стока: Руководство для пользователей. Изд-во Бернского университета. Географический факультет, 1998. 120 с.
 11. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. М.: Мысль, 1989. 448 с.
 12. Ресурсы поверхностных вод СССР: Т. 14. Средняя Азия. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 440 с.
 13. Коновалов В.Г. Расчёт и прогноз составляющих стока в бассейнах рек Центральной Азии // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 3. С. 78–84.
 14. Gafurov A., Bárdossy A. Cloud removal methodology from MODIS snow cover products // Hydrology and Earth System Sciences. 2009. P. 1361–1373. doi: 10.5194/hess-13-1361-2009.
 15. Gafurov A., Lüdtke S., Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Schöne T., Schmidt S., Kalashnikova O., Merz B. MODSNOW-Tool: an operational tool for daily snow cover monitoring using MODIS data // Environmental Earth Science. 2016. № 75. P. 1078. doi: 10.1007/s12665-016-5869-x.
 16. Gafurov A., Kriegel D., Vorogushyn S., Merz B. Evaluation of remotely sensed snow cover product in Central Asia // Hydrology Research. 2013. № 44. P. 506–522. doi: 10.2166/nh.2012.094.
 17. Подрезов О.А. Методы статистической обработки и анализа гидрометеорологических наблюдений: Ч. 1. Бишкек: изд. КРСУ, 2003. 262 с.
 18. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 196 с.
 3. Karamoldoev J.J., Kalashnikova O.Y., Forecast of water inflow into Toktogul Reservoir during the vegetation period. *Vestnik BGU*. Bishkek: Herald of BGU. 2012, 3 (23): 25–31. [In Russian].
 4. Apollov B.A., Kalinin G.P., Komarov V.D. *Kurs gidrologicheskikh prognozov*. Course of hydrological forecasts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 419 p. [In Russian].
 5. Rango A., Salomonson V., Foster J.: Seasonal streamflow estimation in the Hymalayan region employing meteorological satellite snow cover observations. *Water Resources Research*. 1977, 13 (1): 109–112. doi: 10.1029/WR013i001p00109.
 6. Delbart N., Dunesme S., Lavie E., Madelin R., Goma M. Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers. *Journ. of Alpine Research*. 2015, 103-2: 1–15.
 7. McGuire M., Wood A., Hamlet A., Lettenmaier D. Use of satellite data for streamflow and reservoir storage forecasts in the Snake River Basin. *Journ. of Water Resources Planing and Management*. 2015, 132 (2): 97–110.
 8. Yang D., Robinson D., Zhao Y., Estilow T., Ye B. Streamflow response to seasonal snow cover extent changes in large Siberian watersheds. *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108 (D18): 4578. doi: 10.1029/2002JD003149.
 9. Tahir A., Chevallier P., Arnaud Y., Ahmad B. Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2011, 15 (7): 2259–2274. doi: 10.5194/hess-15-2275-2011.
 10. Martinek J., Rango A., Robertts R. Model snowmelt runoff. Guidance for users. Bern. Publ.: Faculty of Geography. University of Bern, 1998: 120 p. [In Russian].
 11. Dolgushin L.D., Osipova G.B. *Ledniki*. Glaciers. Moscow: Mysl', 1989: 448 p. [In Russian].
 12. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR*. Surface water resources of the USSR. V. 14. Central Asia. Issue 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969: 440 p. [In Russian].
 13. Konovalov V.G. Calculation and forecast of the runoff components in the river basins of Central Asia. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2015, 3: 78–84. [In Russian].
 14. Gafurov A., Bárdossy A. Cloud removal methodology from MODIS snow cover products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009: 1361–1373. doi: 10.5194/hess-13-1361-2009.
 15. Gafurov A., Lüdtke S., Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Schöne T., Schmidt S., Kalashnikova O., Merz B. MODSNOW-Tool: an operational tool for daily snow cover monitoring using MODIS data. *Environmental Earth Science*. 2016, 75: 1078. doi: 10.1007/s12665-016-5869-x.
 16. Gafurov A., Kriegel D., Vorogushyn S., Merz B. Evaluation of remotely sensed snow cover product in Central Asia. *Hydrology Research*. 2013, 44: 506–522. doi: 10.2166/nh.2012.094.
 17. Podrezov O.A. *Metody statisticheskoy obrabotki i analiza gidrometeorologicheskikh nablyudeniy*. Methods of statistical processing and analysis of hydrometeorological observations. Pt. 1: Bishkek, 2003: 262 p. [In Russian].
 18. *Nastavlenie po sluzhbe prognozov*. Manual on the Forecast Survey. Section 3. Pt. 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1962: 196 p. [In Russian].

Сезонная динамика температуры воздуха, снегозапасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины

© 2017 г. Л.М. Китаев^{1*}, В.А. Аблеева², Ж.А. Асаинова², А.С. Желтухин³, Е.Д. Коробов³

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Приокско-Террасный заповедник, Московская обл., Россия;

³Центрально-Лесной заповедник, Калужская обл., Россия

*lkitaev@mail.ru

Seasonal dynamics of air temperature, snow storage and soil freezing in Central part of the East European Plain

L.M. Kitaev^{1*}, V.A. Ableeva², Z.A. Asainova², A.S. Zheltukhin³, E.D. Korobov³

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Oka Terraced Reserve, Moscow Region, Russia; ³Central Forest Reserve, Kaluga Region, Russia

*lkitaev@mail.ru

Received October 15, 2016

Accepted March 31, 2017

Keywords: *air temperature, seasonal variations, snow depth, soil temperature, spatial distribution.*

Summary

The main objective of the research was to assess a nature of contingency in the seasonal course between characteristics of the soil thermal regime, surface air temperature, and snow cover, as well as to determine typical situations of their interaction. The investigation was based on results of the three-year field observations performed in the Central part of the East European Plain. A degree of influence of different woody vegetation on the snow cover distribution under local homogeneity of the air temperature has been found as the following: maximal values of snow storages in the larch forests exceed similar ones on open sites and in the pine forests by 11–25%. Inter-annual changes of the soil temperature in areas with different vegetation were revealed to be very similar: differences in the temperature at depths of 10–40 cm did not exceed 0.5–1.0 °C. Phases of the soil temperature seasonal variations were isolated, and they were found to be closely related to changes in the surface air temperature and snow depths. During the period when the snow cover is steady (in winters), the soil temperature at a depth of 10–40 cm becomes stable almost everywhere within the range from +1.0 to –1.0 °C. This suggests that in this period it does not depend on the landscape conditions, changes in the snow depth, and fluctuations in the surface air temperature. Thus, we make a conclusion that trends in multi-year course of the soil temperature are primarily determined by variability of the surface air temperature during autumn and spring periods that may be also true for winters similar to mean ones in the center of the East European Plain.

Citation: Kitaev L.M., Ableeva V.A., Asainova Z.A., Zheltukhin A.S., Korobov E.D. Seasonal dynamics of air temperature, snow storage and soil freezing in Central part of the East European Plain. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 518–526. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-518-526

Поступила 15 октября 2016 г.

Принята к печати 31 марта 2017 г.

Ключевые слова: *приземная температура воздуха, пространственное распределение, сезонный ход, температура почвы, толщина снега, фазы изменчивости температуры.*

Приведены результаты трёхлетних (2014–2016 гг.) исследований локальной изменчивости температуры почвы в зимний период в центре Восточно-Европейской равнины в связи с изменениями приземной температуры воздуха и снежного покрова. Выделены фазы с характерными сочетаниями хода температуры почвы, приземной температуры воздуха и толщины снега, идентичные для всех участков независимо от типа растительности и условий снежности конкретного года.

Введение

Особенности зимнего периода на севере Евразии (низкие температуры и устойчивый снежный покров в течение 5–7 месяцев) определяют состояние биоты, существенно влияют на протекание гидрологических процессов, а через радиационный баланс — и на глобальные изменения климата. Значительная сезонная амплитуда ко-

лебаний температуры воздуха и процесс формирования устойчивого снежного покрова в осенне-зимне-весенний период определяют динамику водно-физических свойств почвогрунтов, с чем, в свою очередь, связаны особенности склонового стока как элемента водного баланса [1, 2] и флуктуации видового состава растительности [3–6].

Исследования теплоэнергообмена между атмосферой, снежным покровом и почвогрунта-

ми имеют длительную историю. Ещё в 1954 г. В.А. Кудрявцев [7] предложил систему уравнений, описывающую процесс теплообмена в цепочке грунт — снежный покров — атмосфера. Подобные работы проводились главным образом для криолитозоны Сибири [8–12 и др.]. В результате были количественно оценены особенности деградации многолетнемёрзлых грунтов и уменьшение пространственно-временных проявлений сезонного промерзания почвы в условиях потепления последних десятилетий. В зависимости от региона ведущим фактором многолетних изменений температуры почвы могут быть как температура воздуха, так и толщина снега [10, 13–17].

Отметим, однако, что соотношение сезонного хода приземной температуры воздуха, толщины снега и температуры почвы неоднозначно и оценено недостаточно. Установлено, в частности, самое тесное взаимодействие этих параметров в начале снежного периода [10, 15], но связь изменчивости характеристик снежной толщи и температуры почвы в течение всего зимнего периода может иметь существенные региональные различия [17]. В.И. Слепцов с соавторами [18] предложил алгоритм расчёта количества циклов замерзания и оттаивания мёрзлых грунтов в связи с изменениями температуры воздуха (Центральная Якутия), но для осеннего и весеннего бесснежных периодов.

Основные задачи проводимых исследований — оценка характера сопряжённости в сезонном ходе температурного режима почвы, приземной температуры воздуха и снежного покрова, а также выделение типичных случаев их взаимодействия.

Исходные данные и методические подходы

Результаты получены в ходе комплексных исследований локальной изменчивости метеорологических характеристик на территории Центрально-Лесного и Приокско-Террасного заповедников. Полевые эксперименты проводились в зимы 2013–2015 гг. В информационную базу исследований входят данные наблюдений приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов, полученные в соответствии с методиками Гидрометеослужбы [19]. Снегозапасы измерялись на закреплённых маршрутах в пределах характерных для центра Восточно-Европейской равнины ландшафтных комплексов — в лесных массивах с преобладанием лиственных пород, на

открытых пространствах и в массивах с преобладанием хвойных пород (сосняки). На каждом снегомерном маршруте существует закреплённая точка для замеров температуры почвы на глубинах 10, 20 и 40 см, куда укладываются автоматические регистраторы температуры (логгеры) TRS, модификация DS1921G-F5# (производитель Maxim Integrated) с диапазоном измерений от -45 до $+85$ °C. Интервал измерений везде устанавливался синхронным — через 3 часа, начиная с 0.00 часов 1 октября до 21.00 часов 31 мая, что позволило оценить особенности хода температуры почвы не только в снежный период, но и во время перепадов температур воздуха с переходом через 0 °C осенью и весной, а также в моменты установления и схода устойчивого снежного покрова.

В осенне-зимне-весенний период 2015/16 г. (с октября по май включительно) для верификации показаний автоматических датчиков температуры на территории Приокско-Террасного заповедника выполнены параллельные наблюдения за приземной температурой воздуха штатными для метеонаблюдений термометрами и регистраторами в соответствии с методиками каждые 3 часа на высоте 2 м: термометром — на метеорологической площадке заповедника; регистраторами — в местах проведения снегомерных маршрутов. Полученные данные показали синхронность хода температуры воздуха, измеренной термометрами и регистраторами: при диапазоне температур воздуха по термометру за период наблюдений в $40,7$ °C (с $-20,1$ до $+20,6$ °C) коэффициент корреляции данных составил 0,99 для всех участков, а разница стандартного отклонения — $0,4$ – $0,6$ °C. Различия в приведённых далее погрешностях регистраторов в определении приземной температуры воздуха могут быть связаны с некоторой инерционностью датчиков, по-разному проявляющейся в условиях микроклиматической изменчивости разных ландшафтов. Средняя среднесуточных значений за весь период составляет: для лиственного леса — 16% ($0,8$ °C); открытого пространства — 19% ($0,9$ °C); сосняка — 23% ($1,4$ °C); стандартное отклонение для всего периода равно: для лиственного леса — 6,4% ($0,5$ °C); открытого пространства — 1,5% ($0,1$ °C); сосняка — 8,3% ($0,7$ °C).

Для верификации результатов наблюдений логгерами температуры почвы с 1 октября по 31 мая 2015/16 г. выполнены синхронные измерения логгером и почвенным зондом автоматической метеорологической станции АМЕ-60 на площадке

«Красное» Центрально-Лесного заповедника (под-рост лиственного леса) на глубине 10 см. Ход температуры почвы, полученный датчиками, синхронен, коэффициент корреляции составляет 0,98. При диапазоне изменений температуры почвы по датчику от $-0,9$ до $13,2$ °C средние за период исследования значения температуры по датчику АМЕ-60 и регистратору совпали и были равны $2,9$ °C; значения стандартного отклонения рядов как показателя вариабельности составляли соответственно $3,5$ и $3,2$ °C. Учитывая это, данные регистраторов, заложенных на глубины 10, 20 и 40 см, при диапазоне в осенне-зимне-весенний период температур воздуха в $16-20$ °C и диапазоне температур почвы в 12 °C приняты нами как значимые и пригодные для оценок пространственно-временной изменчивости температурного режима почвенного покрова.

Сезонная изменчивость исследуемых характеристик

В зимние периоды 2013–2016 гг. наблюдения проводились с октября по май включительно, т.е. в осенний и весенний бесснежные периоды и в течение периода с устойчивым снежным покровом. Значения приземной температуры воздуха и толщины снежного покрова за указанный период приведены в табл. 1 и 2.

Исходя из особенностей 30-летних региональных рядов данных, исследуются условия зим, близкие к среднеснежным, с изменением максимальной толщины снега от 16 до 61 см. Средняя за период приземная температура воздуха колеблется в пределах $0,4-4,8$ °C, минимальная — в диапазоне от $-19,5$ до $-23,4$ °C, что также можно отнести к средним по температуре условиям. Повсеместно максимальные снегозапасы в лиственном лесу превышают снегозапасы открытых пространств и сосняков на 11–25%, что соответствует полученным ранее результатам о распределении снегозапасов [20–22]. «Редкие», проницаемые для твёрдых осадков кроны лиственных пород, ветровая защита и отсутствие прямых солнечных лучей способствуют формированию в лиственных лесах максимальных снегозапасов. Метелевый перенос, испарение с поверхности снега на открытых участках и перехват твёрдых осадков кронами хвойных пород деревьев снижают снегозапасы.

Ход температуры почвы по регистраторам Приокско-Террасного и Центрально-Лесного заповедников (средние за октябрь–май 2013/14, 2014/15

Таблица 1. Изменчивость приземной температуры воздуха в осенне-зимне-весенний периоды 2013–2016 гг.

Приземная температура воздуха, °С			Стандартное отклонение, °С
средняя	максимальная	минимальная	
Центрально-Лесной заповедник			
1,7/0,4/0,7*	24,0/20,1/19,4	–20,9/–19,5/–24,1	8,4/7,1/8,0
Приокско-Террасный заповедник			
2,6/4,8/1,7	21,3/24,8/20,6	–23,4/–22,3/–20,1	8,9/11,4/7,9

*2013–2014 гг./2014–2015 гг./2015–2016 гг.

Таблица 2. Изменчивость толщины снежного покрова в зимние периоды 2013–2016 гг.

Тип участка	Толщина снега, см	
	средняя	максимальная
<i>Центрально-Лесной заповедник</i>		
Лиственный	6/22/15*	26/61/48
Открытое пространство	7/10/6	20/54/32
Сосняк	4/19/13	8/57/42
<i>Приокско-Террасный заповедник</i>		
Лиственный	7/11/23	20/27/43
Открытое пространство	4/7/19	13/18/40
Сосняк	5/5/18	17/20/36

*2013–2014 гг./2014–2015 гг./2015–2016 гг.

и 2015/16 гг.) соответствует ходу температуры на ГМС Тула и Великие Луки (средние за октябрь–май 1983–2014 гг., (www.meteo.ru) при их удалённости от заповедников соответственно на 100 и 150 км (рис. 1, а, б). Отметим, что исследуемая изменчивость температуры почвы в заповедниках происходит на фоне небольшого, но значимого многолетнего повышения средних за осенне-зимне-весенний сезон температур — коэффициент линейного тренда за 1983–2014 гг. для ГМС Тула и Великие Луки составляет $0,04$ °C/год (см. рис. 1, в).

Рис. 2 и 3 иллюстрируют особенности сезонных изменений температуры почвы на фоне изменчивости приземной температуры воздуха и толщины снежного покрова. Для зимы 2013/14 г. показан ход исследуемых характеристик только для Центрально-Лесного заповедника, поскольку ход характеристик в Приокско-Террасном заповеднике аналогичен по динамике и значениям. На графиках в качестве примера приводится только ход температуры почвы на глубине 10 см из-за близости к ним значений температуры почвы на глубинах 20 и 40 см. Интенсивность снижения приземной температуры воздуха до нулевых значений осенью меньше интенсивности возрастания температуры с 0 °C весной, что соответствует выявленным ранее закономерностям [23, 24].

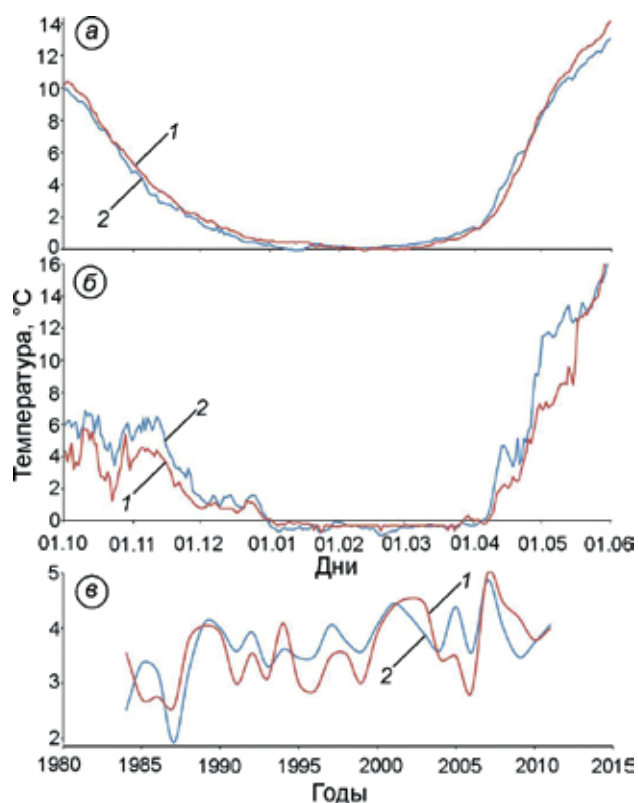


Рис. 1. *а* – сезонный ход температуры почвы осенне-зимне-весеннего периода для ГМС Тула (1) и Великие Луки (2); *б* – сезонный ход температуры почвы осенне-зимне-весеннего периода для Приокско-Террасного (1) и Центрально-Лесного (2) заповедников; *в* – многолетний ход средней за осенне-зимне-весенний период температуры почвы для ГМС Тула (1) и Великие Луки (2)

Fig. 1. *a* – seasonal variation of soil temperatures in autumn-winter-spring period for meteorological stations Tula (1) and Velikie Luki (2); *b* – seasonal variation of soil temperature in autumn-winter –spring period for Oka-Terrasny (1) and Central Forest (2) nature reserves; *v* – a long-term variation of the average soil temperatures in autumn-winter- spring period for the for meteorological stations Tula (1) and Velikie Luki (2)

Ход температуры почвы осенью и весной (бес-снежный период) находится в положительной области и соответствует ходу приземной температуры воздуха, но из-за инерционности имеет меньшую амплитуду и вариабельность значений – стандартное отклонение температуры почвы в 2–3 раза ниже стандартного отклонения температуры воздуха. Разница температуры почвы на глубинах 10 и 20 см и 20 и 40 см редко превышает 1,5 °С, а на глубинах 10 и 40 см редко достигает 3 °С. Означенный характер изменчивости температуры почвы осенью и весной в зоне сезонно промерзающих грунтов отличается от этих же периодов в условиях многолетней мерзлоты, для ко-

торых В.И. Слепцовым с соавторами [21] отмечена возможность трёх–четырёх циклов промерзания–оттаивания почвогрунтов на глубине до 15 см с переходом температуры почвы через 0 °С.

В периоды колебания приземной температуры воздуха в диапазоне 5–0 °С осенью и 0–5 °С весной происходит зеркальное изменение вертикального профиля температуры почвы. Осенью, в результате охлаждения с поверхности, наиболее тёплой становится почва на глубине 40 см, а наиболее холодной – на глубине 10 см. Весной, в результате прогрева с поверхности, наиболее тёплой становится почва на глубине 10 см, а самой холодной – на глубине 40 см. Означенные изменения профиля температуры почвы происходят за счёт сравнительно быстрых изменений температуры верхнего горизонта и постоянной положительной температуры почвы на глубине. Так, стандартное отклонение температуры на глубине 10 см на 3–11% выше стандартного отклонения температуры на глубинах 20 и 40 см. С появлением устойчивого снежного покрова, когда происходит переход приземной температуры воздуха в область отрицательных значений, температура почвы на глубинах 10–40 см стабилизируется в диапазоне от –1,0 до +1,0 °С с разницей температуры соседствующих слоёв, редко превышающей 0,5 °С (см. рис. 2, 3). В течение снежного периода температура почвы меняется крайне незначительно и не зависит от сезонных и межгодовых колебаний толщины снега. Не влияют на неё и похолодания января – начала февраля до –20 и даже до –23 °С и оттепели конца февраля – начала марта, когда приземная температуры воздуха может повышаться до 5–7 °С. Подобная незначительная изменчивость температуры почвы в снежный период, вероятно, обусловлена теплоизолирующими свойствами снежного покрова и значительной (с осени и как результат оттепелей) влажностью почвы, которые представляют собой факторы инерционности температурного хода. Рассмотрим три случая.

1. В начале весны, когда наступает период разрушения устойчивого снежного покрова и полного его исчезновения на фоне повышения приземной температуры воздуха до плюсовых значений, температура почвы продолжает незначительно варьировать в диапазоне от –1,0 до +1,0 °С не менее 5–7 дней за счёт инерционности температурного режима почвы. И лишь при устойчивом переходе приземной температуры воздуха через 5 °С в сторону повышения температура почв начинает расти (см. рис. 2, 3). Этот результат хо-

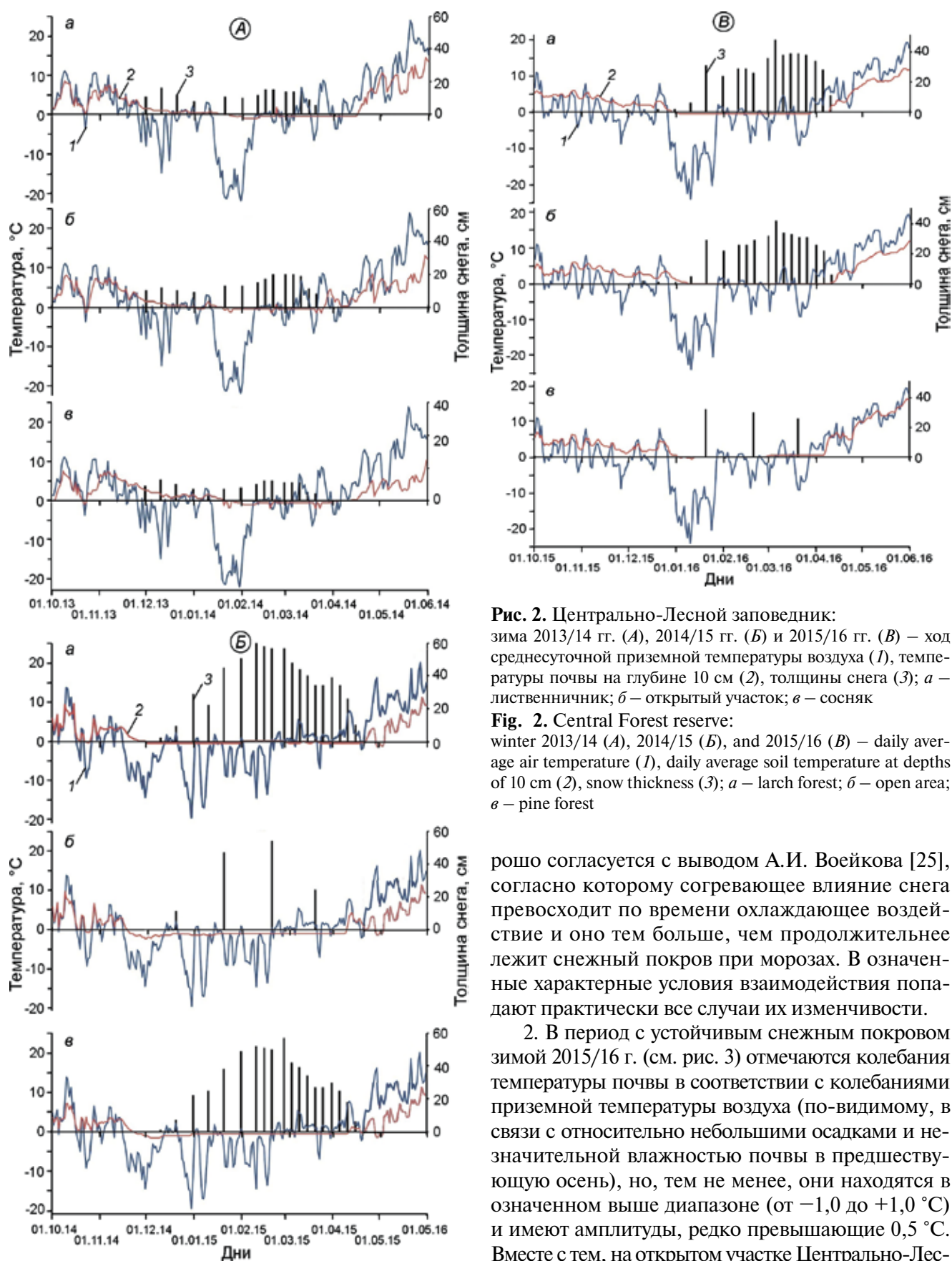


Рис. 2. Центрально-Лесной заповедник:

зима 2013/14 гг. (А), 2014/15 гг. (Б) и 2015/16 гг. (В) — ход среднесуточной приземной температуры воздуха (1), температуры почвы на глубине 10 см (2), толщины снега (3); а — лиственничник; б — открытый участок; в — сосняк

Fig. 2. Central Forest reserve:

winter 2013/14 (A), 2014/15 (B), and 2015/16 (B) — daily average air temperature (1), daily average soil temperature at depths of 10 cm (2), snow thickness (3); а — larch forest; б — open area; в — pine forest

рошо согласуется с выводом А.И. Воейкова [25], согласно которому согревающее влияние снега превосходит по времени охлаждающее воздействие и оно тем больше, чем продолжительнее лежит снежный покров при морозах. В означенные характерные условия взаимодействия попадают практически все случаи их изменчивости.

2. В период с устойчивым снежным покровом зимой 2015/16 г. (см. рис. 3) отмечают колебания температуры почвы в соответствии с колебаниями приземной температуры воздуха (по-видимому, в связи с относительно небольшими осадками и незначительной влажностью почвы в предшествующую осень), но, тем не менее, они находятся в означенном выше диапазоне (от $-1,0$ до $+1,0$ °C) и имеют амплитуды, редко превышающие $0,5$ °C. Вместе с тем, на открытом участке Центрально-Лес-

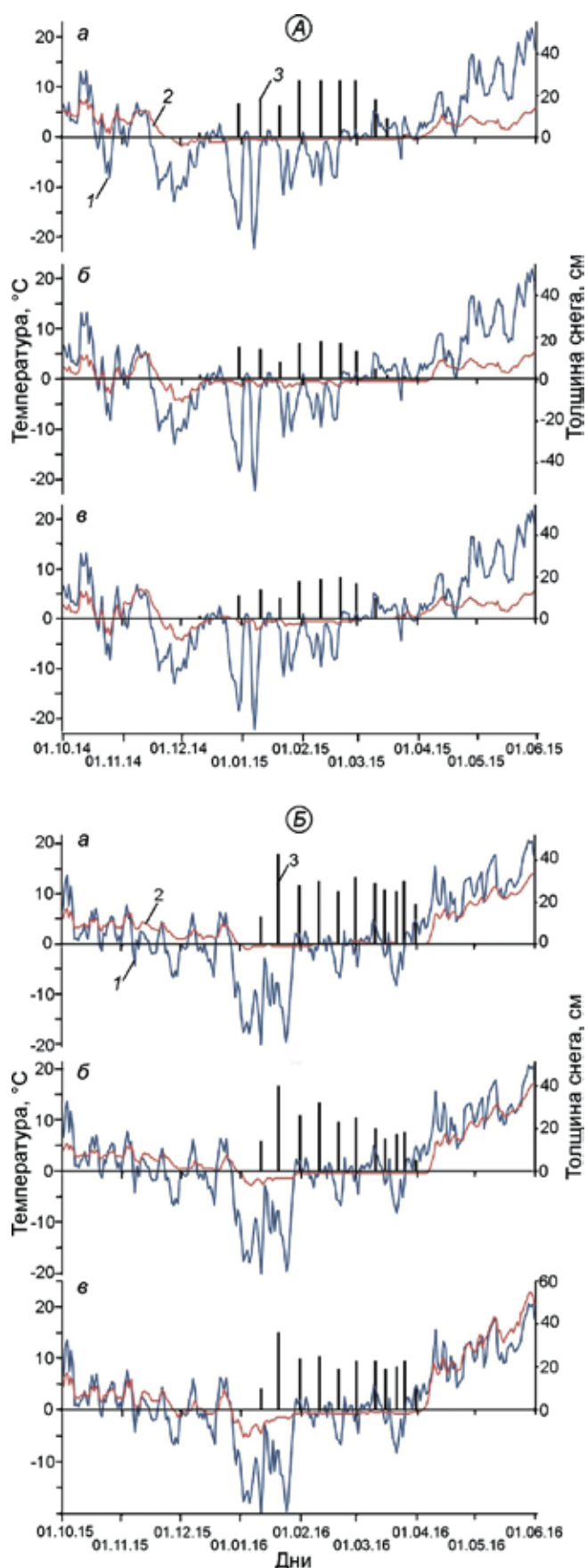


Рис. 3. Приокско-Тerrasный заповедник:

зима 2014/15 гг. (А), 2015/16 гг. (Б) — ход среднесуточной приземной температуры воздуха (1), температуры почвы на глубинах 10 см (2), толщина снега (3); а — лиственный лес; б — открытый участок; в — сосняк

Fig. 3. Oka-Terrasny reserve:

winter 2014/15 (A), 2014/15 (B) — daily average air temperature (1), daily average soil temperature at depths of 10 cm (2), snow thickness (3); а — larch forest; б — open area; в — pine forest

ного заповедника зимой 2013/14 г. при температуре воздуха ниже -15°C в течение двух–трёх недель января–февраля и толщине снега до 15 см температура почвы на глубине 10 см на открытом участке находилась в диапазоне от 0 до $+1,0^{\circ}\text{C}$ и практически не изменялась, что может быть связано с водно-физическими свойствами почвы в начале зимы.

3. В Центрально-Лесном заповеднике зимой 2015/16 г. (см. рис. 2, В) на открытом участке и в сосняке, при незначительном снежном покрове и снижении приземной температуры воздуха с $+9$ до -10°C , температура почвы на глубине 10 см в течение трёх дней первой декады января изменялась в диапазоне от 0 до $+1,0^{\circ}\text{C}$, однако в лиственном лесу температура почвы составила $-0,5^{\circ}\text{C}$. И в этом случае вариации температуры почвы незначительны и укладываются в означенные здесь диапазоны. Существующие небольшие различия температуры почвы разных ландшафтов (около $0,5^{\circ}\text{C}$) также могут быть следствием локальных особенностей водно-физических свойств почвы в начале зимы.

Зимой 2015/16 г. на участках с сосновым лесом обоих заповедников (см. рис. 2, В и рис. 3, Б) в первой половине января, при близких значениях температуры воздуха и толщины снега, температура почвы различалась на 5°C (в Центрально-Лесном заповеднике не опускалась ниже 0°C , а в Приокско-Тerrasном заповеднике была равна -5°C), что может быть связано с особенностями теплозащитной функции снежного покрова и требует дополнительных исследований плотности снега и описания его стратиграфии.

Таким образом, практически все случаи сопряжённости исследуемых характеристик соответствуют установленным температурным диапазонам, с учётом того, что физическая природа взаимодействия в дальнейшем будет уточняться в процессе экспериментальных полевых работ. В соответствии с задачами настоящей работы для осенне-зимне-весеннего периода выделены типичные фазы сопряжённых по времени изменений температуры почвы, приземной температуры воздуха и толщины снега.

Осенний (бесснежный) период: а) медленное понижение температуры почвы, соответствующее ходу приземной температуры воздуха, но с меньшей амплитудой и вариабельностью значений; б) в диапазоне приземной температуры воздуха 5–0 °C за счёт охлаждения поверхности почвенный горизонт на глубине 10 см становится наиболее холодным, а горизонт на глубине 40 см — наиболее тёплым.

Зимний (снежный) период: стабилизация температуры почвы в диапазоне от –1,0 до +1,0 °C вне зависимости от колебаний толщины устойчивого снежного покрова и приземной температуры воздуха; продолжение стабильного хода температуры почвы во время разрушения устойчивого снежного покрова и его полного схода при уже положительных температурах воздуха за счёт инерционности термического режима почвы;

Весенний (бесснежный) период: в диапазоне приземной температуры воздуха 0–5 °C за счёт прогревания поверхности почвенный горизонт на глубине 40 см становится наиболее холодным, а горизонт на глубине 10 см — наиболее тёплым; отмечается медленное повышение температуры почвы, соответствующее ходу приземной температуры воздуха, но с меньшей амплитудой и вариабельностью значений.

Означенные фазы выделяются на участках с различным типом растительности на территории как Центрально-Лесного, так и Приокско-Террасного заповедников при расстоянии между ними около 500 км по меридиану, различающихся снегозапасами и приземных температур воздуха. Значения температуры почвы при этом меняются незначительно (см. рис. 1). Отсутствуют также принципиальные различия хода температуры почвы заповедников и ГМС Великие Луки и Тула (см. рис. 1, а, б для глубины 10 см в качестве примера) при удалённости ГМС от заповедников соответственно на 100 км к северу и 150 км к югу. Таким образом, при расстоянии между заповедниками в 500 км полученные закономерности прослеживаются на расстоянии около 750 км с севера на юг.

Особо отметим постоянство температуры почвы на глубине до 40 см в период устойчивого снежного покрова и, следовательно, весьма малую её зависимость как от сезонных (данные заповедников), так и от многолетних (данные ГМС) изменений толщины снежного покрова и колебаний приземной температуры воздуха. Эта особенность определяется теплоизолирующими свойствами снежной толщи и значительной после осенних дождей влажностью почвы — факторами инерционности

в сезонных колебаниях температуры почвы. Полученный результат подтверждает вывод А.В. Павлова [10], что термические свойства сезонно-мёрзлых почвогрунтов формируются в начале зимы, но требуются дополнительные экспериментальные исследования для корректного обоснования.

Можно предположить также, что при малых колебаниях температуры почвы в снежный период многолетнее повышение средних за октябрь–май температур почвы (на ГМС Тула и Великие Луки 0,04 °C/год) связаны главным образом с многолетними изменениями приземной температуры воздуха бесснежных октября–ноября и апреля–мая, что соответствует установленному Б.Г. Шерстюковым [17] отсутствию для центра Восточно-Европейской равнины значимой корреляции многолетних изменений толщины снега и температуры почвы. Исходя из характера используемых данных, полученный результат справедлив, прежде всего, для зим с близкими к средней снежности и приземной температурой воздуха в пределах рассматриваемого региона.

Выводы

Приведены результаты анализа трёхлетних измерений температуры почвы в зимний период в Центрально-Лесном и Приокско-Террасном заповедниках, позволившие оценить сопряжённость изменчивости температурного режима почвы, приземной температуры воздуха и снежного покрова. Уточнены методические подходы для долгосрочных полевых экспериментальных наблюдений за состоянием почвы. Установленная величина погрешности при измерении приземной температуры воздуха на высоте 2 м и температуры почвы на глубинах до 40 см позволяет использовать автоматические регистраторы температуры (логгеры) TRS, модификация DS1921G-F5#, при наблюдениях в пределах центра Восточно-Европейской равнины. Показана степень влияния древесной растительности на распределение снежного покрова. Максимальные снегозапасы в лиственных лесах превышают снегозапасы открытых пространств и сосняков на 11–25%. Метелевый перенос, испарение с поверхности снега на открытых участках и перехват твёрдых осадков кронами хвойных пород деревьев замедляют снегонакопление. Ход температуры почвы на участках с разной растительностью различается мало и происходит с разницей температуры на глубинах в 0,5–1,0 °C.

Выделены фазы изменений температуры почвы, сопряжённые с особенностями сезонного хода приземной температуры воздуха и толщиной снега: медленное снижение температуры почвы осенью и быстрое весной; зеркальное изменение вертикального профиля температуры почвы весной и осенью в результате охлаждения/прогрева поверхности; стабильная температура почвы на глубине 10–40 см после установления устойчивого снежного покрова в диапазоне от +1,0 до –1,0 °C вне зависимости от колебаний температуры воздуха и толщины снега; продолжение стабильного хода температуры почвы в период разрушения устойчивого снежного покрова и полного его схода в начале весеннего потепления.

Выявленные фазы остаются неизменными на участках с различными типами растительности, в условиях зим разной снежности на территории обоих заповедников и на прилегающих к ним пространствах. Значения температуры почвы при этом практически не различаются. Температура почвы на глубине 10–40 см в период с устойчивым снежным покровом повсеместно стабилизируется в диапазоне от +1,0 до –1,0 °C. Это гово-

рит о её малой зависимости в рассматриваемый период от ландшафтных условий, изменений толщины снега и колебаний приземной температуры воздуха за счёт теплоизолирующих свойств снежной толщи и значительной, после осенних дождей, влажности почвы. В целом, тенденции многолетнего хода температуры почвы осенне-зимне-весеннего периода определяются главным образом межгодовой изменчивостью температуры воздуха осенью и весной, что справедливо в данном случае для зим, близких к средним по снежности и температуре воздуха центра Восточно-Европейской равнины.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных научных исследований Российской академии наук 0148-2014-0015 и частично при поддержке РФФИ, проект № 16-05-00753.

Acknowledgments. This work was supported by the Program of Fundamental Scientific Research of the Russian Academy of Sciences 0148-2014-0015 and partially supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 16-05-00753.

Литература

1. Львович М.И. Человек и воды. М.: Географгиз, 1963. 568 с.
2. Львович М.И. Вода и жизнь. М.: Мысль, 1986. 253 с.
3. Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Мазепа В.С. Дендроклиматологические исследования в Урало-Сибирской Субарктике. Новосибирск: Наука, 1996. 246 с.
4. Николаев А.Н., Скачков Ю.Б. Влияние снежного покрова и температурного режима мерзлотных почв на радиальный прирост деревьев Центральной Якутии // Журнал Сибирского федерального ун-та. Серия «Биология». 2012. № 5. С. 43–51.
5. Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах СССР. Якутск: Якутское книжное издательство, 1975. 302 с.
6. Vaganov E.A., Hughes M.K., Kirdyanov A.V., Schweingruber F.H., Silkin P.P. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia // Nature. 1999. V. 400. P. 149–151.
7. Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномёрзлой толщи в пределах СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 182 с.
8. Арэ А.Л. Снежный покров Центральной Якутии, особенности его радиационного и гидро-термического режима // Теплообмен в мерзлотных ландшафтах. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1978. С. 30–42.
9. Некрасов И.А. Снежный покров и глубокое промерзание литосферы // Тематические и региональные исследования мерзлотных толщ Се-

References

1. L'vovich M.I. *Chelovek i vody*. Man and Water. Moscow: Geografiz, 1963: 568 p. [In Russian].
2. L'vovich M.I. *Voda i zhizn'*. Water and Life. Moscow: Mysl', 1986: 253 p. [In Russian].
3. Vaganov E.A., Shiyatov S.G., Mazepa V.S. *Dendroklimatologicheskie issledovaniya v Uralo-Sibirskoy Subarktiye*. Dendroclimatologic studies in the Ural-Siberian Subarctic. Novosibirsk: Nauka, 1996: 246 p. [In Russian].
4. Nikolaev A.N., Skachkov Yu.B. Effect of snow cover and temperature of permafrost soils in the radial growth of trees in Central Yakutia. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo Universiteta, Ser. Biologiya*. Journ. of Siberian Federal University. Series of Biology. 2012, 5: 43–51. [In Russian].
5. Pavlov A.V. *Teploobmen pochvy s atmosferoy v severnykh i umerennykh shirotakh SSSR*. Heat transfer of soil to the atmosphere in the northern and temperate latitudes of the USSR. Yakutsk: Yakut book publisher, 1975: 302 p. [In Russian].
6. Vaganov E.A., Hughes M.K., Kirdyanov A.V., Schweingruber F.H., Silkin P.P. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. *Nature*. 1999, 400: 149–151.
7. Kudryavtsev V.A. *Temperatura verkhnykh gorizontov vechnomerzloy tolshchi v predelakh SSSR*. The temperature of the upper layers of permafrost in the USSR. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1954: 182 p. [In Russian].
8. Are A.L. Snow cover in Central Yakutia, especially its radiation and hydrothermal regime. *Teploobmen v merzlotnykh landshaftakh*. Heat transfer in permafrost landscapes. Yakutsk: Institute of Permafrost, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1978: 30–42. [In Russian].
9. Nekrasov I.A. Snow cover and deep freezing of the lithosphere. *Tematicheskie i regional'nye issledovaniya merzlykh tolshch*

- верной Евразии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. С. 3–21.
10. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 230 с.
 11. Порхаев Г.В. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномерзлыми грунтами. М.: Наука, 1970. 208 с.
 12. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И., Гаврильев Р.И.. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1988. 240 с.
 13. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 33–36.
 14. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А., Чернов Р.А. Роль снежного покрова в промерзании грунтов // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 52–57.
 15. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
 16. Сократов С.А., Голубев В.Н., Барри Р.Г. Влияние климатических колебаний на теплоизолирующую роль снежного покрова и термический режим грунтов // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 2. С. 83–91.
 17. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
 18. Слепцов В.И., Мордовской С.Д., Петров Е.Е. Расчет количества циклов заморозания–оттаивания породного массива для условий центральной Якутии на горизонтальных поверхностях // Горный информационно-аналитический бюл. 2012. № 9. С. 101–105.
 19. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 299 с.
 20. Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асаинова Ж.С. Влияние лесной растительности на тенденции локальной изменчивости снегозапасов // Тр. Приокско-Тerrasного заповедника. 2015. Вып. 6. С. 66–78.
 21. Коломыц Э.Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 208 с.
 22. Мишон В.М. Снежные ресурсы и местный сток: закономерности формирования и методы расчета. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1988. 190 с.
 23. Китаев Л.М. Изменчивость снегозапасов Северной Евразии в предвесенний и весенний периоды // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 70–73.
 24. Китаев Л.М. Изменчивость характеристик ледовых явлений бассейна средней Волги // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей: Тр. VIII Междунар. науч.-практ. конф. М.: изд. Российского университета дружбы народов, 2014. С. 411–423.
 25. Воейков А.И. Избранные сочинения. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 259 с.
 - Severnoy Evrazii. Thematic and regional studies of permafrost strata in Northern Eurasia. Yakutsk: Institute of Permafrost, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. 1981: 3–21. [In Russian].
 10. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of the permafrost zone. Novosibirsk: Acad. edition «Geo», 2008: 230 p. [In Russian].
 11. *Porkhaev G.V. Teplovoe vzaimodeystvie zdaniy i sooruzheniy s vechnomerzlymi gruntami*. Thermal interaction of buildings and structures with permafrost. Moscow: Nauka, 1970: 208 p. [In Russian].
 12. *Feldman G.M., Tetelbaum A.S., Shender N.I., Gavrilov R.I. Posobie po prognozu temperaturного rezhima gruntov Yakutii*. Manual of forecast for the soil temperature in Yakutia. Yakutsk: Yakutsk publishing house, 1988: 240 p. [In Russian].
 13. *Malkova G.V., Pavlov A.V., Skachkov Yu.B.* Assessment of the stability of permafrost under present climate. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2011, XV (4): 33–36. [In Russian].
 14. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Zhidkov V.A., Chernov R.F.* The role of snow cover in the freezing of soil. *Izvestiya RAN. Seriya geographicheskaya*. Bulletin of RAS, geographical series. 2001, 4: 52–57. [In Russian].
 15. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
 16. *Sokratov S.A., Golubev V.N., Barry R.G.* The impact of climate variability on the role of heat insulating snow cover and soil thermal regime. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2001, V (2): 83–91. [In Russian].
 17. *Sherstyukov A.B.* Correlation of soil temperature, air temperature and snow depth on the territory of Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
 18. *Sleptsov V.I., Mordovskoy S.D., Petrov E.E.* Computation of the number of freeze-thaw cycles in the rock mass conditions for the Central Yakutia on horizontal surfaces. *Gorniy informatsionno-analiticheskiy byulleten'*. Mountain information-analytical bulletin. 2012, 9: 101–105. [In Russian].
 19. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Vypusk 3, chast' 1*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 3, Part 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 299 p. [In Russian].
 20. *Kitaev L.M., Ableeva V.A., Asainova J.S.* Influence of forest vegetation on the snow cover. *Trudy Prioksko-Terrasnogo Zapovednika*. Proc. of the Oka-Terrasny Reserve. 2015, 6: 66–78. [In Russian].
 21. *Kolomyts E.G. Struktura snega i landshaftnaya indikatsiya*. Snow structure and landscape indication. Moscow: Nauka, 1976: 208 p. [In Russian].
 22. *Mishon V.M. Snezhnye resursy i mestnyi stok: zakonomernosti formirovaniya i metody rascheta*. Snow resources and local water run-off: patterns of formation and methods of calculation. Voronezh: Izd-vo Voronezh State University, 1988: 190 p. [In Russian].
 23. *Kitaev L.M.* Variability of snow storages in pre-spring and spring periods over the Northern Eurasia. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2013, XVII (2): 70–73. [In Russian].
 24. *Kitaev L.M.* Variability of ice phenomena characteristics in the middle part of Volga basin. *Dinamika i termika rek, vodokhranilishch i pribrezhnoy zony morey. Trudy VIII meghdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. Dynamics and thermal regime of rivers, reservoirs and coastal sea areas. Proc. of the VIII Intern. scientific-practical conf. Moscow: Russian Peoples Friendship University, 2014: 411–423. [In Russian].
 25. *Voeykov A.I. Izbrannye sochineniya*. Selected works. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957: 259 p. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.345.2+551.324.05

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-527-542

Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда

© 2017 г. В.С. Шейнкман

Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия;
Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия; Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия
vlad.sheinkman@mail.ru

Glaciation of Siberia and the problem of massive ice beddings

V.S. Sheinkman

Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Research Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia;
Tyumen State University, Tyumen, Russia; Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia
vlad.sheinkman@mail.ru

Received March 27, 2017

Accepted June 26, 2017

Keywords: *glaciation, ground ice, massive ice bedding, permafrost, Pleistocene.*

Summary

As a result of many years of the author's studies of glaciers and ground ices, a great amount of factual material has been collected for a purpose to analyze a possibility of burying the glaciers in the permafrost zone and to estimate a time of their stay in such a condition. According to the author's opinion, the Siberian glaciers were mainly the valley ones; ice sheets were never formed, and any existence of buried glaciers could not be real in the geological time scale. However, some researchers still believe that in the Quaternary ice sheets occurred in the North of Siberia, and, in addition, they consider the local massive ice beddings as relics of these sheets. No clear explanation of the similar origin of such ice structures exists at the present time, so development and variety of this ice could be easier explained by the permafrost genesis. Basing on results of observations carried out in all glacier regions of Siberia, the author concludes that glaciers cannot exist in the form of buried ice for a long time. This is unrealistic even in the North-East of Siberia, where the absolute minimum temperature is -67.8°C , and the mean annual air temperature drops below -17°C . The characteristic feature of the Siberia continental climate is short, but hot summer. In such a situation, the coarse fragmental morainic material, covering glaciers by the layer up to 3 m thick, cannot preserve the underlying ice from melting because the heat penetrates down with the air, liquid precipitation, and the melt water. When glaciers reduce, the dead ice, buried under a moraine, may be preserved in the coldest areas of Siberia for only 100–150 years. Therefore, despite the resemblance of the scarps of the ice bodies having the permafrost or glacial origin, consideration of them as relics of ancient glaciers would be wrong.

Citation: Sheinkman V.S. Glaciation of Siberia and the problem of massive ice beddings. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (4): 527–542. [In Russian].
doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-527-542

Поступила 27 марта 2017 г.

Принята к печати 26 июня 2017 г.

Ключевые слова: *мёрзлые толщи, оледенение, пластовые залежи льда, плейстоцен, подземные льды.*

В ходе многолетнего исследования ледников и подземных льдов в Сибири автором собран обширный фактический материал, на основе которого исследуется возможность погребения ледников в области развития многолетней мерзлоты и даётся оценка длительности их пребывания в таком состоянии. Сделан вывод, что в масштабе геологического времени существование погребённых ледников в Сибири нереально, а спорные, иногда относимые к реликтам древних ледников пластовые залежи подземного льда на севере Сибири имеют неледниковое происхождение.

От редакции. Публикуемая статья В.С. Шейнкмана вызвала неоднозначную реакцию у рецензентов. Редакция получила рецензии с разными заключениями по поводу публикации статьи. После подробного обсуждения было принято решение опубликовать эту статью в дискуссионном порядке.

Введение

Одна из сторон создания полноценной картины развития природных льдов и предмет острого спора — вопрос о генезисе пластовых залежей под-

земного льда, прежде всего, о правомерности отнесения некоторых залежей ко льду погребённых ледников. Например, Е.Г. Карпов долгое время считал известную залежь льда «Ледяная гора» на Енисее результатом инъекций подземных вод, однако затем

он перешёл на позицию сторонников ледникового генезиса, изложив этот взгляд в монографии [1]. Однако в его монографии в соавторстве с Т.П. Кузнецовой [2] вновь рассматривается гипотеза не о ледниковом, а о внутригрунтовым генезисе этой залежи. Данный пример показывает, что при решении подобных задач даже тем же автором один и тот же объект в разное время может освещаться с разных позиций и причиной этого нередко служит односторонность оперирования известными данными. Целостность криосферы не подвергается сомнению, но иногда специалисты-мерзлотоведы не вникают в детали гляциологических разработок, специалисты-гляциологи — в тонкости многолетнего промерзания горных пород, а геологи-четвертиники — в проработки и тех, и других. При изучении объектов криосферы, как правило, декларируется междисциплинарный подход, но очень часто недостаточно учитывается взаимодействие мерзлотных и гляциальных процессов. Поэтому в вопросе о верификации внутригрунтового происхождения пластовых залежей подземного льда автор пытается осветить проблему с разных точек зрения.

Основные дискуссионные моменты и история вопроса

Суть проблемы заключена в специфике развития ледников в условиях холодного континентального климата Сибири. Общие черты этого рассмотрены автором ранее [3–5], здесь только отметим, что раньше базой построений служили альпийские схемы и в Сибири, согласно которым допускалось развитие ледниковых щитов. Уже в 1930–40-е годы эта схема подверглась критике (наиболее ёмко это выразил И.Г. Пидопличко [6], отметив гипертрофированность в восприятии былых ледников), а в 1950–60-е годы в период Международного геофизического года выяснилось, что к востоку от Урала работают схемы оледенения, отличные от альпийских. Однако и позже ряд авторов [7–9] создали на прежней основе модели древних покровных ледников в Сибири и их захоронения на длительное время.

Многолетние исследования автора показали, что в Сибири распространение ледниковых щитов нереально, а образования, принимаемые за их следы, имеют не ледниковый генезис [3–5]. Существующие разногласия по-прежнему отра-

жают спор вокруг концепции А.И. Воейкова [10], отрицающего широкое развитие ледников в глубине Сибири. Некоторые учёные [11, 12] стали оппонентами этой гипотезы. Позднее выяснилось, что благоприятная для оледенения высокая снежность препятствует развитию мерзлоты, а холодный континентальный климат способствует промерзанию пород, но противостоит широкому развитию ледников. Распространению ледников в Сибири мешают малая аккумуляция (в среднем она составляет до 50 г/см² в год, резко уменьшаясь в холодные периоды) и высокая летняя абляция.

Как известно, в Сибири господствует континентальный климат с очень тёплым летним периодом, что препятствует захоронению ледников. Ледниковые центры формируются здесь в горной местности, где потенциально способные бронировать лёд морены представлены преимущественно крупнообломочным материалом, сквозь который летом легко проникает тепло с жидкими осадками, воздухом и талыми водами, вызывая активное таяние льда. Сезонно-талый слой в такой толще даже в самых суровых условиях Сибири составляет 3 м и более [13, 14], и это, по мнению автора, препятствует формированию мощного ледникового покрова на большой площади. Поэтому при отступании ледников в тёплые периоды остаточные льды вытаивают за геологически короткое время (десятилетия — первые столетия).

При изучении мерзлоты в прошлом не всегда правильно применяли гляциологические знания, и даже когда в 1686 г., за столетие до создания альпийской школы гляциологии, в мёрзлых породах в Якутске прошли 28-метровую шахту, европейские гляциологи не признавали существование таких пород вплоть до середины XIX в. Признание пришло лишь после представления А.Ф. Миддендорфом данных о пройденной в 1837 г. 116-метровой шахте Шергина. Поэтому при первом объяснении находок залежей льда по берегам Арктики (судя по литературе — О.Е. Коцебу в 1816 г.), они были отнесены к погребённому фирну [15]. Позже А.Е. Фигурин [16] счёл большую их часть замёрзшей в морозобойных трещинах водой, а И.А. Лопатин [17] привёл для них отличия от снежных льдов. Вскоре Э.В. Толль [18] вновь объяснил все подземные льды снежным происхождением, и до 1950-х годов многие учёные поддерживали его взгляд, хотя уже в 1927 г. М.И. Сумгин в своём основополагающем труде [19] для большинства подземных льдов отме-

тил их внутригрунтовой генезис. Изменили взгляды лишь выявление полигонально-жильного генезиса многих льдов и создание [20–23] цельной концепции льдообразования, в немалой мере обеспеченной развитием мерзлотоведения.

Но преодолеть стереотипы непросто. Да и к гипотезе Э.В. Толля [18], чтобы обосновать в Сибири (в [7], например) ледниковые щиты, обращаются иногда и сейчас. Хотя и он, и его последователи писали не о щитах, а о фирновых полях малой мощности и о ледниках-снежниках, что в итоге легло в основу концепции пассивного оледенения [24]. Сыграла свою роль и этимология. Так, термин «пластовый лёд» сначала применялся для инъекционного льда (первоначально [23] был предложен термин «интрузивные пласты льда»). Затем акцент перенесли на форму льдов, и в исследовании [20] было уточнено, что относится к пластовым льдам надо крупные ледовые тела разного генезиса толщиной более 0,3–0,5 м. А когда в обрывах арктических берегов обнаружили многочисленные крупные залежи мощного льда не полигонально-жильного генезиса, то термин стал применяться и к ним. В 1960-е годы такие льды начали изучать на Чукотке, в Западной Сибири, в низовьях Енисея и на севере Америки [20, 21, 23, 25–27]. В итоге термин «пластовые льды» стал собирательным [28].

Многое дала обновлённая в конце XX в. геологическая съёмка. В частности, в Западной Сибири большинство исполнителей съёмки отвергли наличие здесь в прошлом ледниковых щитов [24, 29, 30], а детальные проработки новых [25, 31] и прежних [20, 21, 26] материалов изучения пластовых льдов исключили их ледниковый генезис. Вместе с тем обнаружение новых крупных залежей льда на побережье Арктики и не всегда ясное объяснение их генезиса с позиций мерзлотоведения привели к возобновлению споров и отнесению этих льдов к реликтам покровного оледенения Сибири [8, 9].

Методы исследования и использованные материалы

Главная причина противоречий в отношении прошлого — приписывание разного происхождения одному генетическому типу явлений. В нашем случае можно применить методологию Ш.Ш. Гасанова [21], отработанную на многих объектах, порождённых холодом. Суть её в том,

что противоречия легко разрешить, если строго придерживаться законов развития криосферы и применять принцип актуализма при переносе знаний о существующих объектах в прошлое. Согласно [21], для наших объектов есть два пути верификация гипотез: прямые экстраполяции и стратегия проверки. Первый путь применим, когда есть уверенность, что имеются современные аналоги объектов прошлого; второй путь предполагает объединение фактов в рамках не поддающегося наблюдению явления и построение его модели с помощью введения определённых допущений. Опираясь на методику, приведённую в [21], и на многолетний опыт работы в ключевых районах Сибири, автор провёл верификацию основных моделей погребения ледников и их анализ в свете концепции криоразнообразия [3].

Верификация возможных моделей погребения ледникового льда в Сибири

Анализ с позиций общих подходов. Сторонники ледникового генезиса пластовых льдов считают, что его консервация моренной в особых доказательствах не нуждается и часто ссылаются на М.М. Корейшу, описавшего [32] бронирование отступающих ледников криолитозоны. Но бронирование их не означает погребение на длительное время, а сам М.М. Корейша ледниковый генезис у пластовых льдов исключил [26]. Правда, существуют и переходные мнения: в [33] для большинства пластовых льдов Сибири упомянут внутригрунтовой генезис, но залежь «Ледяная гора» на Енисее сочтена реликтом ледника, спускавшегося с плато Путорана. В этой связи обратимся ещё раз к М.М. Корейше, который подчеркнул: «Очень заманчивые попытки объяснить генезис подземного льда действием одного механизма льдообразования, к сожалению, далеко не всегда могут привести даже к частному, региональному решению проблемы, не говоря уже о ее общем решении. ... Поиски чисто внешних аналогий в строении, например, ледниковых метаморфических льдов и деформированных подземных являются методической ошибкой» [26, с. 65–66]. Обвинить М.М. Корейшу в предвзятости к ледниковой гипотезе трудно — ледники он изучал долго. Добавим, что сегодня есть базовые сведения, обобщающие широкий спектр деятельности



Рис. 1. Ледник Азаровой, хр. Кодар. Июль 2013 г. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

Пояснения см. в тексте

Fig. 1. Azarova Glacier, Kodar Range. July 2013. Photos from V.S. Sheinkman's archive.

Explanations see in the text

ледников [24, 34–37], и, опираясь на них, вполне реально раскрыть рассматриваемые явления.

Итак, для геологически длительной консервации ледникового льда среди мёрзлых толщ необходим теплозащитный покров. В Якутии, например, толщина сезонно-талого слоя в песчаных отложениях составляет около 1 м, а в мелкообломочных с заполнителем достигает 2,5 м и резко увеличивается в крупнообломочном материале [13, 14]. В Сибири среди морен преобладает крупно- и грубообломочный материал небольшой мощности, и летом, как мы уже отмечали, сквозь него с жидкими осадками, воздухом и талыми водами легко проникает тепло, поэтому мёртвый лёд быстро вытаивает даже в условиях низкотемпературных многолетнемёрзлых пород (ММП).

Потенциал погребения льда мореной приповерхностного мореносодержащего слоя. Ледник работает как конвейер: он перемещает сносимый на его поверхность со склонов осыпной материал. В результате образуется приповерхностный мореносодержащий лёд: его толщина и объём обломков зависят от активности их поступления и внедрения в лёд. У горных ледников поступление моренного материала весьма обильно, а следовательно, и потенциал погребения льда каменным покровом выше. Посмотрим, как это происходит на типичном для Сибири холодном леднике Азаровой в хр. Кодар, лежащем среди низкотемпературных ММП (рис. 1-*I*).

В области ледникового языка нет нисходящего движения льда. Летом в условиях Сибири крупные

обломки не успевают, компенсируя охлаждение ночью, накопить днём тепло для внедрения в лёд и лежат на нём, затеняя и предохраняя его на некоторое время от таяния. Плохо проникает в лёд и мелкозём — его частицы вбирают мало тепла и быстро отдают его льду, обычно залегая дисперсно. Мелкозём затемняет лёд, усиливая абляцию, но в случае образования локальных покрытий активное таяние льда может замедлиться. Обломки щебня днём успевают прогреться и внедриться на 10–20 см в лёд. Глубже обломки попадают редко — разве что через трещины. Масса такого материала невелика; обломки со склонов редко достигают центра области питания, где имеет место нисходящее движение льда. Обычно же в области питания оседает эоловый мелкозём или вообще превалирует чистый лёд (см. рис. 1-*III*).

Лёд покрывается обломками лишь по периферии ледника и образует питаемую со склонов боковую морену, а поскольку ледник работает как конвейер, в стационарном случае он станет перегружаться обломками, создавая видимость мощного покрытия, хотя и в этом случае обломки лишь облекают лёд тонким слоем (см. рис. 1-*II*); в объёме же льда, содержащего морену, их доля обычно не превышает 25% [36]. Когда при отступании ледников бронирование охватит область абляции, сформируется абляционная морена, но она предохранит лёд ненадолго. В случае омертвления лёд стабилизироваться не может и, согласно расчётам Г.М. Фельдмана [13], должен вытаивать. В итоге маломощный слой обломков оказывается на

днище трога. На рис. 1, например, показано, что видимость мощного вала создают морены, покрывающие небольшим слоем лоб ледника и скальный ригель в краевой его части, сформировавшиеся ещё в малый ледниковый период, но в этом случае и лёд ледника, и породы скального ригеля могут проглядывать сквозь обломки. Холмисто-моренный рельеф из крупных насыпных форм — это атрибут большого ледника, перерабатывающего равнины со значительной толщиной осадков. Такой ледник предполагается, например, в моделях оледенения на Русской равнине, но в Сибири подобного нет, поскольку здесь отсутствуют условия и для формирования ледниковых щитов, и для выхода ледников на равнины вообще [3–5].

Если, используя подход [21], строго придерживаться методологии актуализма, то следует признать, что скоплений обломков, способных стать теплозащитным плащом, сохраняющим лёд на геологически длительное время, на ледниках не наблюдается нигде. Это вытекает из опыта работы и автора в ледниковых районах Сибири [3–5], и других исследователей [30, 38, 39]. Чаще погребены могут быть иные ледовые тела, например, при активном перемещении мелкодисперсного материала на блоки речного или наледного льда, особенно многолетнего. Так, наледи могут оказаться в области воздействия селей разного генезиса, материал которых после отложения становится плотным и будет неплохим теплоизолятором.

Интересный пример даёт наблюдаемая автором уже много лет Чарская впадина, находящаяся ниже ледников хр. Кодар. Отложения впадины дренирует р. Чара, вскрывая песчаную толщу осадков древнего ледниково-подпрудного озера. В центре и на востоке впадины песок защищён растительным покровом, скован мерзлотой, и здесь [3], отражая глубокое промерзание пород при среднегодовой температуре воздуха около $-7 \div -8$ °С, встречаются полигонально-жильные льды (ПЖЛ), но на её западе песчаные отложения обнажены, перевеяны и в итоге стали доступны для прямого проникновения в них тепла с жидкими осадками и воздухом. В результате сейчас эти отложения представляют собой массив талых пород и их состав намного менее грубый, чем у моренных отложений.

Поскольку ситуации в случае горного и покровного оледенения существенно различаются, рассмотрим рис. 2, где показаны два разных ледника — покровный с выводным потоком (см.

рис. 2-*I*) и горный (см. рис. 2-*II*). На покровном леднике источник поступающих обломков — редкие останцы-нунатаки, обтекаемые льдом, и его борта (при наличии), расположенные далеко друг от друга. В краевой зоне ледника по плоскостям внутренних сколов поднимаются также отдельные порции придонного мореносодержащего льда [40], но их мощность невелика, и внешне ледники выглядят чистыми даже в выводных потоках. В этом случае в основном по периферии ледника накапливается донная морена (которая на выводных ледниках выдавливается [36] и к их бортам) и в ней тоже преобладает материал, не препятствующий, согласно [13], проникновению сквозь него летнего тепла. В данной ситуации при формировании абляционной морены она будет содержать не так много обломков и в любом случае не станет фактором погребения на длительное время льда ледников в случае их омертвения.

Сравним сказанное с ситуацией на леднике, отображённом на рис. 2-*II*. Это — вполне представительный ледник: во-первых, есть надёжные свидетельства о его прошлом, во-вторых — это крупный, находящийся среди ММП холодный ледник с установленными характеристиками. (Здесь на подошве слоя нулевых колебаний вблизи границы питания лёд охлаждён до -14 °С, а на языке до -4 °С, и со всех сторон ледник окружён ММП [3, 5].) При потеплении ледник бронируется мореной, так как к нему поступает намного больше обломочного материала, чем у покровных ледников. Немалую долю вносит и образуемая при слиянии составляющих ледник потоков срединная морена. В середине XX в. ледник соединялся со спускающимся из соседней долины ледником Левый Актру, а в конце XIX в. — и с другими ледниками долины Актру. Но все они, несмотря на залегание в зоне глубокого промерзания горных пород, в настоящее время разделены пространством в несколько километров, а ледниковый лёд на леднике вытаял из-под морены, по свидетельству очевидцев, уже в первые десятилетия [41]. В настоящее время в её толще фиксируются только текстуры, отражающие последующее промерзание пород.

Ещё характерный пример — долина Чаган-Узун в зоне алтайского минимума температур воздуха (-62 °С) с Софийским ледником, одним из крупнейших на Алтае. Кратко он охарактеризован в работе [3], здесь мы приведём данные наблюдений автора за несколько десятилетий,

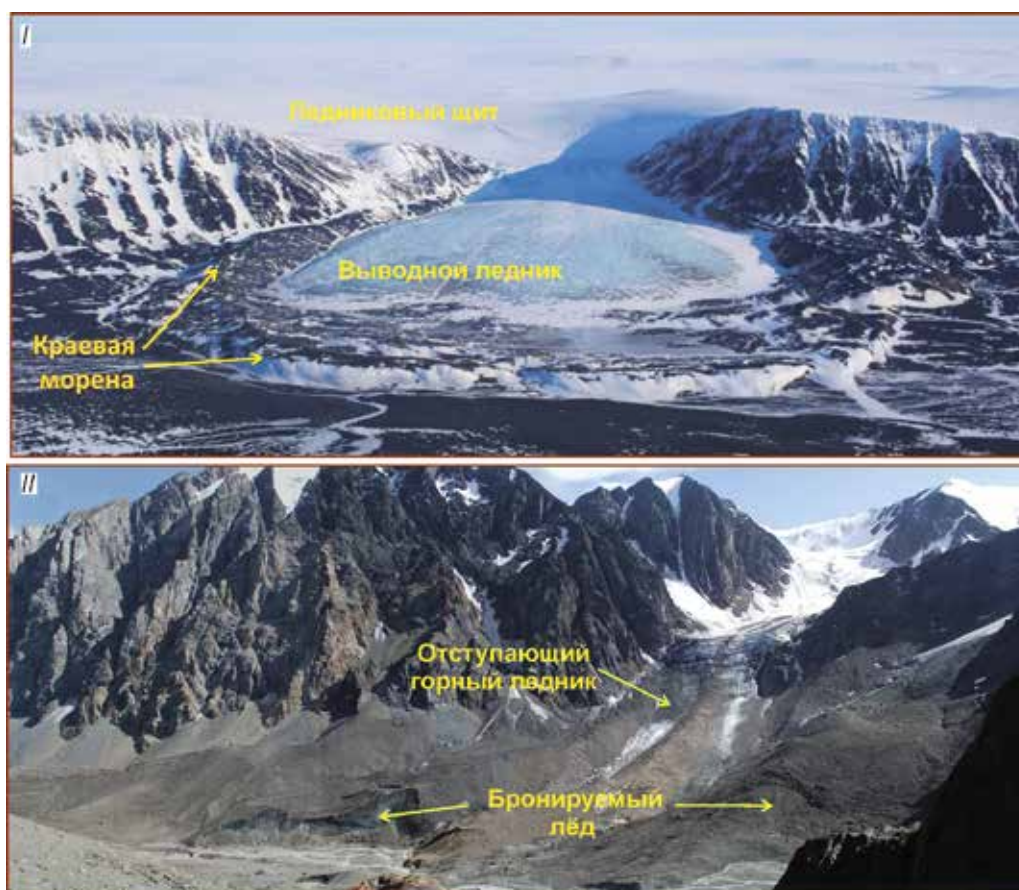


Рис. 2. Различный характер моренного покрытия покровных и горных ледников.

I – тело покровного ледника Астрономический (на заднем плане) и его выводной поток (на переднем плане), Новая Земля; фото из архива <https://www.google.ru/search?q=ледник+новая+земля&newwindow>; *II* – ледник Большой Правый Актру, Северо-Чуйский хребет. Алтай, июль 2011 г., фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 2. Unequal character of moraine cover at ice sheets and mountain glaciers.

I – body of the Astronomicheskii Glacier (in the background) of Novaya Zemlya ice sheet, and its outlet glacier (in the foreground); photo from the archive of <https://www.google.ru/search?q=ледник+новая+земля&newwindow>; *II* – Bol'shoi Praviy Aktru Glacier, North Chuyskiy Range. Altai, July 2011, photo from V.S. Sheinkman's archive

подчеркнув следующее. По долине есть данные наблюдений В.В. Сапожникова [42], а в 2003 г. здесь произошло землетрясение, по следам которого автору удалось провести наблюдения. В зоне свежих деформаций удалось отследить (рис. 3) скрытое прежде строение мёрзлых морен и иных толщ, которые выделялись оттаиваемой, тёмной и влажной поверхностью, но погребённые льды не были обнаружены нигде. Как обычно, встречались лёд-цемент и маломощные инъекционные льды, фиксировавшиеся чаще, чем ранее, так как блоковая тектоника вызывала перераспределение потоков подземных вод и внедрение их в новых местах. Аналогичная ситуация характерна и для ледника Софийского. За долиной автор наблюдает более 30 лет. Ситуация с моренами малого

ледникового периода за эти годы менялась мало, так как на данном отрезке долины погребённый ледниковый лёд давно вытаял (рис. 4). Согласно данным В.В. Сапожникова [42], в 1898 г. от нижнего края оз. Акколь до ледника было 150 м, а в 1911 г. ледник упирался в верхний край озера, ниже которого из-под морены виднелись блоки невытаявшего ледникового льда. Менее чем через полстолетия ледник от озера, как было установлено преемниками В.В. Сапожникова, уже отстоял более чем на 1 км, а ниже озера весь погребённый под мореной лёд вытаял [41].

Потенциал погребения льда мореной придонного мореносодержащего слоя. В придонной части ледников формируется другой тип мореносодержащего льда. Он связан с основной мореной,

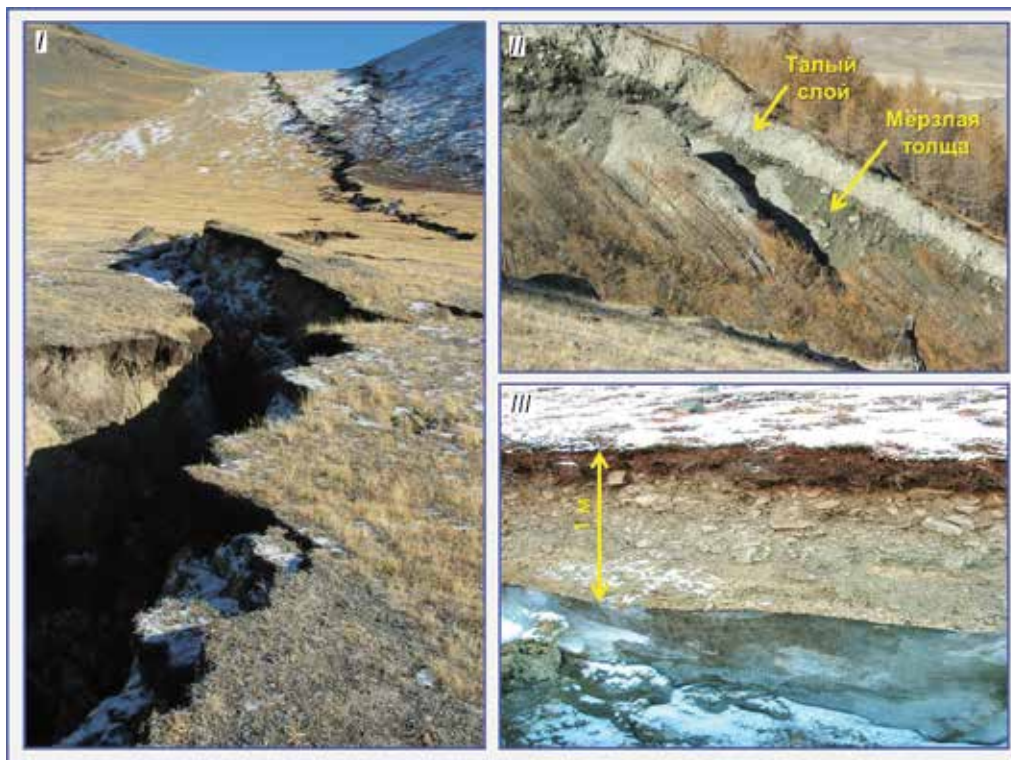


Рис. 3. Следствие тектонических деформаций горных пород в результате землетрясения 2003 г. в верховьях долины р. Чаган-Узун, Южно-Чуйский хребет, Алтай. Фото из архива В.С. Шейнкмана
Пояснения см. в тексте

Fig. 3. Consequence of tectonic deformations in rocks as a result of the earthquake in 2003 in the upper reaches of the Chagan-Uzun Valley, South Chuyskiy Range, Altai. Photos from V.S. Sheinkman's archive.
Explanations see in the text

и в Сибири о нём, скорее, нужно говорить как о мёрзлой высокольдистой толще. Объём базальной морены, как выясняется сегодня, невелик — об этом свидетельствует и опыт работы автора на разных ледниках, и проведённый им анализ литературы. К тому же строение многих ледников уже вскрыто бурением [39].

Начнём анализ с ледниковых щитов. Долгое время считалось, что на их ложе в морено-содержащем льду много обломков и его толщина сопоставима с мощностью ледников. Сегодня установлено, что такие оценки завышены, и это связано со стереотипным восприятием ледников по облику их краевой, перегруженной мореной зоны: она в первую очередь предстаёт взгляду исследователей, и такие ледники обычно запоминаются. Уже при изучении деятельности ледников по программе МГГ (1957–1960 гг.) в Антарктиде заметная толща придонного льда с разными обломками (включая отдельные валуны) была зафиксирована лишь у края выводных ледников.

Мощность такого льда относительно толщины ледникового тела оказалась несопоставимо малой (30–40 м). Его слои в местах соединения потоков льда иногда составляли 100–150 м, но обломки выглядели как дисперсный мелкозём [41]. А доля обломков в морено-содержащем льду только у самого днища ледника достигала 25%, составляя в целом не более 2%. После вытаявания они распределяются в виде базальной морены толщиной около 70 см, лишь в отдельных местах достигая 1–3 м [41]. Позднее антарктический лёд был пройден серией скважин, и как в отдалении от краевой части выводных ледников, так и на шельфе керны практически по всей толще льда были чистые — только у самого ложа фиксировались маломощные (первые метры) слои льда с мелкозёмом [24, 38, 39]. Причём лишь отдельные частицы в нём измерялись миллиметрами.

Таким образом, за пределами краевой зоны выводных ледников не удалось обнаружить лёд с заметной долей обломочного материала. При-

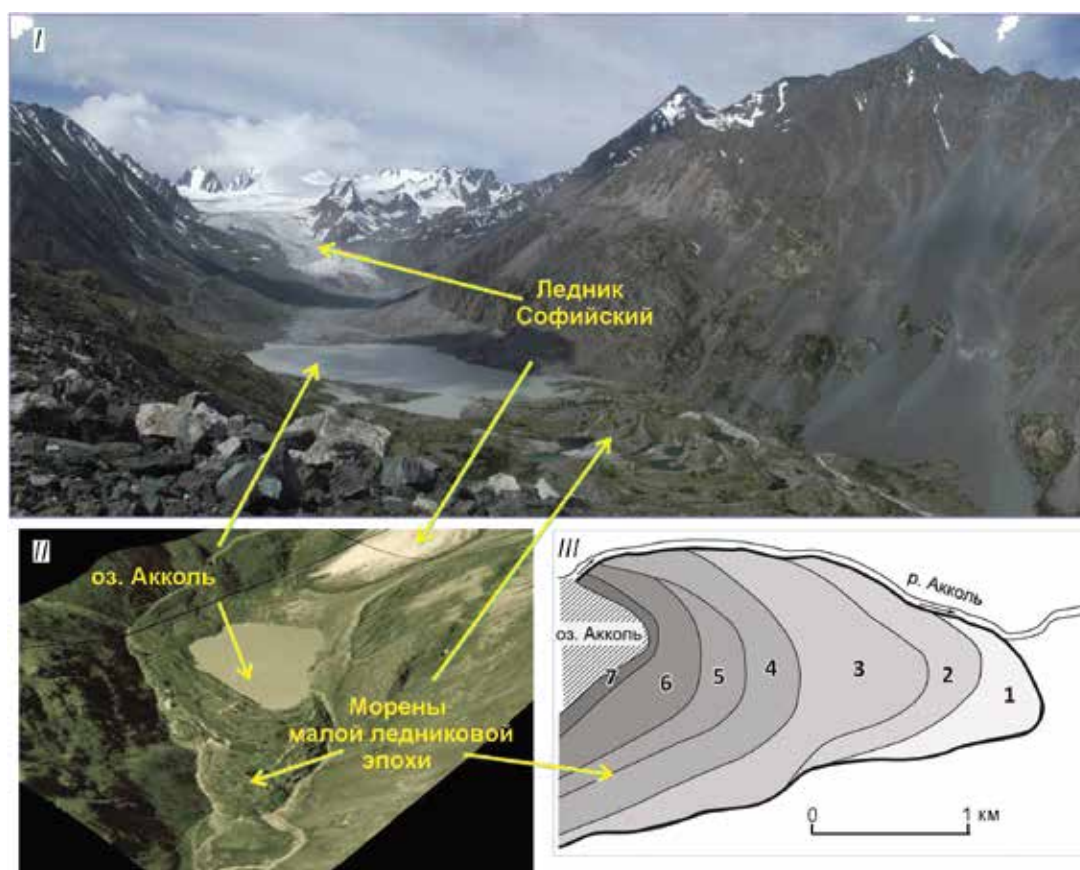


Рис. 4. Ледник Софийский и моренный комплекс малой ледниковой эпохи вблизи него, Южно-Чуйский хребет, Алтай. Фото из архива В.С. Шейнкмана

I – общий вид на ледник и моренный комплекс вблизи него, июль 2013 г.; *II* – трёхмерная модель долины на основе системы Google; *III* – совместная с Ю.В. Паржаюком реконструкция разных положений ледника по данным геоморфологической и лишенометрической съёмки: 1 – начало XVII в., 2 – середина XVII в., 3 – конец XVII – начало XVIII в., 4 – середина XVIII в., 5 – конец XVIII – начало XIX в., 6 – середина XIX в., 7 – конец XIX в.

Fig. 4. Sofiyskiy Glacier and nearby Little Ice Age moraine complex. Photos from V.S. Sheinkman's archive.

I – general view of glacier and nearby moraine complex, July 2013; *II* – three-dimensional model of the valley at the base of the Google system; *III* – jointly with Y.V. Papzhayuk reconstruction of different state of the glacier by data of geomorphological and lichenometric survey: 1 – beginning of XVII century, 2 – middle of XVII century, 3 – end of XVII century – beginning of XVIII century, 4 – middle of XVIII century, 5 – end of XVIII century – beginning of XIX century, 6 – middle of XIX century, 7 – end of XIX century

чина в том, что, когда рельеф подчинён оледенению, ледники в форме каравая распределяют своё воздействие более-менее равномерно по ложу, откуда морена подпитывается обломочным материалом. Те же черты выявлены на ледниках островной Арктики, многие из которых также пройдены бурением. Здесь я сошлюсь на опубликованные обзоры [24, 30, 38, 39] и для примера рассмотрю свежие материалы [43] по 3054-метровому керну гренландской скважины GISP-2. Придонный лёд в керне имел возраст около 300 тыс. лет, был охлаждён до -9°C и приморожен к ложу. Лишь непосредственно у ложа был обнаружен слой льда толщиной всего

около 0,5 м с мелкими валунами. Выше находился 13-метровый слой с рассеянными алевритовыми частицами, а остальной лёд был чистым.

Большая толщина базального мореносодержащего льда отмечена в Арктике и также лишь в краевой части ледников: его 35–40-метровая толща описана, например, на ледниках Шпицбергена [44], причём отмечено, что из неё образуется слой морены толщиной в первые метры. Ледники Шпицбергена находятся под влиянием Атлантики, и они в Арктике единственные двухслойные – холодные у поверхности, но лежат на нёмёрзлом ложе. Такое ложе эродирует сильнее холодного [35, 37], но наблюдения на тёплых и двухслой-

ных ледниках показали [34, 44], что существенных отличий в объёме моренообразования у них нет.

Придонный мореносодержащий лёд лучше выражен на горных ледниках. Они подпружены в своих трогах и по всему поперечному профилю больше соприкасаются с ложем. Базальная морена получает питание здесь и собственно с ложа, и с подлёдной части его бортов. Чётко выражена на горных ледниках и зона экзарации на участке подлёдного ригеля вблизи границы питания. Он истирается более активно, и обломки пород отрывать с него потоку льда легче.

Однако известно, что толщина придонного льда, содержащего морену, даже на крупнейших ледниках измеряется лишь первыми метрами, а объём обломков в нём достигает 25% [24, 34, 36, 39]. Морена, продуцируемая в основном в зоне экзарации, затем распределяется вдоль ложа ледникового языка, а некоторая её доля выдавливается с днища к бортам, поэтому максимальное накопление происходит в краевой части, где в конечном счёте формируется конечно-моренный комплекс. Так или иначе, значимые результаты изучения моренообразования на ледниках [36] убедительно показали, что обломочного материала в придонной части ледников в целом продуцируется немного, и в любом случае под слоем льда, содержащего морену, нет мощных блоков чистого льда. Ни о каком потенциальном захоронении здесь на долгое время пластов льда большой толщины речи идти не может. Принципиально не меняет, как отмечено ранее, эту картину и определённое увеличение доли обломков в краевой части ледника.

Сторонники ледникового генезиса пластовых льдов, однако, отмечают, что в случаях, подобных приводимым здесь, речь идёт о ледниках, текущих по прочному скальному ложу. Они же рассматривают ситуацию, когда ледник растекается по равнине, где осадочные породы легко абсорбируются потоком льда и могут формировать плащ отложений, консервирующих ледник. Но это всего лишь умозрительные построения, и они противоречат существующим данным. Отметим ещё раз: раскрытые в Сибири закономерности формирования гляциальных образований не позволяют ледникам, с одной стороны, формировать образования крупнее долинных и существовать вне горно-ледниковых центров, а с другой — все ледники Сибири сегодня лежат на

мёрзлом основании и соответственно таковыми они были и в криохроны квартера [3–5].

Сцементированные льдом мёрзлые осадки очень прочные, и в случае течения по ним льда его воздействие мало отличается от ситуации на коренном ложе. Тем более, основные модели показывают [24, 35–37], что сцепление мореносодержащего слоя с мёрзлым основанием велико и ощутимые сдвиговые деформации имеют место в слоях ледника, лежащих существенно выше ложа, а на ложе преобладают процессы истирания и отламывания отдельных выступающих частей. (Вместе с тем заметим, что при сравнении с такими ледниками не прослеживается заметное повышение моренообразования и на ложе тёплых ледников [36, 44]). В целом, имеющиеся факты показывают, что в Сибири специфика формирования ледниковых отложений состоит в отсутствии обломочных покровов большой мощности и даже в условиях сплошной мерзлоты первично включённые в них или бронируемые ими блоки ледникового льда после отмирания ледников вытаскивают за геологически быстрое время.

Особо отметим формирование валунных суглинков. Именно их используют обычно как индикатор ледниковых отложений, причём часто в качестве механизма формирования предполагают для европейского ледникового щита в квартере, но это трудно сопоставить с ситуацией в Сибири. По наблюдениям автора, такие суглинки образуются в краевой части ледника на конечной стадии развития базальной морены после её перемещения на данный участок — когда большая часть льда в ней уже вытаяла. Образуются они, если ледник вырабатывает достаточно много ледниковой муки, т.е. продукта перетирания обломков, движимых по скальному или мёрзлому днищу трога. В объёме продуцируемых ледником осадков количество таких продуктов невелико, но они накапливаются в базальной морене в краевой части ледника при его отмирании, когда таяние достигает придонных слоёв ледника и межвалунные полости в местах вытаскивания льда начинают заполняться дисперсным материалом. Частицы муки, захваченные с другим мелкозёмом талыми водами, проходят с ним через базальную морену как через фильтр и оседают, заполняя оставшиеся поры. Но если этот фильтр станет легко проницаемым для талых вод, как это имеет место на начальных этапах формиро-



Рис. 5. Чередующиеся отложения основной морены и ледниково-речных осадков в разрезах среднего течения долины Чаган-Узун, Южно-Чуйский хребет, Алтай. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 5. Alternating basal till and glacial-river deposits in the sections of middle reaches of the Chagan-Uzun Valley, South Chuiskiy Range, Altai. Photos from V.S. Sheinkman's archive

вания конечной морены (когда в ней превалирует грубый материал), то ледниковая мука выносится в реки в виде взвеси и те приобретают белёсый цвет. Валунные суглинки — это уплотнённая порода. Имея теплозащитные свойства, они не участвуют в активном бронировании льда и формируются в слоях, где фактически нет чистого льда, — из маломощного содержащего морену придонного льда, когда налагаемый сверху материал не мешает прохождению сквозь него тепла. Так что в любом случае захоронённые пласты льда здесь формироваться не могут.

Образуемые валунные отложения с тонкодисперсным заполнителем в зависимости от размеров, положения в рельефе и длительности стационарного стояния ледника могут иметь разную мощность, которая при циклическом развитии оледенения и наложении различных генераций валунных суглинков друг на друга может достигать нескольких метров. В разрезах они могут быть включены в сложно построенные многометровые тела из морен разного возраста и представлены характерными горизонтами, где валуны взвешены в тонком мелкозёме, образуя атакситовую текстуру. Это кардинально отличает их от чередующихся с ними ледниково-речных (обычно гравийно-галечных) осадков — промытых, слоистых, сортированных обломков с черепитчатым

залеганием, у которых самый тонкий мелкозём в заполнителе вымыт активно тёкшими водотоками. Типичный пример — обнажение в среднем течении долины Чаган-Узун в 30 км ниже Софийского ледника (рис. 5). Добавим, что суглинки — это плотная порода и она способна при промерзании разбиваться сеткой ПЖЛ. Следов таких льдов в разрезах на рис. 5, находящихся на юге Западной Сибири, нет (там промерзание пород не достигало порога образования ПЖЛ), но точнее, в Западной Туве, где холоднее, псевдоморфозы по таким льдам в толщах морен криохрона МИС-2 выражены неплохо [3].

По поводу хорошо промытых, разрозненных, периодически встречающихся на севере Западной Сибири валунно-галечных россыпей, принимаемых сторонниками ледниковых щитов за реликты морен, автором уже не раз было показано, что это — итог типичного для сибирских рек ледово-речного разноса [4, 5]. Данному фактору не всегда уделяется должное внимание, но в действительности это активно протекающий геологический процесс, для которого захват и перемещение на большое расстояние крупных обломков и предметов — обычное явление (рис. 6). В частности, к северу от Средней Оби валуны представлены породами, вынесенными, как показали исследования автора, с правобере-



Рис. 6. Последствия ледохода в г. Томск и его окрестностях.

I – набережная р. Томь: россыпи перенесённых на 800 км с Кузнецкого Алатау валунов на коренных долеритовых дайках и обломки бетонных балок, захваченных и перемещённых ледоходом; *II* – перемещение ледоходом захваченных им дачных домиков; *III* – ледоходная атака на набережной г. Томск с захватом и перемещением различных предметов; *IV* – перемещение ледоходом захваченного им экскаватора. *I* – фото из архива В.С. Шейнкмана, сентябрь 2016 г.; *II–IV* – фото из архива ОАО «Геомониторинг» за 2010 г., г. Томск

Fig. 6. Effect of ice-floe drift in Tomsk and its suburbs.

I – the quay of the Tom' River: placer of boulders displaced at a distance of 800 km from Kuznetskiy Alatau on the dolerite dyke bedrock, and fragments of concrete beams captured and dislocated by ice-floe drift; *II* – displacement of captured cottages by ice-floe drift; *III* – displacement of a captured excavator by ice-floe drift; *IV* – ice-floe drift attack at the Tomsk quay with capturing and displacement of different objects. *I* – photo from V.S. Sheinkman's archive. September 2016; *II–IV* – photos from the ОАО «Geomonitring» archive for 2010, Tomsk

жья Енисея, причём не только с плато Путорана, но и из районов, где вообще нет следов древних ледников, – с междуречья Нижней и Подкаменной Тунгуски, а также с Енисейского края.

Верификация моделей формирования собственно ледяных льдов. Рассмотрим непосредственно залежи льда, порой относимые к ледниковым реликтам. Для примера возьмём презентацию В.И. Соломатина в <http://www.ticor2012.org>, где показаны различные залежи льда на севере Сибири, относимые им к ледниковым реликтам. Отдавая должное заслугам этого исследователя в изучении подземных льдов, отметим, что нередко он замыкается в рамках своей гипотезы. Об этом упоминалось в литературе не раз, например в [2, с. 88]: «Глав-

ным доказательством глетчерной природы льда у В.И. Соломатина является сам лед – на нем сконцентрировано основное внимание автора. В то же время В.И. Соломатин не делает попытки с той же степенью детальности проанализировать перекрывающую толщу, условия её накопления».

Отнести в прибрежной Арктике отложения, консервирующие ледяные залежи и покрывающие часто их ровную столообразную поверхность, причём нередко только слоем тонкодисперсных пород небольшой мощности (как это представлено, например, в <http://www.ticor2012.org> для ситуации с ледяной залежью на побережье Карского моря в Байдарацкой губе – она отображена на рис. 7-1), к продукту деятельно-

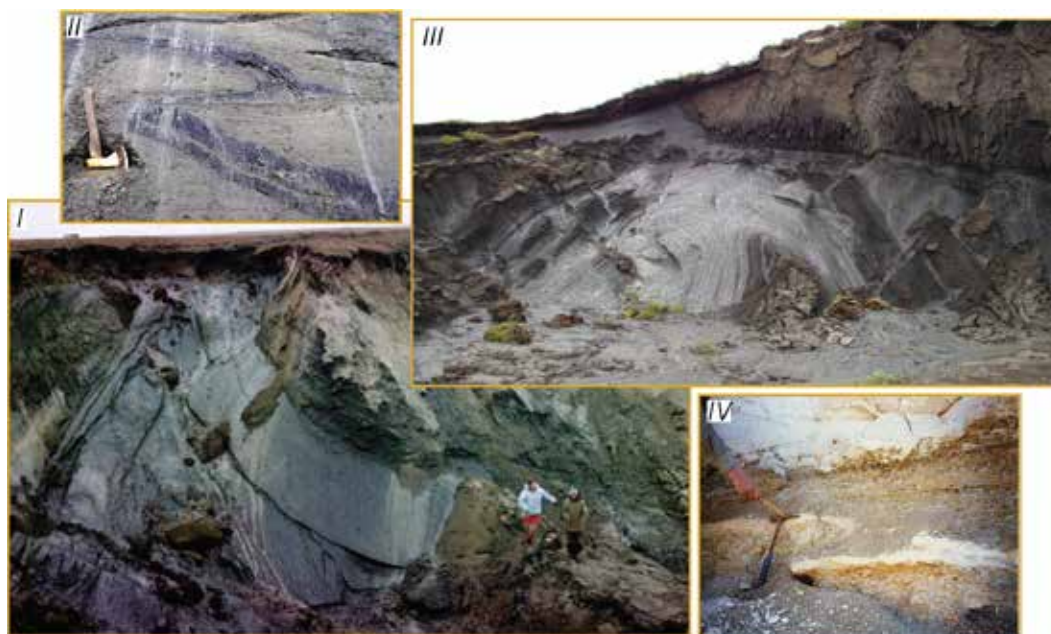


Рис. 7. Залежи пластового льда с различными дислокациями его слоёв на Арктическом побережье Сибири (*I–III*) и одна из дислокаций в монолитных меловых карбонатных породах (*IV*) в бассейне Мёртвого моря. Пояснения см. в тексте.

I – залежь пластового льда на побережье Карского моря, Байдарацкая губа; *II* – залежь пластового льда на побережье Западного Таймыра; *III* – медленное горизонтальное зигзагообразное смещение слоёв льда в толще залежи, отображённой на вставке *I*; *IV* – медленное горизонтальное зигзагообразное смещение слоёв льда в толще монолитных меловых карбонатных пород в бассейне Мёртвого моря. Фото *I* и *III* из архива <http://www.ticop2012.org>; *II* – из архива ИКЗ СО РАН; *IV* – из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 7. Bedded ice massifs with their different dislocations of layers at the Arctic sea coast of Siberia (*I–III*) and one of dislocations in monolith Cretaceous carbonate rock in the Dead Sea basin (*IV*). Explanations see in the text.

I – a bedded ice massive at the Kara Sea coast, the Baidaratskaya inlet; *II* – a bedded ice massive at the Western-Taimyr coast; *III* – a slow horizontal zigzagging displacement of ice layers in the ice body presented in the inset *I*; *IV* – a slow horizontal zigzagging displacement of layers in monolith Cretaceous carbonate rock in the Dead Sea basin. Photos *I* and *III* from the archive of <http://www.ticop2012.org>; *II* – from the archive of Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch, RAS; *IV* – from V.S. Sheinkman's archive

сти ледника в свете изложенного выше неправомерно. На ледниках Сибири нет механизмов ни для оформления ровных столообразных поверхностей, ни для наложения на них отмеченного покрова, тем более что многими исследователями его происхождение убедительно обосновано как морское или аллювиальное [24–26].

В презентации <http://www.ticop2012.org> как признак ледникового генезиса залежей приведено наличие в них зигзагообразных смещений льда (см. рис. 7-*III*). Причины дислокаций льда могут быть разные, но, как точно подмечено Д.Ю. Большиновым [24], сторонниками ледниковой гипотезы вывод обычно делается по такой схеме: если дислокации есть, то они гляциотектонические и для доказательства оледенения покровного типа больше ничего не требуется. Не повторяя деталей анализа [24], добавим только, что небольшие, как

на рис. 7-*III*, без крупных разрывных нарушений дислокации пород – это атрибут их очень медленного смещения (миллиметры, редко – первые сантиметры в год), как в аналогичном случае карбонатных пород на рис. 7-*IV* (он приведён для сравнения с рис. 7-*III*). Свойственны подобные явления многим пластичным породам в тектонически активных районах, но при более высоких скоростях смещения слоёв даже в пластичных породах нарушения будут разрывными.

В Сибири скорость даже у медленно текущих холодных ледников около 10 м в год, т.е. для них характерны смещения льда гораздо больше, чем на рис. 7-*III*, с превышением порога пластичности льда, что приводит к разрывным нарушениям. В частности, как итог движения льда по плоскостям внутренних сколов они описаны в [40]. Сторонники ледникового генезиса залежей всё же

относят к гляциальным формам и встречающиеся изогнутые, в виде складок небольших размеров слои льда (см. рис. 7-*II*). Однако хрупкость льда, проявляемая уже при небольших скоростях течения ледников, не позволит ему изгибаться в такие мелкие формы, тем более на холодных ледниках — им свойственны будут разрывные дислокации. Характерный пример — раскалывающие толщу льда (см. рис. 1-*III*) трещины при обтекании ледниками подлёдных ригелей. В виде складок течения текстуры встречаются только на очень крупных ледниках, при больших размерах складок. Например, отмечены они при геофизическом зондировании Антарктиды, где складки растянуты на километры, а их амплитуда измеряется сотнями метров [45]. Причины изогнутости слоёв пластовых льдов в виде дислокаций малой амплитуды и мелких крутых складок следует искать в воздействии процессов, протекающих крайне медленно; они как раз характерны для длительного промерзания горных пород, которое сопровождается различными пластическими деформациями. Этому посвящена обширная литература, и хотя многое в этих процессах, которые очень сложны, пока не раскрыто, путь решения проблемы лежит в дальнейшем их изучении.

Отметим также, что ряд химических и физических характеристик залежей льда могут трактовать в свою пользу и противники, и сторонники их внутригрунтового генезиса. Но первые из них обычно обходят вопрос о не характерных для льда ледников свойствах таких залежей. Например — присущее многим спорным пластовым залежам на севере Сибири высокое содержание бора, свойственное морским льдам [31], или принципиально иной, по сравнению с ледниковым льдом, набор палинологических спектров [25, 31]. С учётом закономерностей, фиксирующих отсутствие возможностей для распространения ледников вне горных сооружений Сибири [3–5], такие факты говорят сами за себя.

Заключение

В итоге многолетних исследований автором установлено, что криоразнообразие в Сибири в четвертичный период повсеместно было представлено тесно взаимодействующими ММП и горными ледниками. Единство холодного мира проявлялось здесь в виде перекрёстных связей

порождаемых холодом явлений, когда каждый из элементов криоразнообразия формировался в поле их взаимодействия, строго определённом законами организации образуемой ими системы. Все эти элементы переплетены историей и процессом своего развития, и на перекрестии их характеристик удалось выявить весьма информативные показатели и выяснить, что, несмотря на приуроченность к области хорошо развитой криолитозоны, ледники в Сибири не могли при бронировании мореной и последующем отмирании быть погребены на геологически длительное время.

Опираясь на вскрытие закономерностей развития современных мерзлотно-гляциальных геосистем, автору удалось достаточно уверенно провести экстраполяцию данных и получить надёжные характеристики объектов, не наблюдаемых ныне. Условия холодного континентального, но с тёплым летом климата, когда поведение ледников контролирует ограниченная аккумуляция и чуткая реакция на ритмику «термохрон—криохрон» с шагом около 20 тыс. лет, повсеместно в Сибири не позволяли её холодным ледникам достичь форм больше долинных потоков льда. За геологически короткие криохроны они не успевали продвинуться дальше предгорий, а затем, быстро освобождая долины в термохроны, не получали возможность сформировать на них плащ отложений с хорошими теплозащитными свойствами, способный сохранять лёд длительное время.

Причина — в плохих теплозащитных свойствах моренного материала и его малом продуцировании ледниками. Это подтверждается и многолетними наблюдениями автора в ключевых районах Сибири, и новейшими данными бурения и обследования большого числа ледников, выполненного другими исследователями. Так или иначе, при отступании ледников их реликты в виде погребённого льда сохранялись недолго, обычно в течение одного — полутора веков. Даже учитывая, что характер многих залежей льда до конца ещё не ясен, особенно в плане сложного взаимодействия мерзлотных процессов, допущения сторонников покровного оледенения Сибири о реальности сохранения его реликтов в виде пластовых льдов не могут быть приняты. Тем более, что многолетние исследования автором различных мерзлотно-гляциальных систем Сибири показали, что образования, принимаемые за следы такого оледенения, имеют иное происхождение.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке программы партнёрских проектов Института криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН с Тюменским государственным университетом и с Тюменским индустриальным университетом.

Acknowledgements. The paper has been fulfilled under the support of the partner projects between the Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Research Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, and Tyumen State University, and Tyumen Industrial University.

Литература

1. Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1986. 134 с.
2. Кузнецова Т.П., Карпов Е.Г. Условия формирования ледоминерального комплекса Ледяной горы. Якутск: изд. ИМ СО АН СССР, 1989. 172 с.
3. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 2. С. 3–23.
4. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09.
5. Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia: New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. V. 420. P. 15–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.147>
6. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде: Вып. 1. Киев: Изд-во АН УССР, 1946. 171 с.
7. Гросвальд М.Г. Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене — океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 47–54.
8. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. Л.: Недра, 1993. 328 с.
9. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Гео, 2013. 346 с.
10. Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки Минералогического общества. Сер. 2. Ч. 16. СПб., 1881. С. 21–90.
11. Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии: Т. 3. М.: Географгиз, 1951. С. 49–128.
12. Черский И.Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири // Изв. Вост.-Сиб. отдела Императорского Русского Географического общества. 1882. Т. 12. № 4–5. С. 28–62.
13. Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. 190 с.
14. Васильев И.С. Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1982. 136 с.

References

1. Karpov E.G. Podzemnye l'dy Yeniseyskogo Severa. Underground ice of the North Yenisei area. Novosibirsk: Nauka, 1986: 134 p. [In Russian].
2. Kuznetsova T.P., Karpov E.G. Usloviya formirovaniya ledomineral'nogo kompleksa Ledyanoy gory. Conditions of forming the ice-mineral complex of the Ledyanaya Gora (Ice Hill). Yakutsk: Institute of Permafrost, Siberian Branch, RAS, 1989: 172 p. [In Russian].
3. Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Ledniki Sibiri kak komponent kriolitogennno-glyatsial'nykh geosistem. Glaciers of Siberia as a component of cryogenic-glacial geosystems. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2014, XVIII (2): 3–23. <http://www.izdat-geo.ru> (In Russian).
4. Sheinkman V.S., Plusnin V.M. Oledenenie severa Zapadnoy Sibiri: spornye voprosy i puti ikh resheniya. Glaciation of North-Western Siberia: discussion questions and ways for their solution. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 1 (129): 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09. [In Russian].
5. Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia — New evidence and interpretation. Quaternary International. 2016, 420: 15–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.147>.
6. Pidoplichko I.G. O lednikovom periode. About the Glacial Period. V. 1. Kiev: Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 1946: 171 p. [In Russian].
7. Grosvald M.G. Arktika v posledniy lednikoviy maksimum i v golotsene — okeanskije vybrosy i morskije l'dy, ikh dvizhenie i svyaz' s klimatom. Arctic during the Last Glacial maximum and Holocene — ocean discharges, continental and sea ice, their movement and relationship with climate. Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2004, 96: 47–54. [In Russian].
8. Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. Glatsial'naya geologiya. Glacial geology. Leningrad: Nedra, 1993: 328 p. [In Russian].
9. Solomatin V.I. Fizika i geografiya podzemnogo oledneniya. Physics and geography of underground glaciation. Novosibirsk: Geo, 2013. 346 p. [In Russian].
10. Voeikov A.I. Klimaticheskie usloviya lednikovyx yavleniy, nastoyashchikh i proshedshikh. Climatic conditions of modern and past glacial phenomena. Zapiski Mineralogicheskogo Obshchestva. Transactions of Mineralogical Society. Ser. 2. Pt. 16. Sankt-Petersburg, 1881: 21–90. [In Russian].
11. Obruchev V.A. Priznaki lednikovogo perioda v Severnoy i Tsentral'noy Azii. Showings of the Glacial Period in North and Central Asia. Izbrannye raboty po geografii Azii. Selected works on geography of Asia. V. 3. Moscow: Geografiz, 1951: 49–128. [In Russian].
12. Cherskiy I.D. K voprosu o sledakh drevnikh lednikov v Vostochnoy Sibiri. To the question on evidence of ancient glaciers in Eastern Siberia. Izvestia Vostochno-Sibirskogo otdela Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo obshchestva. Transactions of the East-Siberian Branch of the Imperial Russian Geographical Society. 1882, 12 (4–5): 28–62. [In Russian].

15. Коцебу О.Е. Путешествия вокруг света. М.: Дрофа, 2011. 966 с.
16. Фигурин А.Е. Извлечение из записок медико-хирурга Фигурина, веденных во время описи берегов Северо-Восточной Сибири // Записки Российского Адмиралтейства: Т. V. СПб., 1825. С. 259–328.
17. Лопатин И.А. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири // Приложение 1 к XXIX тому Записок Императорской Академии Наук. СПб., 1876. С. 3–32.
18. Толль Э.В. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду // Записки Императорского Русского Географического общества. 1897. Т. XXXII. № 1. С. 130–152.
19. Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток: изд. Дальневосточной геофизич. обсерватории, 1927. 369 с.
20. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
21. Гасанов Ш.Ш. Синтез криолитологического знания. М.: Наука, 1984. 88 с.
22. Попов А.П. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
23. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
24. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: изд. ААНИИ, 2006. 296 с.
25. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 248 с.
26. Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С. О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 62–66.
27. Mackay J.R. The origin of massive ice beds in permafrost; Western Arctic Coast, Canada // Canadian Journ. of Earth Science. 1971. V. 8. № 4. P. 397–422.
28. Пластовые льды криолитозоны / Ред. А.И. Попов. Якутск: изд. ИМ СО АН СССР, 1982. 140 с.
29. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений арктического шельфа России (по материалам ГГК41000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.
30. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: изд. Государственной поллярной академии, 2005. 176 с.
31. Feldman G.M. Prognoz temperaturnogo rezhima gruntov i razvitiya kriogennykh protsessov. Prognosis of ground temperature regime and development of cryogenic processes. Novosibirsk: Nauka, 1977: 190 p. [In Russian].
32. Vasiliev I.S. Zakomernosti sezonnoy protaivaniya gruntov v Vostochnoy Yakutii. Regularities of seasonal thawing the grounds in Eastern Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 1982: 136 p. [In Russian].
33. Kotsebu O.E. Puteshestviya vokrug sveta. Travels around the world. Moscow: Drofa, 2011: 966 p. [In Russian].
34. Figurin A.E. Izvlechenie iz zapisok mediko-khirurgu Figurina, vedennykh vo vremya opisi beregov Severo-Vostochnoy Sibiri. Extract from the notes of medical surgeon Figurin, carried out during description of North-Eastern Siberian coast. Zapiski Rossiyskogo Admiralteystva. Transactions of Russian Admiralty. V. 5. Sankt-Petersburg, 1825: 259–328. [In Russian].
35. Lopatin I.A. Nekotorye svedeniya o ledyanykh sloyakh Vostochnoy Sibiri. Some data about ice layers in Eastern Siberia. Prilozhenie № 1 k XXIX tomu Zapisok Imperatorskoy Akademii Nauk. Attachment № 1 to the XXIX volume of Transaction of Imperial Academy of Sciences. Sankt-Petersburg, 1876: 3–32. [In Russian].
36. Toll' E.V. Iskopaemye ledniki Novosibirskikh ostrovov, ikh ot-noshenie k trupam mamontov i k lednikovomu periodu. Fossil glaciers of Novosibirsk Islands, their relationship with mammoth corpses and the glacial period. Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo obshchestva. Transactions of the Imperial Russian Geographical society. 1897, XXXII (1): 130–152. [In Russian].
37. Sumgin M.I. Vechnaya merzlota pochvy v predelakh SSSR. Permafrost of soils in the bounds of the USSR. Vladivostok: Far East Geophysical Observatory, 1927: 369 p. [In Russian].
38. Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy SSSR. Ground ice of the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
39. Gasanov S.S. Sintez kriolitologicheskogo znaniya. Synthesis of cryolithological knowledge. Moscow: Nauka, 1984: 88 p. [In Russian].
40. Popov A.I. Merzlotnye yavleniya v zemnoy kore (kriolitologiya). Permafrost phenomena in the Earth crust (cryolithology). Moscow: MSU, 1967: 304 p. [In Russian].
41. Shumskiy P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Foundation of structural ice knowledge. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
42. Bol'shiyanov D.Y. Passivnoe oledenenie Arktiki i Antarktidy. Passive glaciation of Arctic and Antarctica. Sankt-Petersburg: AARI, 2006: 296 p. [In Russian].
43. Dubikov G.I. Sostav i kriogennoe stroenie merzlykh tolshch Zapadnoy Sibiri. Composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia. Moscow: GEOS, 2002: 248 p. [In Russian].
44. Koreisha M.M., Khimenkov A.N., Bryksina G.S. O proiskhozhdenii plastovykh zalezhei podzemnogo l'da na severe Zapadnoy Sibiri. On origin of bedding ice bodies in the North of Western Siberia. Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1981, 41: 62–66. [In Russian].
45. Mackay J.R. The origin of massive ice beds in permafrost; Western Arctic Coast, Canada. Canadian Journ. of Earth Science. 1971, 8 (4): 397–422.
46. Plastovye l'dy kriolitozony. Bedding ice of cryolithozone. Ed. A.I. Popov. Yakutsk: Institute of Permafrost, 1982: 140 p. [In Russian].
47. Gusev E.F., Kostin D.A., Markina N.V., Rekant P.V., Sharin V.V., Dorechkina D.E., Zarkhidze D.V. Problemy kartirovaniya i geneticheskoy interpretatsii chetvertichnykh otlozheniy arkticheskogo shelfa Rossii (po materialam

31. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инженерная геология. 2010. № 1. С. 24–38.
32. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
33. Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики глазами подземных льдов. Москва—Ижевск: изд. Ин-та компьютерных исследований, 2015. 370 с.
34. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
35. Патерсон У.С.Б. Физика ледников. М.: Мир, 1984. 473 с.
36. Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. Морены — источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 236 с.
37. Boulton G.S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 140. P. 43–62.
38. Чувардинский В.Г. Результаты сквозного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антарктиды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Изв. РГО. 2012. Т. 144. Вып. 2. С. 28–41.
39. Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling // Cold Regions Science and Technology. 2013. V. 86. P. 142–166. doi: 10.1016/j.coldregions.2012.08.009.
40. Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М.: Наука, 1964. 120 с.
41. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географиз, 1949. 376 с.
42. Сапожников В.В. Пути по русскому Алтаю. Томск: Типо-литография Сибирского Товарищества Печатного дела, 1912. 169 с.
43. Bierman P.R., Corbett L.B., Graly J.A., Neumann T.A., Lini A., Crosby B.T., Rood D.H. Preservation of a preglacial landscape under the center of the Greenland Ice Sheet // Science. 2014. V. 344. P. 402–405. doi: 10.1126/science.1249047.
44. Гляциология Шпицбергена / Ред. С.А. Житникова. М.: Наука, 1985. 200 с.
45. Марков А.Н. Геолого-геофизическая модель слоистой структуры и динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. СПб.: Санкт-Петербургский гос. геол. институт им. Г.В. Плеханова, 2009. 20 с.
- GGK41000/3). Problems of mapping and genetic interpretation of Quaternary deposits in the Russian Arctic shelf (on the material of GGK41000/3). *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. Regional geology and metallogeny. 2012, 50: 5–14. [In Russian].
30. Kuzin I.L. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoy ravniny*. Geomorphology of the West-Siberian Plane. Sankt-Petersburg, Edition of the Government Polar Academy, 2005: 176 p. [In Russian].
31. Vasil'chuk A.K., Vasil'chuk Y.K. *Palinologicheskaya indikatsiya negletchernogo proiskhozhdeniya plastovykh l'dov*. Palynological indication of non-glacier origin of bedding ice bodies. *Inzhenernaya geologia*. Engineering Geology. 2010, 1: 24–38. [In Russian].
32. Koreysa M.M. *Sovrenennoe oledenenie khrebt Suntar-Khayata*. Modern glaciation of Suntar-Khayata Range. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1963: 170 p. [In Russian].
33. Shpolyanskaya N.A. *Pleistotsen-golotsenovaya istoriya razvitiya kriolitozony Rossiyskoy Arktiki glazami podzemnykh l'dov*. Pleistocene–Holocene history of permafrost development of Russian Arctic by eyes of underground ice. Moscow–Izhevsk: Institute of Computer Studies. 2015: 370 p. [In Russian].
34. Lavrushin Yu.A. *Stroenie i formirovanie moren materikovykh oledeneni*. Structure and formation of continental glaciations. Moscow: Nauka, 1976: 237 p. [In Russian].
35. Paterson W.S.B. *Fizika lednikov*. The physics of glaciers. Moscow: Mir, 1984: 473 p. [In Russian].
36. Serebryaniy L.R., Orlov A.V., Solomina O.N. *Moreny — istochnik glyatsiologicheskoy informatsii*. Moraines are issues of glaciological information. Moscow: Nauka, 1989: 236 p. [In Russian].
37. Boulton G.S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journ. of Glaciology*. 1996, 42 (140): 43–62.
38. Chuvarbinskiy V.G. *Rezultaty skvoznogo razburivaniya lednikovykh pokrovov Arktiki i Antarktidy i ikh znachenie dlya resheniya problem chetvertichnogo perioda*. Results of through drilling the Arctic and Antarctic ice sheets and their significance for solving of problems of the Quaternary. *Izvestiya RGO*. Transactions of Russian Geographical Society. 2012, 144 (2): 28–41. [In Russian].
39. Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling. *Cold Regions Science and Technology*. 2013, 86: 142–166. doi: 10.1016/j.coldregions.2012.08.009.
40. Evteev S.A. *Geologicheskaya deyatel'nost' lednikovogo pokrova Vostochnoy Antarktidy*. Geologic activity of the East Antarctic Ice Sheet. Moscow: Nauka, 1964: 120 p. [In Russian].
41. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays on the Altai glaciation. Moscow: Geografiz, 1949: 376 p. [In Russian].
42. Sapozhnikov V.V. *Puti po Russkomu Altayu*. Rotes across Russian Altai. Tomsk: Tipo-litografiya Sibirskogo Tovarishchestva pechatnogo dela. Printing and lithographic house of Siberian partnership of print business, 1912: 169 p. [In Russian].
43. Bierman P.R., Corbett L.B., Graly J.A., Neumann T.A., Lini A., Crosby B.T., Rood D.H. Preservation of a preglacial landscape under the center of the Greenland Ice Sheet. *Science*. 2014, 344: 402–405. doi: 10.1126/science.1249047.
44. *Glatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Svalbard. Ed. S.A. Zhhitnikova. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
45. Markov A.N. *Geologo-geofizicheskaya model sloistoy struktury i dinamiki lednikovogo pokrova Antarktidy*. Geological-geophysical model of laminated structure and dynamics of Eastern-Antarctic ice sheet. PhD thesis. St.-Petersburg Plekhanov State Geol. Institute. СПб., 2009. 20 p. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326.3(98)

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-543-552

Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ

© 2017 г. С.М. Лосев, Л.Н. Дымент*, Е.У. Миронов

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

*ldyment@yandex.ru

Length of large leads in drifting ice of the sub-Atlantic part of the Arctic Basin with the use of satellite images

S.M. Losev, L.N. Dymment*, Ye.U. Mironov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*ldyment@yandex.ru

Received February 20, 2017

Accepted April 21, 2017

Key words: average length of leads, fluctuations of the lead length, leads in the ice cover, relative length of leads.

Summary

Data on the extent of the large discontinuities of drifting ice in the Western part of the Arctic basin are analyzed for the period from October 2005 to September 2012. The data were obtained as a result of decoding the low resolution images received from the NOAA satellites. Areas with the low, medium and high lengths of the leads were isolated. It was found that, during the entire ice cycle, areas with low lengths (less than 100 km) were the most numerous. Definite seasonal as well as inter-annual variations were also determined in the changes of repeatability of the lead lengths in the ice cover, its relative value and the average values. They are manifested in changes of the mentioned parameters being calculated for both, the whole set of leads, and separately from data within each of the isolated areas. The seasonal variations of these parameters are shown to be consistent with the well-known intra-annual changes in the state of drifting ice, consisting in the development of the process of ice formation from October to March, and the subsequent destruction of the ice fields in April–June. Fluctuations with duration up to five years were revealed within the inter-annual changes of characteristics of the lengths of leads. The presence of these inter-annual changes may be explained by the development of the processes leading to «weakening» of drifting ice during the period under consideration. The assumption that the fluctuations in the length of discontinuities of the ice were related to the changes of the rate of the ice drift is grounded.

Citation: Losev S.M., Dymment L.N., Mironov Ye.U. Length of large leads in drifting ice of the sub-Atlantic part of the Arctic Basin with the use of satellite images. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (4): 543–552. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-543-552

Поступила 20 февраля 2017 г.

Принята к печати 21 апреля 2017 г.

Ключевые слова: колебания протяжённости разрывов, относительная протяжённость разрывов, разрывы в ледяном покрове, средняя протяжённость разрывов.

Исследуется протяжённость крупных нарушений сплошности дрейфующего льда в западной части Арктического бассейна с октября 2005 по сентябрь 2012 г. на основе дешифрирования снимков малого разрешения с искусственных спутников Земли (NOAA). Отмечены сезонные и межгодовые вариации в изменениях повторяемости протяжённости разрывов в ледяном покрове, её относительной величины и средних значений. Наличие межгодовых колебаний объясняется развитием процессов, вызывающих «ослабление» дрейфующего льда и предположительно связанных с изменениями скорости дрейфа льда.

Введение

В Арктическом бассейне и арктических морях в холодный период года в сплочённом дрейфующем льду постоянно присутствуют нарушения его сплошности, которые представлены трещинами,

каналами и цепочками вытянутых, сравнительно узких разводий. Нарушения сплошности льда нередко называют разрывами, поскольку зимой их образование обусловлено исключительно динамическими причинами. Вновь возникающие разрывы довольно быстро покрываются ниласом, а

затем молодым льдом. Интерес к изучению нарушений сплошности льда вызван как научной, так и практической их значимостью.

Приведём несколько примеров её проявления: 1) в зимнее время из Арктического бассейна через разрывы, площадь которых составляет всего около 3% общей площади ледяного покрова, в атмосферу поступает столько же тепла, сколько через весь многолетний лёд [1]; 2) разрывы — один из элементов ландшафта ледяного покрова [2]; 3) присутствие каналов и разводий в сплочённом льду поддерживает жизнедеятельность морских млекопитающих [3]; 4) образование определённым образом упорядоченных систем нарушений сплошности влияет на состояние самого ледяного покрова, формируя его блоковое макростроение [4]; 5) климатические данные о нарушениях сплошности льда учитываются при планировании морских операций в холодное время года [5–8], а использование оперативной информации о разрывах способствует успешной реализации плавания современных судов в сплочённом льду даже без ледакольного обеспечения [9, 10].

Исходные данные

Использованная в настоящей работе исходная информация о разрывах получена путём оцифровки нарушений на снимках малого разрешения, поступающих в режиме непосредственной передачи с искусственных спутников Земли (ИСЗ) NOAA в ИК-диапазоне. Пороговая ширина каналов, дешифрируемых на таких снимках, — 500 м [11]. В связи с этим полученная информация о протяжённости и ориентации относится только к крупным разрывам. Совокупная протяжённость каналов шириной более 500 м, согласно данным, полученным по материалам съёмки, выполненных с самолёта радаром бокового обзора на полигоне 180×240 км при разрешении снимков 40 м, составляет только 6% общей протяжённости всех разрывов [12]. Однако существуют задачи, для решения которых необходим учёт разрывов с шириной более 500 м. Отметим, что модальная ориентация крупных каналов практически совпадает с модальной ориентацией, рассчитанной по их совокупности [12].

Созданный электронный архив содержит географические координаты точек, ограничи-

вающих концы относительно прямолинейных участков разрывов, где ориентация канала изменяется не более чем на 10° . Чем больше извилистость разрыва, тем меньше расстояние между граничными точками, а следовательно, и протяжённость отрезка. По данным электронного архива рассчитываются протяжённость и ориентация отрезков разрывов, а также протяжённость и результирующее направление каждого разрыва в целом. Информация о координатах концов всех отрезков разрывов в регионе, полученных со снимков ИСЗ на конкретную дату, принята в качестве исходных данных одного наблюдения. За рассматриваемый временной интервал все данные осреднялись за суточный период. В некоторые дни дешифрирование разрывов на снимках было невозможно из-за облачности, поэтому число наблюдений оказалось меньше календарного числа дней в году в среднем на 35%.

Нарушения сплочённости льда анализируются в пределах акватории (рис. 1), восточной границей которой служит меридиан 110° в.д., западной — меридиан 80° з.д., южной — северные берега архипелагов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и северный берег Гренландии, а в проходах между ними — приблизительно параллель 80° с.ш. В работе исследуется только одна характеристика нарушений сплошности льда — протяжённость разрывов. Показатели их направления и плотности [13] здесь не рассматриваются. Протяжённость нарушений сплошности льда рассчитана по исходным данным за семь лет (2005–2012 гг.) с октября по июнь для каждого годового ледового цикла. В июле–сентябре разрывы в исследуемом районе иногда также встречались на снимках ИСЗ в зоне льда сплочённостью 10 баллов, однако общее их число было крайне мало и не позволило достоверно вычислить их статистические параметры.

Результаты и их обсуждение

Значения протяжённости разрывов f в зимний период определялись в рамках всей акватории без выделения отдельных локальных зон. Общее число наблюдений за семь лет с установленной протяжённостью всех нарушений сплошности ледяного покрова, выявленных на снимках ИСЗ, — 1334 (табл. 1). В среднем это соответству-

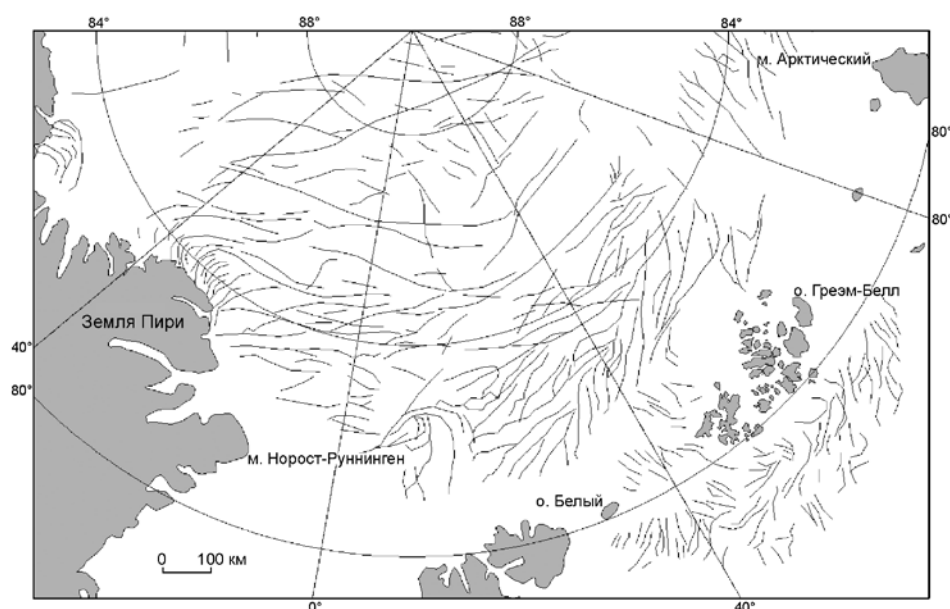


Рис. 1. Нарушения сплошности льда одного наблюдения в пределах исследуемого региона по результатам оцифровки их на снимках ИСЗ NOAA за 23 января 2008 г.

Fig. 1. Ice cover discontinuities of one observation within the study region from the results of their digitizing on NOAA images for 23 January 2008

Таблица 1. Распределение разрывов по протяжённости в дрейфующем льду и их статистические характеристики, обобщённые за каждый месяц в период 2006–2012 гг., %

Протяжённость, км	Месяцы (число наблюдений)									
	X (152)	XI (147)	XII (162)	I (154)	II (146)	III (168)	IV (164)	V (148)	VI (122)	X–VI (1334)
	Число зафиксированных разрывов									
	16 701	23 689	22 322	20 202	19 454	23 061	20 671	13 756	10 390	168 709
0–50	51,2	40,4	35,2	35,0	34,8	31,7	37,4	47,3	52,3	40,2
50–100	33,2	36,4	37,3	37,1	36,9	34,9	35,8	34,6	31,5	35,5
100–150	9,6	12,9	14,6	14,6	14,7	15,5	13,3	10,9	9,8	12,9
150–200	3,4	5,5	6,3	6,3	6,3	7,9	6,2	4,0	3,5	5,6
200–250	1,4	2,5	3,1	3,1	3,2	4,1	3,4	1,6	1,5	2,7
250–300	0,6	1,2	1,6	1,6	1,7	2,2	1,6	0,8	0,7	1,3
300–350	0,2	0,5	0,8	0,9	0,9	1,5	0,9	0,4	0,4	0,7
350–400	0,2	0,3	0,5	0,6	0,6	0,9	0,5	0,1	0,1	0,4
400–450	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,3	0,1	0,0	0,2
450–500	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,1	0,1	0,2
> 500	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,0	0,0	0,2
Максимальная, км	766	683	794	770	796	1252	1029	573	572	1252
Средняя $\bar{f}$, м	64	77	85	87	88	98	85	68	63	80
Стандартное отклонение, км	51	62	71	72	74	87	74	54	53	69

ет 191 наблюдению за девять месяцев, составляющих часть годового ледового цикла, или 21 наблюдению в месяц. За тот же период оцифровано более 168 тыс. разрывов. Анализ табл. 1 показывает, что в изучаемой части Арктического бассейна в октябре–феврале протяжённость разрывов колеблется от 10 до 800 км. В марте и апреле её максимальные значения $f_{\max}$ достигают 1000–1200 км. Далее величина $f_{\max}$ снова понижается и в мае и июне составляет 570 км. Месячные значения повторяемости протяжённости разрывов P с

ростом f уменьшаются, начиная со второго интервала градаций их протяжённости в декабре–марте и с первого интервала – в остальные месяцы (см. табл. 1). В октябре и июне число разрывов протяжённостью $f \geq 400$ км невелико.

Средние месячные значения протяжённости разрывов $\bar{f}$, приведённые в нижней части табл. 1, имеют хорошо выраженный сезонный ход изменения. В октябре средняя длина нарушений сплошности составляет 64 км. Далее она увеличивается и в марте достигает максимума –

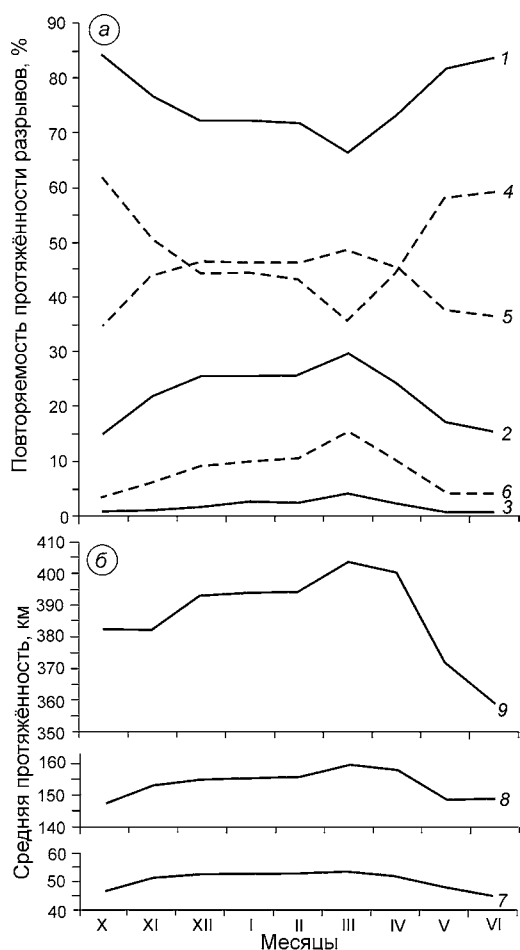


Рис. 2. Сезонное изменение повторяемости протяжённости разрывов, их относительной протяжённости (а) и средней месячной протяжённости (б) в выделенных группах:

1, 2, 3 – повторяемость протяжённости в группах I, II, III соответственно; 4, 5, 6 – относительная протяжённость в группах I, II, III соответственно; 7, 8, 9 – средняя протяжённость в группах I, II, III соответственно

Fig. 2. Seasonal change of recurrence of the length of leads, their relative length (a) and mean monthly length (b) in the identified groups:

1, 2, 3 – recurrence of the length of leads in groups I, II, III respectively; 4, 5, 6 – relative length of leads in groups I, II, III respectively; 7, 8, 9 – average length of leads in groups I, II, III respectively

98 км. Затем значения $\bar{f}$ уменьшаются и в июне средняя протяжённость становится практически равной её начальной величине. Стандартное отклонение длины разрывов σ_f непосредственно связано с её средним значением $\bar{f}$. Линейная корреляция этих величин характеризуется довольно большим коэффициентом – 0,97, а связь между ними определяется выражением $\sigma_f = 0,843\bar{f}$. Таким образом, относительная из-

Таблица 2. Статистические параметры протяжённости разрывов, обобщённые по выделенным группам

Группа разрывов по протяжённости	Совокупная повторяемость протяжённости разрывов P , %	Средняя протяжённость разрывов $\bar{f}$, км	Стандартное отклонение σ_f , км	Относительная протяжённость f^* , %
I	75,8	50,4	19,0	47,6
II	22,5	154,7	45,7	43,7
III	1,7	394,2	89,2	8,7

менчивость протяжённости нарушений сплошности, характеризуемая коэффициентом вариации $k = \sigma_f / \bar{f}$, с октября по июнь практически не изменяется. Сезонные различия проявляются и в повторяемости протяжённости разрывов. Чтобы получить о них достаточно полное представление, проанализируем совокупные значения месячной повторяемости, вычисленные для трёх групп разрывов разной протяжённости.

Первая группа (I) объединяет разрывы, протяжённость которых $f < 100$ км. Будем считать её группой разрывов пониженной протяжённости. Она – самая многочисленная. Для большинства месяцев повторяемость в обоих интервалах длины, относящихся к этой группе, имеет близкие значения, а величина их суммарной повторяемости превышает 66%. Сезонный ход изменения повторяемости длины разрывов рассматриваемой группы (рис. 2) характеризуется её уменьшением с 84% в октябре до 67% в марте. После этого минимума повторяемость протяжённости разрывов увеличивается и в июне достигает начальной величины. Общая повторяемость протяжённости разрывов первой группы за весь период составляет 76% (табл. 2). Сезонное изменение среднемесячной протяжённости нарушений сплошности данной группы подобно описанному ранее изменению значений $\bar{f}$, осреднённых за каждый месяц по всей совокупности данных. Самые низкие значения средней длины здесь также отмечаются в октябре (46,6 км) и июне (44,8 км), а максимальные (53,3 км) – в марте. Осреднённая за девять месяцев протяжённость разрывов первой группы равна 50,4 км. В то же время ход изменения средней протяжённости разрывов противоположен ходу изменения её повторяемости.

Ко *второй группе (II)* отнесены разрывы средней протяжённости – $100 \leq f < 300$ км. При переходе от первой ко второй группе повторяемость

протяжённости уменьшается более чем в 2,5 раза. В пределах второй группы значения повторяемости протяжённости разрывов варьируют от 0,6 до 15,5% (см. табл. 1). Сезонный ход изменения совокупной месячной повторяемости протяжённости противоположен ходу её изменения в первой группе. Совокупная повторяемость сначала увеличивается с 15% в октябре до 30% в марте, а затем уменьшается до 15,5% в июне. Обобщённая за все месяцы повторяемость протяжённости разрывов составляет 22,5%. Среднемесячная протяжённость нарушений сплошности с октября по июнь изменяется аналогично повторяемости. В октябре она составляет 147,4 км, а к марту возрастает до 159,8 км, затем происходит её снижение, и в июне она равна 149,1 км.

В *третью группу* (III) включены разрывы повышенной протяжённости — $f \geq 300$ км. Месячная её повторяемость в интервалах протяжённости составляет в основном 0,1–0,9%, и только один раз она достигает 1,5%. Тем не менее, сезонный ход совокупной повторяемости, обобщённой за каждый месяц по её интервалам, проявляется здесь не менее отчётливо, чем во второй группе. Сохраняется и направленность сезонного изменения значений повторяемости протяжённости разрывов (см. рис. 2). В осенне-зимний период повторяемость протяжённости сначала увеличивается с 0,5% в октябре до 3,8% в марте, а затем в зимне-весенний период уменьшается, и в июне её величина равна 0,6%. Общая повторяемость протяжённости разрывов, обобщённая за девять месяцев, составляет 1,7%, т.е. группа повышенной протяжённости разрывов — самая малочисленная. Направленность сезонного изменения среднемесячной протяжённости разрывов этой группы аналогична направленности её изменения в двух предшествующих группах. Однако по сравнению с ними различия значений $\bar{f}$ здесь самые большие. В октябре средняя многолетняя протяжённость разрывов составляет 382 км, в марте — 403,5 км, в июне — 358 км. Обобщённый за все месяцы этот параметр равен 394 км, что в 2,5 раза больше по сравнению со второй группой и в 7,8 раза больше — с первой.

Поскольку с увеличением протяжённости разрывов их повторяемость уменьшается, а средняя протяжённость, наоборот, возрастает, выясним, как при этом изменяется относительная протяжённость разрывов f^* , определяемая выражением

$$f^* = \frac{\sum_{i=1}^m f_i}{\sum_{i=1}^n f_i} 100\%,$$

где m — число разрывов в рамках выделенной группы за конкретный месяц; n — общее их число за тот же месяц.

Относительная протяжённость разрывов представляет собой долю суммарной протяжённости некоторой совокупности с заданными значениями f от общей длины всех нарушений сплошности, поэтому, по аналогии с повторяемостью, определяемой по числу случаев, её можно считать геометрической повторяемостью. По результатам расчёта этого параметра на рис. 2 воспроизведены кривые его сезонного хода. Они показаны в сопоставлении с уже рассмотренными кривыми изменения повторяемости протяжённости нарушений сплошности льда. Видно, что кривые относительной протяжённости разрывов расположены значительно компактнее по сравнению с кривыми повторяемости. Сезонные изменения f^* в каждой группе разрывов подобны изменениям повторяемости протяжённости разрывов P . Это позволяет, не останавливаясь на них, сразу обратиться к различиям, которые проявляются в рамках каждой группы между значениями f^* и P .

Из сопоставления кривых 1 и 4, 2 и 5, 3 и 6 (см. рис. 2, а) следует, что в первой группе разрывов их относительная длина существенно меньше повторяемости. Значения f^* и P , обобщённые за все месяцы (см. табл. 2), различаются в 1,6 раза. Во второй группе величина f^* превышает значение P . Обобщённые средние месячные значения этих параметров различаются в 1,9 раза. В декабре относительная протяжённость разрывов второй группы достигает значений первой и до марта даже несколько превышает её. В третьей группе, как и во второй, относительная протяжённость разрывов больше повторяемости их протяжённости. При этом ход сезонного изменения f^* выражен более чётко по сравнению с ходом изменения P . Особенно хорошо выделяется мартовский максимум со значением $f^* = 15,5\%$, что в четыре раза больше максимума повторяемости. Обобщённая по данным третьей группы за все месяцы величина f^* равна 8,7%, т.е. в пять раз больше повторяемости, обобщённой за тот же период.

Таким образом, если повторяемость протяжённости разрывов, рассчитанная по числу случаев, в первой и второй группах с декабря по апрель различается на 37–50%, а в октябре–декабре и мае–июне эти различия превышают 60%, то разность значений геометрической повторяемости в этих группах за те же промежутки времени составляет соответственно 2–12% и менее 27%. Различия между значениями геометрической повторяемости протяжённости нарушений сплошности первой и третьей групп также существенно меньше, чем между значениями общепринятой повторяемости. Однако разность геометрической повторяемости протяжённости разрывов второй и третьей групп несколько больше разности общепринятой повторяемости.

Изменения обоих параметров в совокупности дают полное представление о сезонном изменении протяжённости разрывов. На практике эти параметры в зависимости от решаемой задачи могут учитываться как совместно, так и порознь. Например, при планировании морских операций в сложных ледовых условиях для оценки возможности использования попутных разрывов [7, 8], наряду с учётом их климатической модальной ориентации, во внимание принимается также обеспеченность модального интервала. Её целесообразно определять как по повторяемости разрывов, направление которых попадает в этот интервал, так и по их относительной протяжённости. Однако при принятии решения предпочтение отдаётся более значимому в данном случае второму показателю.

Полученные результаты убеждают, что сезонные изменения протяжённости разрывов связаны с изменением состояния самого дрейфующего льда. В начале годового ледового цикла, когда после летнего таяния и разрушения остаточный лёд довольно раздроблен [14], а вновь образовавшийся лёд ещё весьма тонкий и непрочный, число разрывов небольшой протяжённости особенно велико. Число нарушений сплошности средней протяжённости в это время, наоборот, понижено, а разрывов повышенной протяжённости — совсем мало. По мере того, как в результате усиления процесса ледообразования увеличивается толщина нового льда, появляются обширные поля сморозей, а дрейфующий лёд становится более целостным и прочным, относительное количество разрывов пониженной протяжённо-

сти уменьшается, а средней и повышенной протяжённости — увеличивается. То же самое происходит и с относительной протяжённостью разрывов. В дрейфующем льду с увеличением его сплошности под действием внешних сил возникают внутренние напряжения [15, 16]. При достижении предельной прочности льда в нём образуются деформации сжатия и растяжения, сопровождающиеся формированием гряд торо-сов, а также трещин и каналов [17, 18].

Март — последний месяц усиления таких процессов. Именно в марте отмечаются максимальная протяжённость разрывов и наибольшее среднемесячное значение их длины. В это время на снимках ИСЗ нередко устанавливаются протяжённые разрывы, которые последовательно пересекают сначала зону однолетнего, а затем и многолетнего льда [19]. При этом не отмечается никакой тенденции обхода разрывами участков с более толстым льдом. В апреле под влиянием солнечной радиации температура льда постепенно повышается, а прочность снижается. Поля сморозей начинают распадаться на части. В мае этот процесс усиливается и раздробленность льда возрастает [14]. Условия для образования непрерывных протяжённых разрывов исчезают. В результате число нарушений сплошности пониженной протяжённости возрастает, и в июне показатели протяжённости оказываются такими же, как и в октябре.

Перейдём к анализу *межгодовых изменений* протяжённости разрывов. Однако на основе семилетнего ряда данных, который есть в нашем распоряжении, невозможно в полной мере выявить все аспекты многолетней изменчивости этого элемента. Остановимся только на тех из них, по которым удалось получить некоторые результаты. В табл. 3 для каждого годового ледового цикла представлены те же показатели, которые использовались при анализе сезонной изменчивости протяжённости нарушений сплошности. Их межгодовые изменения также будем рассматривать по выделенным трём группам (рис. 3). Из приведённых на рис. 3 кривых следует, что в изменениях используемых показателей присутствуют колебания разной продолжительности, которые довольно чётко проявляются в изменении параметров P и f^* . В первой группе эти параметры за семилетний промежуток времени имеют по одному полному пятилетнему колебанию. Во второй группе отмечается по одному колебанию

Таблица 3. Распределения протяжённости разрывов в дрейфующем льду и её статистические характеристики, обобщённые за девятимесячные промежутки времени годовых ледовых циклов, %

Протяжённость, км	Годы (число наблюдений)						
	2005/06 (188)	2006/07 (183)	2007/08 (190)	2008/09 (188)	2009/10 (198)	2010/11 (190)	2011/12 (197)
	Число зафиксированных разрывов						
	13 354	22 691	27 271	32 752	31 338	28 111	13 192
0–50	31,1	29,8	38,6	46,9	43,9	40,3	44,6
50–100	36,9	39,9	36,3	32,1	34,0	36,2	35,0
100–150	15,7	15,6	13,2	11,0	12,3	12,8	11,7
150–200	7,3	7,1	5,8	4,8	5,0	5,4	4,7
200–250	3,9	3,4	2,8	2,4	2,4	2,5	1,9
250–300	2,0	1,8	1,5	1,1	1,0	1,3	1,0
300–350	1,2	1,0	0,8	0,6	0,6	0,7	0,4
350–400	0,7	0,6	0,4	0,4	0,3	0,4	0,2
400–450	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
450–500	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
> 500	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Максимальная, км	1252	915	1029	970	959	749	794
Средняя $\bar{f}$, км	96	92	82	74	75	79	72
Стандартное отклонение, км	83	73	70	67	63	65	61

четырёхлетней продолжительности. При этом ход изменения параметров во второй группе противоположен их изменению в первой. В третьей группе достаточно хорошо проявляются только колебания относительной протяжённости разрывов. Продолжительность каждого из двух выделенных здесь колебаний составляет два года.

Средняя протяжённость разрывов первой и третьей групп имеет по одному полному четырёхлетнему колебанию, которые происходят в противоположных фазах. Во второй группе в слабых выраженных изменениях значений $\bar{f}$ присутствуют два колебания: продолжительность первого — три года, второго — два года. Протяжённость нарушений сплошности, осреднённая за каждый год по всей совокупности данных, имеет одно хорошо выраженное четырёхлетнее колебание. Оно подобно колебанию $\bar{f}$ в первой группе, несмотря на то, что в двух других группах они совершенно иные. Обусловлено это значительным преобладанием числа нарушений сплошности первой группы над их числом во второй и третьей группах.

Амплитуды колебаний повторяемости протяжённости разрывов A_p и их относительной длины A_{p*} в первой группе — самые большие (табл. 4). Во второй группе их значения несколько меньше, а в третьей настолько малы, что на рис. 3, а колебания параметров P и f^* трудно различимы. Амплитуда колебаний средней протяжённости разрывов $A_{\bar{f}}$ в третьей группе, наоборот, высокая, во

второй — минимальна, а в первой группе имеет промежуточную величину. Наибольшая амплитуда принадлежит четырёхлетнему колебанию средней протяжённости разрывов, вычисленной по всей совокупности данных.

Установленные межгодовые колебания параметров протяжённости разрывов продолжительностью от двух до пяти лет, вероятнее всего, связаны с межгодовыми изменениями интенсивности дрейфа льда. Ранее авторами данной работы было показано, что в зоне стресса трансарктического ледового потока, следующего от моря Бофорта через весь Арктический бассейн до пролива Фрама, удельная протяжённость разрывов, осреднённая по участкам стресса за годовые циклы, статистически связана со среднегодовой скоростью дрейфа льда на данных участках [20]. При этом скорость дрейфа на стрессе хорошо согласуется со средней годовой повторяемостью антициклонических круговоротов P_a в полях дрейфа льда в Арктическом бассейне. Чем больше величина P_a , тем интенсивнее дрейф в зонах стресса и в бассейне в целом, а следовательно, тем значительнее пространственные различия скорости перемещения льда и его деформации, сопровождающиеся образованием разрывов. В свою очередь в межгодовых изменениях P_a обнаружены колебания, продолжительность которых составляет от двух до шести лет. Этой продолжительности колебаний, как видим,

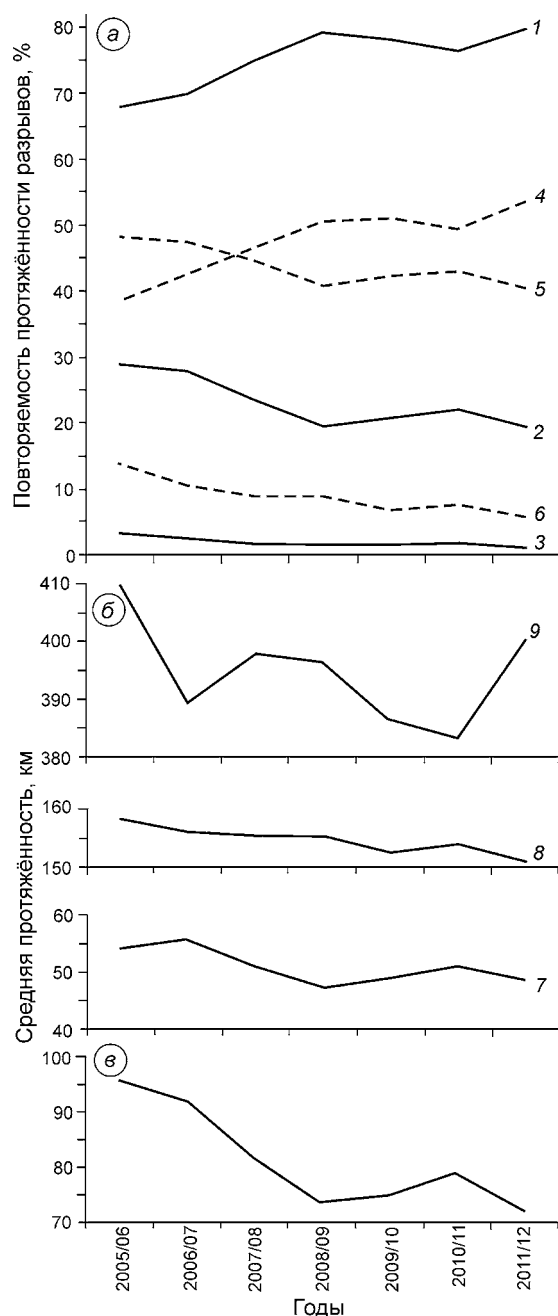


Рис. 3. Межгодовые изменения повторяемости протяжённости разрывов, их относительной протяжённости (а), средней месячной протяжённости в выделенных группах (б) и всей совокупности разрывов (в): 1, 2, 3 – повторяемость протяжённости в группах I, II, III соответственно; 4, 5, 6 – относительная протяжённость в группах I, II, III соответственно; 7, 8, 9 – средняя месячная протяжённость в группах I, II, III соответственно

Fig. 3. Interannual changes of recurrence of the length of leads, their relative length (a) and mean monthly length in the identified groups (b) and of the entire set of leads (v):

1, 2, 3 – recurrence of the length of leads in groups I, II, III respectively; 4, 5, 6 – relative length of leads in groups I, II, III respectively; 7, 8, 9 – average length of leads in groups I, II, III respectively

Таблица 4. Средние значения амплитуд колебания протяжённости разрывов

Группа разрывов по протяжённости	Амплитуда колебаний		
	повторяемости протяжённости $A_p, \%$	относительной протяжённости $A_{\text{р}}, \%$	средней протяжённости $A_{\text{с}}, \text{км}$
I	7,8	5,5	6,3
II	5,6	4,3	1,7
III	0,6	1,4	9,7
I–III	Не вычисляются для совокупности разрывов		Согласно рис. 3, в – 11,6

соответствуют установленные колебания анализируемых показателей протяжённости разрывов. Однако окончательный вывод о природе колебаний данных показателей может быть сделан только при совместном анализе протяжённости разрывов и скорости дрейфа льда за более продолжительный период, превышающий используемый не менее чем в два раза.

В целом же все рассматриваемые изменения связаны с общей эволюцией состояния ледяного покрова. Известно, что в течение исследуемого периода в арктических морях и Арктическом бассейне ледяной покров сокращался. На это указывают следующие факты: 1) существенное сокращение площади, занятой старым льдом, и увеличение площади однолетнего льда; 2) рост числа снежниц и их размеров на дрейфующем льду летом; 3) увеличение площади зон очищения ото льда в летний период и соответственно уменьшение ледовитости; 4) смещение начала ледообразования осенью на более поздние сроки; 5) уменьшение размеров полей сморози дрейфующего льда в холодный период.

При такой эволюции ледяного покрова возрастает образование разрывов пониженной протяжённости, а разрывов средней и повышенной протяжённости – уменьшается. Соответственно уменьшается и средняя их длина. Именно такой ход взаимосвязанных процессов отмечался в годы, за которые выполнен анализ исходных данных.

Выводы

1. Количество разрывов пониженной протяжённости – длиной менее 100 км – доминирует во все месяцы с октября по июнь. Их месячная повторяемость не опускается ниже 67%, а сред-

нее значение за все месяцы равно 76%. Изменения показателей нарушений сплошности этой группы в значительной мере определяют их изменение в рамках всей совокупности разрывов.

2. В эволюции протяжённости крупных разрывов в пределах исследуемого региона хорошо выражены как сезонная, так и межгодовая изменчивость.

3. Сезонные изменения показателей протяжённости разрывов связаны с изменением состояния дрейфующего льда. В начале годового ледового цикла, когда остаточный лёд сильно раздроблен, а вновь образовавшийся лёд ещё весьма тонкий и непрочный, повторяемость разрывов протяжённостью менее 100 км особенно велика, а средняя протяжённость всей совокупности разрывов понижена. По мере развития процесса ледообразования повторяемость разрывов пониженной протяжённости уменьшается. В марте их количество минимально, а средняя протяжённость всей совокупности разрывов максимальна. В апреле—июне в связи с распадом полей сморозей льда, уменьшением его прочности и усилением разрушения число нарушений сплошности пониженной протяжённости снова увеличивается, а разрывов протяжённостью более 100 км уменьшается. Соответственно падает и средняя протяжённость общей совокупности всех разрывов.

4. В межгодовых изменениях всех показателей протяжённости нарушений сплошности от-

мечаются колебания продолжительностью от двух до пяти лет. Наиболее вероятная причина их существования — межгодовые изменения интенсивности перемещения льда, связанные с циклическими колебаниями повторяемости антициклонических вихревых образований в полях скорости его дрейфа.

Благодарности. Статья подготовлена по материалам работ, выполненных с помощью финансовой поддержки Министерства образования и науки Российской Федерации при проведении прикладных научных исследований и экспериментальных разработок (ПНИЭР) по теме «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (Соглашение о предоставлении субсидии от 20.10.2014 № 14.610.21.0006, уникальный идентификатор ПНИЭР RFMEFI61014X0006).

Acknowledgments. The article was prepared on the basis of materials on applied scientific studies and experimental developments. Funding for this research was provided by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation, Project RFMEFI61014X0006, Agreement No. 14.610.21.0006 «Development of new methods and techniques for monitoring of geophysical and hydrometeorological state of Spitsbergen and the Russian West Arctic».

Литература

1. *Макштас А.П.* Тепловой баланс арктический льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 65 с.
2. *Дымент Л.Н.* Разрывы как элемент ландшафта дрейфующих льдов // Тр ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 91–95.
3. *Горбунов Ю.А., Беликов С.Г., Шильников В.И.* Влияние ледовых условий на распространение и численность белого медведя в морях советской Арктики // Бюл. МОИП. Отдел биологии. 1987. Т. 92. Вып. 5. С. 19–28.
4. *Бородачев В.Е.* О блоковом строении ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 25–27.
5. *Адамович Н.М.* Ледовые условия западного района советской Арктики в холодный период года и учет их влияния на судоходство: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Л.: ААНИИ, 1987. 18 с.
6. *Бресткин С.В., Горбунов Ю.А., Лосев С.М.* Ледовая информация как элемент обеспечения плава-

Reference

1. *Makhtas A.P.* Teplovoy balans arkticheskikh l'dov v zimniy period. Thermal balance of the Arctic ice in the winter period. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 65 p. [In Russian].
2. *Dymant L.N.* Leads as a landscape element of drifting ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 91–95. [In Russian].
3. *Gorbunov Ju.A., Belikov S.G., Shilnikov V.I.* Influence of ice conditions on spreading and numbers of polar bear in the seas of the Russian Arctic. *Byulleten' Moskovskogo Obshchestva ispyateley prirody. Otdelenie biologii*. Bulletin of the Moscow Society of Nature Studies. Dept. of Biology. 1987, 92 (5): 19–28. [In Russian].
4. *Borodachev V.Ye.* On block structure of the ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1974, 316: 25–27. [In Russian].
5. *Adamovich N.M.* Ledovye usloviya zapadnogo rayona sovetskoy Arktiki v holodnyi period goda i uchet ikh vliyaniya na sudokhodstvo. Ice conditions of the western region of the Soviet Arctic in the cold period of a year and account of their influence on shipping. PhD Thesis. Leningrad: AARI, 1987: 18 p. [In Russian].

- ния транспортных подводных лодок в Арктике // Материалы науч.-практич. конф. «Арктический мост». Архангельск, 1993. С. 58–61.
7. Brestkin S.V., Gorbunov Ju.A., Losev S.M. Results of statistical analysis of satellite data on leads in ice cover in the south-western Kara Sea and their passable use for planning sea operations during the winter-spring period // POAC'95 August 15–18 1995. Murmansk. St. Petersburg. 1995. V. 3. P. 60–68.
8. Gorbunov Ju.A., Diment L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers // INSROP Working paper. 1996. № 68 (141). P. 10–20.
9. Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Лосев С.М. Средние многолетние характеристики крупных нарушений сплошности льда в Карском море и северо-восточной части Баренцева моря. СПб.: изд. ГНЦ РФ ААНИИ, 2014. 36 с.
10. Фролов С.В., Клячкин С.В. Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 103–111.
11. Бушув А.В. Развитие и совершенствование системы и методов ледовых наблюдений // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 170–183.
12. Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н. Оценка характеристик разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых по снимкам самолетного радиолокатора бокового обзора и снимкам спутников Земли «Метеор» и NOAA // Метеорология и гидрология. 2003. № 2. С. 59–67.
13. Лосев С.М., Горбунов Ю.А. Диагностика и среднесрочный прогноз нарушений сплошности морского ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1998. Т. 438. С. 13–25.
14. Горбунов Ю.А., Тимохов Л.А. Изменчивость раздробленности льдов // Тр. ААНИИ. 1973. Т. 316. С. 89–94.
15. Сухоруков К.К. О механизме формирования напряженного состояния морского льда при макро-разрывах // ДАН. 1996. № 2. С. 253–255.
16. Richter-Merge J.A., McNutt S.L., Overland J.E., Kwok R. Relating arctic pack ice stress and deformation under winter conditions // Journ. of Geophys. Research. 2002. 107. № 10. P. SHE 15/1–SHE 15/13. Doi: 10.1029/2000JC000477.
17. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // МГИ. 1986. Вып. 55. С. 131–134.
18. Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Сергеева И.А. Макродеформации ледяного покрова в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 2005. № 8. С. 38–50.
19. Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н. Разрывы в ледяном покрове Арктического бассейна по спутниковым данным // Проблемы Арктики и Антарктики. 2002. Вып. 73. С. 36–52.
20. Лосев С.М., Дымент Л.Н. Повторяемость крупномасштабных вихревых образований в полях скорости дрейфа льда Арктического бассейна как показатель его интенсивности // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 72–83.
6. Brestkin S.V., Gorbunov Ju.A., Losev S.M. Ice information as an element of provision of navigation of transport submarines in the Arctic. *Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Arkticheskiy most»*. Materials of Scientific-Practical Conf. «The Arctic Bridge». Arkhangelsk, 1993: 58–61. [In Russian].
7. Brestkin S.V., Gorbunov Ju.A., Losev S.M. Results of statistical analysis of satellite data on leads in ice cover in the south-western Kara Sea and their passable use for planning sea operations during the winter-spring period. POAC'95 August 15–18 1995. Murmansk. St. Petersburg. 1995, 3: 60–68.
8. Gorbunov Ju.A., Diment L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers. INSROP Working paper. 1996, 68 (141): 10–20.
9. Gorbunov Ju.A., Dymant L.N., Losev S.M. *Srednie mnogoletnie kharakteristiki krupnykh narusheniy sploshnosti l'da v Karskom more i severo-vostochnoy chasti Barentseva morya. Spravochnoe posobie*. Average multiyear characteristics of large leads in the Kara Sea in the north-eastern Barents Sea. Reference guidebook. St. Petersburg: Rotaprint of the AARI, 2014: 36 p. [In Russian].
10. Frolov S.V., Klyachkin S.V. Account of the influence of orientation leads in the ice cover on the ship motion speed in ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 103–111. [In Russian].
11. Bushuev A.V. The development and improvement of the system and methods of ice observations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1991, 66: 170–183. [In Russian].
12. Losev S.M., Gorbunov Ju.A., Dymant L.N. Evaluation of characteristics of leads in the ice cover of the Laptev Sea imagery airborne radar side-view, and imagery of Earth satellites «Meteor» and NOAA. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2003, 2: 59–67. [In Russian].
13. Losev S.M., Gorbunov Ju.A. Diagnostics and medium-range forecast of leads of sea ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1998, 438: 13–25. [In Russian].
14. Gorbunov Ju.A., Timokhov L.A. Variability of ice fragmentation. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1973, 316: 89–94. [In Russian].
15. Sukhorukov K.K. On the mechanism of formation of the stress state of sea ice at macro-discontinuities. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1996, 2: 253–255. [In Russian].
16. Richter-Merge J.A., McNutt S.L., Overland J.E., Kwok R. Relating arctic pack ice stress and deformation under winter conditions. Journ. of Geophys. Research. 2002, 107 (10): SHE 15/1–SHE 15/13. Doi: 10.1029/2000JC000477.
17. Gorbunov Ju.A., Karelin I.D., Losev S.M. Nature of leads of sea ice cover in the wintertime. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 55: 131–134. [In Russian].
18. Losev S.M., Gorbunov Ju.A., Dymant L.N., Sergeeva I.A. Macro-deformations of the ice cover in the Arctic Basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2005, 8: 38–50. [In Russian].
19. Losev S.M., Gorbunov Ju.A., Dymant L.N. Leads in the ice cover of the Arctic Basin based on satellite data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2002, 73: 36–52. [In Russian].
20. Losev S.M., Dymant L.N. Recurrence of large-scale eddy features in the ice drift velocity fields in the Arctic Basin as indicator of its intensity. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 10: 72–83. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.345

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564

Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири

© 2017 г. Я.В. Тихонравова^{1*}, Е.А. Слагода¹⁻³, В.В. Рогов^{1,2,4}, Э.И. Галеева¹, В.В. Курчатov¹¹Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия; ²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;³Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия;⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*tikh-jana@yandex.ru

Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia

Ya.V. Tikhonravova^{1*}, E.A. Slagoda¹⁻³, V.V. Rogov^{1,2,4}, E.I. Galeeva¹, V.V. Kurchatov¹¹Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch, RAS, Tyumen, Russia; ²Tyumen State University, Tyumen, Russia;³Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia; ⁴Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*tikh-jana@yandex.ru

Received May 25, 2017

Accepted August 19, 2017

Keywords: *texture and structure of ice, petrographic method, ice veins, ice of thawing cavity, crack ice, ice of thermoerosional niche.*

Summary

The Late Holocene ground ices are occurred due to freeze cracking, slope, thermocast, thermoerosion processes. New formation ice within may intervene to the Pleistocene, lower Holocene ground ice and permafrost and can really complicate their structure. Relationship between seasonal and perennial new formation of ice with massive ice and permafrost was studied in cross section of the North Western Siberia. The features of texture and structure of ice formed in the thawing cavities, some cracks were determined. The differences in structure of the late Holocene ground ices and ground ices of the early Holocene and late Pleistocene were defined. The differences in ground ice texture and structure depend to the cavity configuration of the freezing and cracks and freezing temperature conditions. The quantitative parameters of the crystal structure can be used to identify closed-cavity ice and crack ice in the composition of massive ice and determine mechanisms and conditions of formation before the Holocene ice wedges.

Citation: Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 553–564. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564

Поступила 25 мая 2017 г.

Принята к печати 19 августа 2017 г.

Ключевые слова: лёд полостей протаивания, лёд термоабразионной ниши, лёд трещин, петрографический метод, текстура и структура льда, элементарные жилки.

В разрезах севера Западной Сибири изучено соотношение новообразований льда с залегающими льдами и мёрзлыми отложениями. Определены особенности текстуры и структуры льдов, сформированных в полостях протаивания, трещинах отседания и трещинах в тыловой части оползневых блоков мёрзлых пород. Установлены отличия структуры подземных льдов позднего голоцена от подземных льдов раннего голоцена и позднего плейстоцена.

Введение

Современная климатическая обстановка с трендом потепления в криолитозоне способствует развитию склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов, активно разрушающих мёрзлые толщи с подземными льдами. При этом в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные просадки, полости, промоины и трещины, в которых при

попадании воды и последующем её замерзании образуются льды, осложняющие строение подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена. Полигонально-жильный лёд может содержать позднеголоценовые элементарные жилки, а также лёд, образованный в термокарстовых полостях — желобах, термоэрозионных промоинах и просадках [1, 2]. К пластовым льдам может примерзать речной или морской лёд, вода, скопившаяся в термоабразионной нише вблизи

уреза воды, а также снег, преобразующийся в фирн и многолетние снежники [3–5]. В мёрзлых толщах на склонах долин, хасыреев и в уступах обнажений часто встречается термокарстово-полостной (термокарстово-пещерный, согласно терминологии Б.И. Втюрина) лёд под мёрзлыми осыпями [6, 7], в трещинах отседания и тыловых частях оползневых блоков.

Согласно представлениям П.А. Шумского, А.И. Попова, Б.И. Втюрина и В.И. Соломатина [6–9], соотношение разновидностей позднеголоценовых льдов с вмещающими ледяными телами и мёрзлыми породами, структурно-текстурные особенности новообразованных льдов и их кристаллическое строение определяются характером (формой и ориентировкой) полостей, их размерами и условиями промерзания. Льды, заполняющие горизонтальные, наклонные, вытянутые, линзовидные и неправильной формы пустоты и трещины, согласно этим представлениям, промерзают с боков — от мёрзлых стенок к центру с формированием чёткого шва и структурно-текстурных особенностей, что обусловлено положением полости в пространстве.

П.А. Шумский [6] и Б.И. Втюрин [7, 10] установили, что термокарстово-полостной лёд, образованный при всестороннем промерзании воды в полости в замкнутых и полузамкнутых условиях, отличается радиально-лучистой ориентировкой пузырьков воздуха, мелкозернистостью и наличием минеральных примесей. Строению позднеголоценовых льдов уделяется гораздо меньше внимания, чем залежеобразующим подземными льдам разного генезиса. Цель работы — установить текстурно-структурные особенности позднеголоценовых льдов, осложняющих строение раннеголоценовых и плейстоценовых подземных льдов.

Методы исследований

К одному из методов изучения подземных льдов, применение которого в нашей стране началось с середины XX в., относится петрографический анализ, цель которого — исследование их кристаллического строения. В проведённых авторами исследованиях использованы главные принципы петрографического метода, дополненные П.А. Шумским и

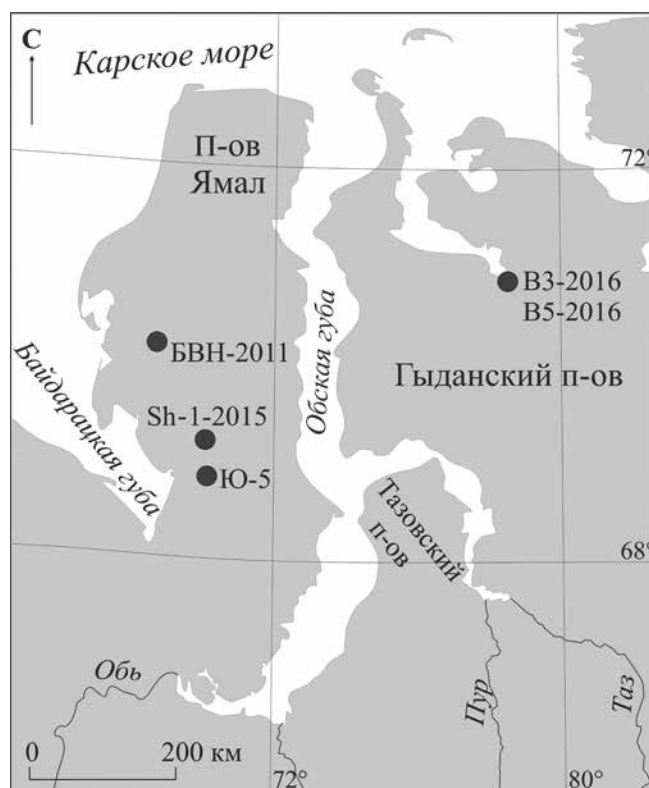


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов мёрзлых толщ с верхнеголоценовыми подземными льдами
Fig. 1. Schematic map of the study permafrost cross sections with the Upper Holocene ground ices

Б.А. Савельевым [6, 11]. Экспедиционные работы предусматривали описание разрезов и залегания льдов на исследуемых участках (рис. 1), отбор ориентированных монолитов льда по методике Э.Д. Ершова [12], сохранение в мёрзлом состоянии и транспортировку их в лабораторию. Приготовление шлифов льда, фотографирование при помощи поляроида, их описание выполнены в лаборатории криотрасологии Института криосферы Земли СО РАН по методике, изложенной в упомянутых монографиях и пособиях П.А. Шумского и Б.А. Савельева.

Шлифы льда были изготовлены в трёх срезах: «а» — вертикальный поперечный; «в» — вертикальный продольный; «с» — горизонтальный. В работе использовался поляроид с диаметром стекла 14 см и зазором между масштабной линейкой и поверхностью шлифа 3 см, что учитывалось при вычислении количественных параметров кристаллов льда. Статистическая обработка структуры льда проводилась оригинальной компьютерной программой «Crystal»,

разработанной В.М. Калайджаном совместно с авторами статьи. Одна часть рассчитываемых параметров — площадь осреднённого кристалла S , периметр осреднённого кристалла P , коэффициент извилистости границ кристаллов C — рассчитаны по методике П.А. Шумского [6]. Другая часть параметров вычислялась по предложению В.В. Рогова [13]. К ним относятся: минимальное $P_{\min}$ и максимальное $P_{\max}$ значения периметра зарисовки кристаллов; средний поперечник кристаллов D , рассчитываемый как диаметр круга равной площади; коэффициент удлинённости C_{el} , вычисляемый как отношение средней максимальной диагонали к среднему поперечнику кристалла; коэффициент формы C_f , рассчитываемый как отношение среднего периметра границ кристаллов к длине окружности круга равной площади; коэффициент различия размеров кристаллов C_{diff} , рассчитываемый как отношение максимального периметра кристалла к минимальному; угол отклонения максимальной диагонали от условной горизонтали A (по отношению к которой ориентирован шлиф). Значения A близкие к 45° — кристаллы не ориентированы; близкие к 0° (условная горизонталь) и 90° (условная вертикаль) имеют тенденцию к горизонтальной и вертикальной ориентировке кристаллов соответственно. Оценка кристаллической структуры учитывает также характер текстуры льда. При наличии слоёв, линз или участков с включениями грунта расчёт параметров структуры для каждой разности выполнялся отдельно. В расчёты не были включены мелкие редкие кристаллы, их фрагменты на стыках и части, обрезанные при изготовлении шлифа.

Разновидности современного льда

Термокарстово-полостной лёд. На п-ове Ямал в районе месторождения Бованенково, в пределах морской равнины III [14], в расчиске БВН-2011 (см. рис. 1) в межполигональной канавке под торфом вскрыт термокарстово-полостной лёд на глубине 0,25–0,3 м. Вмещающая лёд полость в плане округлая с отходящими вбок прожилками, имеет в разрезе V -образную форму, ширину сверху 20 см, внизу 3–5 см (рис. 2, А). Лёд сверху полости имеет два или несколько осевых швов со скоплениями круп-

ных круглых пузырьков воздуха, радиально-лучистую текстуру, образованную цилиндрическими пузырьками, вытянутыми от стенок полости к центру (рис. 3, А). В нижней узкой части ледяного включения выражен один осевой шов, выполненный фрагментами растительных остатков из торфяного горизонта, цилиндрические пузырьки воздуха ориентированы перпендикулярно шву. Кристаллы льда в двух срезах «с» имеют сложную форму ($C_f \sim 1,55$), вытянуты ($C_{el} = 1,56$) и ориентированы по нормали к стенкам и осевому шву ледяного включения (таблица). В верхнем срезе «с1» кристаллы льда имеют $S = 0,7 \text{ см}^2$, $D = 1,1 \text{ см}$, $P = 5,6 \text{ см}$, достаточно однородны по размеру ($C_{diff} \sim 5$) (см. рис. 3, А). Органические примеси расположены вблизи стенок мёрзлого торфа, пузырьки воздуха главным образом приурочены к границам кристаллов и швам. В нижней части ледяного включения (срез «с2») кристаллы льда имеют $S = 0,4 \text{ см}^2$, $D = 0,8 \text{ см}$, $P = 3,6 \text{ см}$, однородны по размеру ($C_{diff} \sim 5$), органические примеси приурочены как к краям, так и к осевому шву, пузырьки воздуха расположены внутри кристаллов. Изометричные формы, наименьшие S , D и P ($C_{diff} = 5$) характерны для базисных плоскостей кристаллов, которые выходят в срезе «в» (см. таблицу).

Лёд трещин отседания. На севере Гыданского п-ова, в районе с. Гыда, озёрно-аллювиальная терраса II [15] сложена мёрзлыми слоистыми песками и супесями с полигонально-жильными и крупными линзовидными пластами льда [16]. В 2016 г. в береговом обнажении вскрыты льды трещин отседания, секущие полигонально-жильный лёд или примыкающие к его боковым стенкам (см. рис. 2, Б, В).

Трещины отседания (расчиска В5-2016, см. рис. 1) шириной 5–20 см выполнены льдом, имеют чёткие контуры, залегают в мёрзлых слоистых песчаных отложениях на глубине 1,3–2,3 м (см. рис. 2, Б). Лёд верхней части трещины вытаял, на что указывает проседание слоёв охристых песков надо льдом и вдоль стенок трещины. Трещины расходятся вниз и вверх вдоль бокового контакта полигонально-жильного льда, не пересекая его. Лёд в трещинах прозрачный, с незначительной примесью минеральных частиц в середине и круглых пузырьков, ориентированных вертикально; осевой шов выражен только в трещинах, залегающих глубже от по-

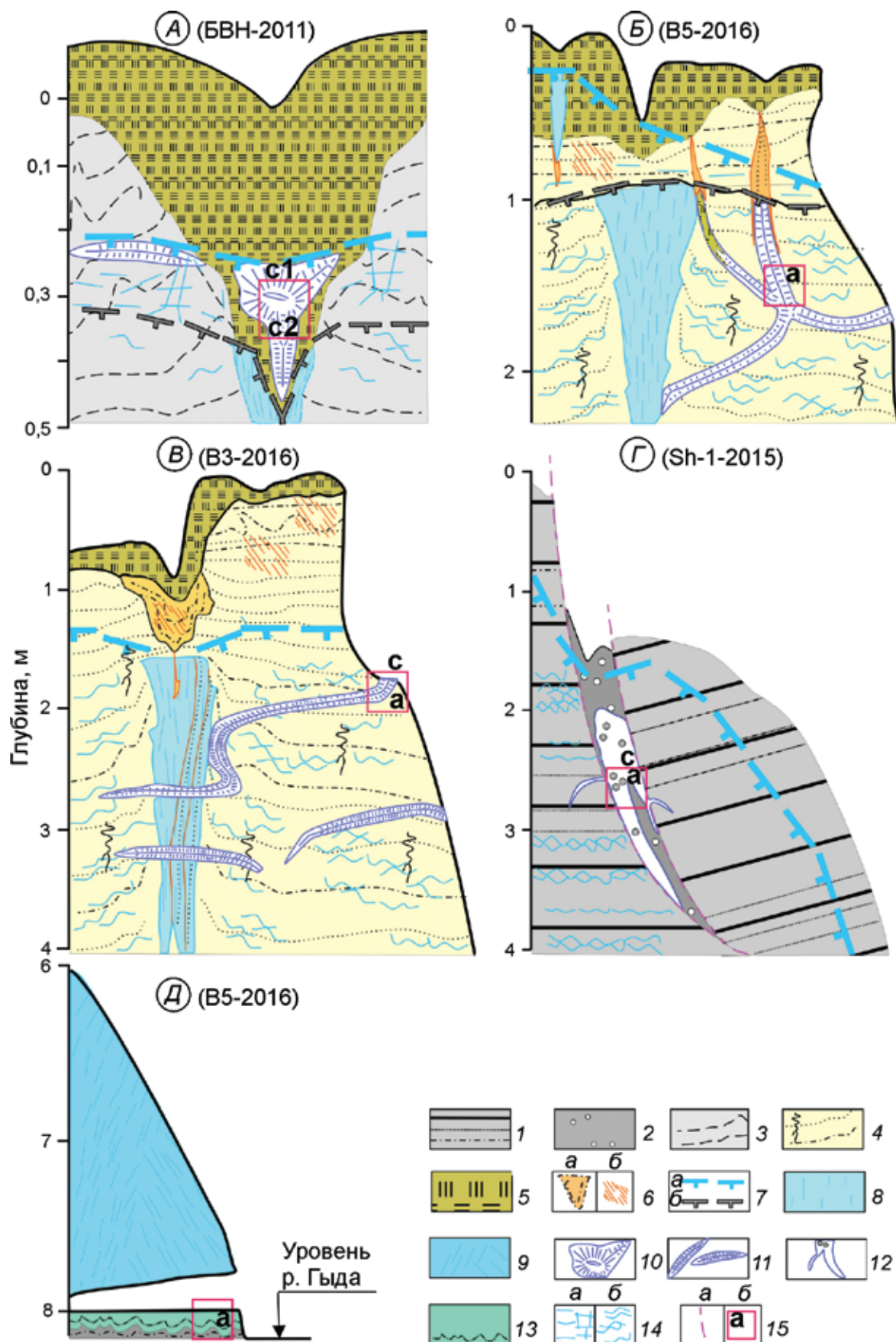


Рис. 2. Разрезы мёрзлых толщ с верхнеголоценовыми подземными льдами:

A — термокарстово-полостные; *B* — трещины отседания в мёрзлых песках; *B* — трещины отседания, секущие полигонально-жильный лёд; *Г* — полостей тыловой зоны оползневого блока глин; *Д* — термоабразионной ниши; *1* — глины засоленные слоистые; *2* — глинистые брекчии в плоскости скольжения оползневого блока; *3* — суглинки; *4* — пески, супеси слоистые с нитевидными корешками; *5* — торф автохтонный; *6* — псевдоморфозы (*a*), пятна, полосы ожелезнения (*b*); *7–13* — криогенное строение: *7* — границы сезонного протаивания современная (*a*), реликтовая (*b*); *8* — полигонально-жильный лёд; *9* — пластовый лёд; *10* — термокарстово-пещерный лёд; *11* — трещинный в полостях вытаивания и отседания песков; *12* — лёд полости тыловой зоны оползневого блока; *13* — лёд термоабразионной ниши; *14* — криогенные текстуры линзовидные решётчатые (*a*), микролинзовидные параллельные (*b*); *15* — плоскость скольжения оползневого блока (*a*), места отбора и плоскости сечения монолитов льда (*b*): *a* — вертикальный срез, *c* — горизонтальный срез

Fig. 2. The permafrost cross sections with the Upper Holocene ground ices:

A — closed-cavity ice; *B* — crack ice inside the fissure of detached block of frozen sand; *B* — crack ice inside the fissure of detached block that cross ice wedge; *Г* — cavity ice in back side zone of clay block creep; *Д* — ice of thermoerosional niche; *1* — laminated salt clay; *2* — clayey breccia in back side zone of creep block; *3* — loams; *4* — sands, laminated loamy sand with threadlike roots; *5* — autochthonous peat; *6* — pseudomorph (*a*), ferruginous spots and streaks (*b*); *7–13* — cryogenic structure: *7* — modern boundary of seasonal thawing (*a*) ancient border of seasonal thawing (*b*); *8* — ice wedge; *9* — massive ice bed; *10* — closed-cavity ice; *11* — crack ice inside the fissure of detached block of frozen sand; *12* — cavity ice in back side zone of clay block creep; *13* — ice of thermoerosional niche; *14* — cryogenic textures: lenticular (*a*), parallel micro-lenticular (*b*), zone of clay block creep (*a*), place of ice sampling and monolith section (*b*): *a* — the vertical section, *c* — horizontal section

верхности. В верхней части разреза, на контакте с полигонально-жильным льдом, трещинный лёд содержит торф, проникший из покровного горизонта. Изучен монолит льда из трещины без видимого осевого шва. Кристаллы льда в срезе «*a*» имеют близкую к шестиугольнику форму ($C_f = 1,28$), изометричны ($C_{el} \sim 1,09$), более однородны по размеру ($C_{diff} = 3$), $S = 1,2 \text{ см}^2$, $D = 1,4 \text{ см}$, $P = 5,7 \text{ см}$, хаотично ориентированы (см. таблицу). Пузырьки воздуха и органические включения расположены внутри и на контактах кристаллов. Шов выделен в шлифе в проходящем свете в виде линз минеральных примесей, в кристаллическом строении он не выражен (см. рис. 3, *B*; рис. 4, *B*).

Трещины отседания (расчистка ВЗ-2016, см. рис. 1) дугообразные, имеют ширину 10–20 см и пересекают полигонально-жильный лёд на глубинах 3,0 и 3,9 м (см. рис. 2, *B*). Лёд в трещинах прозрачный, без минеральных примесей, с чётким белым осевым швом шириной до 2 см, подчеркнут скоплением минеральных примесей и мелких пузырьков. Цилиндрические крупные пузырьки воздуха вытянуты от стенок трещины к шву (см. рис. 3, *B*). Кристаллы льда сложной формы ($C_f = 1,4 \div 1,6$), однородны по размеру ($C_{diff} = 3 \div 5$), пузырьки воздуха в осевом шве приурочены к границам кристаллов, цилиндрические расположены как внутри, так и на контактах кристаллов. В срезе «*c*» кристаллы изометричны ($C_{el} \sim 1,16$), ориентированы перпендикулярно трещине, $S = 0,9 \text{ см}^2$, $D = 1,2 \text{ см}$, $P = 5,5 \text{ см}$. В срезе «*a*» кристаллы имеют

$S = 1,8 \text{ см}^2$, $D = 1,7 \text{ см}$, $P = 8,1 \text{ см}$ и более вытянутую форму ($C_{el} \sim 1,4$) (см. таблицу). Величина угла наклона не отражает упорядоченность кристаллов, они удлинены по нормали к стенкам и плавно изогнуты к поверхности вблизи осевого шва.

Лёд трещины тыловой зоны оползневого блока.

На п-ове Ямал, в пределах оз. Сохонто, в устье морской равнины IV [15], осложнённом термоциркуляцией с блоками оползших пород, в расчистке Sh-1-2015 (см. рис. 1) в трещине вскрыт лёд. Разрез равнины внизу сложен льдистыми голубовато-серыми слоистыми засоленными глинами и алевролитами (см. рис. 2, *Г*). Полость клиновидной формы выполнена льдом и смешанной глинистой породой (брекчия трения с кусочками плотных глин), вскрыта внизу обнажения, между оползевым блоком и ненарушенными льдистыми глинами — в зоне скольжения. Видимый размер ледяного клина более 0,9 м по вертикали, ширина поверху — 10 см, внизу — 5–3 см. Ледяной клин плавно изогнут, сужается внизу, имеет неровные границы, осложнён трещинами — прожилками льда, отходящими вбок во вмещающие мёрзлые отложения. Лёд прозрачный, без осевого шва, с включениями глин 0,15–1,5 см и пузырьков воздуха (см. рис. 3, *Г*). Угловатые кусочки плотных глин, вертикально вытянутые скопления частиц с извилистыми контурами и пузырьки воздуха расположены, в основном, вблизи боковых контактов ледяного клина, параллельных зоне скольжения. В срезах «*c*» и «*a*» преобладают крупные кристаллы (см. рис. 4, *B*), близкие к шестиугольной

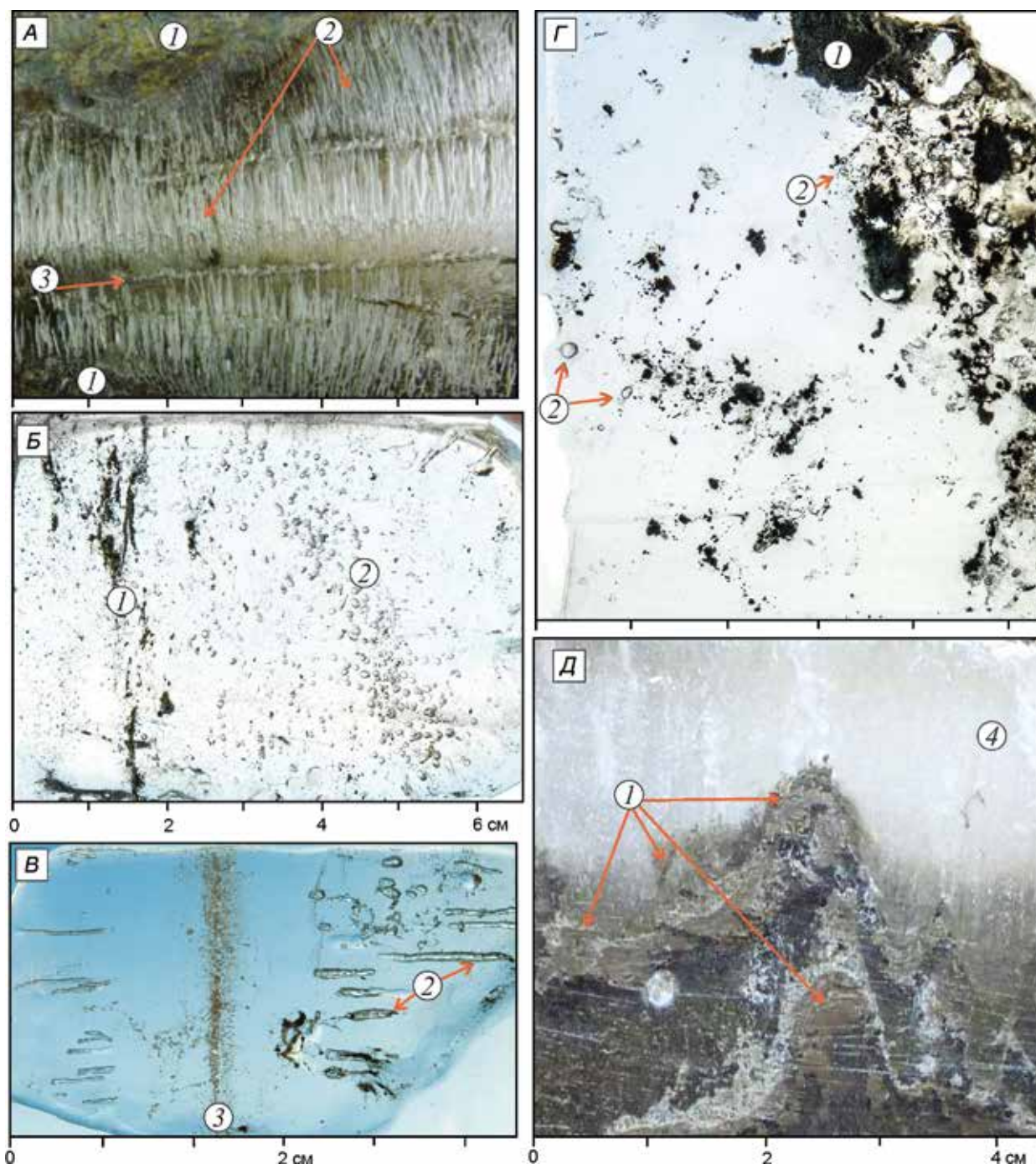


Рис. 3. Текстура видов льда позднего голоцена:

А – термокарстово-полостные в горизонтальном срезе монолита; *Б* – трещин отседания с осевым швом; *В* – трещин отседания без шва в шлифах вертикальных срезов в проходящем свете; *Г* – полости зоны скольжения оползневого блока в шлифе вертикального среза в проходящем свете; *Д* – термоабразивной ниши в вертикальном разрезе монолита. Цифры в кружках: 1 – органические минеральные включения; 2 – пузырьки воздуха во льду; 3 – осевые швы; 4 – молочно-белый лёд с мельчайшими рассеянными пузырьками воздуха

Fig. 3. Texture of kinds the Late Holocene ice:

A – the horizontal section of monolith of closed-cavity ice; *Б* – vertical section slices of crack ice (inside the fissure of detached block) with seam; *В* – section slices of crack ice (inside the fissure of detached block) without seam in transmitted light; *Г* – vertical section slices of cavity ice (in back side zone of clay block creep) in transmitted light; *Д* – vertical section monolith of ice of thermoerosional niche. Numbers in circles indicated: 1 – organic and mineral inclusions; 2 – air bubbles in ice; 3 – axial seams; 4 – white ice with tiny dissipate air bubbles

Количественные параметры кристаллов разновидностей современного льда

Номер расчистки	Параметры*										
	глубина, м	ширина полости, см	$P_{min}-P_{max}$, см ²	S , см ²	D , см	P , см	C_f	C	C_{el}	C_{diff}	A
Лёд полостей протаивания											
БВН-6-11 «с1»	0,4	20	1,9–10,3	0,7	1,1	5,6	1,59	0,85	1,56	5	77
БВН-6-11 «с2»	0,45	3–5	1,3–6,8	0,4	0,8	3,6	1,51	0,82	1,56	5	77
БВН-6-11 «в»	0,4–0,45	3–20	0,6–3,0	0,2	0,6	2,1	1,14	0,63	1,06	5	39
Лёд трещин отседания											
В5-2016 «а»	1,5	5–20	2,9–8,3	1,2	1,4	5,7	1,28	0,91	1,09	3	57
В3-2016 «с»	2,0	10–20	1,7–8,7	0,9	1,2	5,5	1,44	1,20	1,16	5	22
В3-2016 «а»			3,5–11,3	1,8	1,7	8,1	1,56	1,09	1,41	3	59
Лёд полости тыловой зоны оползневого блока											
Sh-1-2015 «с»: кристаллы массива льда	3,5	3–10	1,3–11,1	1,2	1,5	5,6	1,24	0,99	1,08	8	52
кристаллы зоны сдвига			0,27–3,1	0,1	0,5	1,6	1,08	0,94	0,97	12	59
Sh-1-2015 «а»: кристаллы массива льда			1,7–11,0	1,0	1,2	4,4	1,20	0,73	1,02	6	59
кристаллы зоны сдвига			0,4–2,0	0,07	0,3	1,2	1,14	0,69	1,05	5	46
Лёд термоабразионной ниши											
В5-2016 «а»	8,0	> 100	4,0–14,7	3,7	2,3	10,5	1,45	1,71	1,13	4	54
Лёд морозобойных трещин (элементарные жилки)											
Ю5-1	3,0	0,8	0,2–2,4	0,03	0,2	0,7	1,10	0,38	1,02	14	30
Ю5-2		0,8	0,3–1,7	0,06	0,3	1,1	1,14	0,47	1,07	7	28
Ю5-3		0,85	0,2–2,1	0,03	0,2	0,8	1,12	0,49	1,04	8	39

* $P_{min}-P_{max}$ – минимальное и максимальное значения периметра зарисовки кристаллов; S – площадь осреднённого кристалла; D – средний поперечник кристаллов; P – периметр осреднённого кристалла; C_f – коэффициент формы; C – коэффициент извилистости границ кристаллов; C_{el} – коэффициент удлиненности; C_{diff} – коэффициент различия размеров кристаллов; A – угол отклонения максимальной диагонали от условной горизонтали.

форме ($C_f \sim 1,2$), изометричные ($C_{el} \sim 1$), хаотично ориентированные, $S \sim 1,1$ см², $D \sim 1,3$ см, $P \sim 5$ см ($C_{diff} \sim 7$). Между ними зажаты мелкие минеральные частицы и пузырьки воздуха. Вокруг вытянутых скоплений глин выделены зоны мелких изометричных хаотично ориентированных кристаллов ($S \sim 0,07$ см², $D \sim 0,3$ см, $P \sim 1,2$ см, $C_f \sim 1,1$, $C_{el} \sim 1$, $C_{diff} \sim 5$, см. таблицу).

Лёд термоабразионной ниши. На севере Гыданского п-ова, в урезе устья р. Гыда, в нижней части берегового уступа озёрно-аллювиальной террасы II [15], в расчистке В5-2016 (см. рис. 1) на глубине 7,5–8 м вскрыта термоабразионная ниша, выработанная в залеже подземного льда (см. рис. 2, Д). Глубина ниши более 2 м, высота около 0,5 м, верхняя и нижняя поверхности зияющей полости покрыты сублимационным льдом. Внизу ниши вскрыт горизонтальный слой льда с линзовидными волнистыми прослоями супеси и суглинка – волновой рябью отложений пляжа (см. рис. 3, Д). Лёд ниши белый

полупрозрачный, с многочисленными мелкими круглыми пузырьками воздуха, вытянутыми вертикально. Лёд внизу и в середине содержит волнистые прослои и линзы (0,5–1,0 см) супеси, суглинка с тонкой (доли миллиметра) слоистостью. Во льду от выступов волновой ряби вверх «взмучены» песчано-алевритовые частицы. Кристаллы льда в срезе «а» имеют сложную форму ($C_f = 1,45$), изометричны ($C_{el} \sim 1,1$), хаотично ориентированы, однородны ($C_{diff} \sim 4$); $S = 3,7$ см², $D = 2,3$ см, $P = 10,5$ см (см. таблицу, также см. рис. 4, Г). Минеральные прослои главным образом защемлены между кристаллами. Мелкие (< 0,2 мм) пузырьки воздуха расположены внутри кристаллов и, в целом, не имеют связи с минеральными слоями.

Элементарные жилки. К позднеголоценовым ледяным образованиям некоторые авторы относят ледяные элементарные жилки [17], наблюдаемые в древних полигонально-жильных льдах. Мы исследовали полигонально-жильные

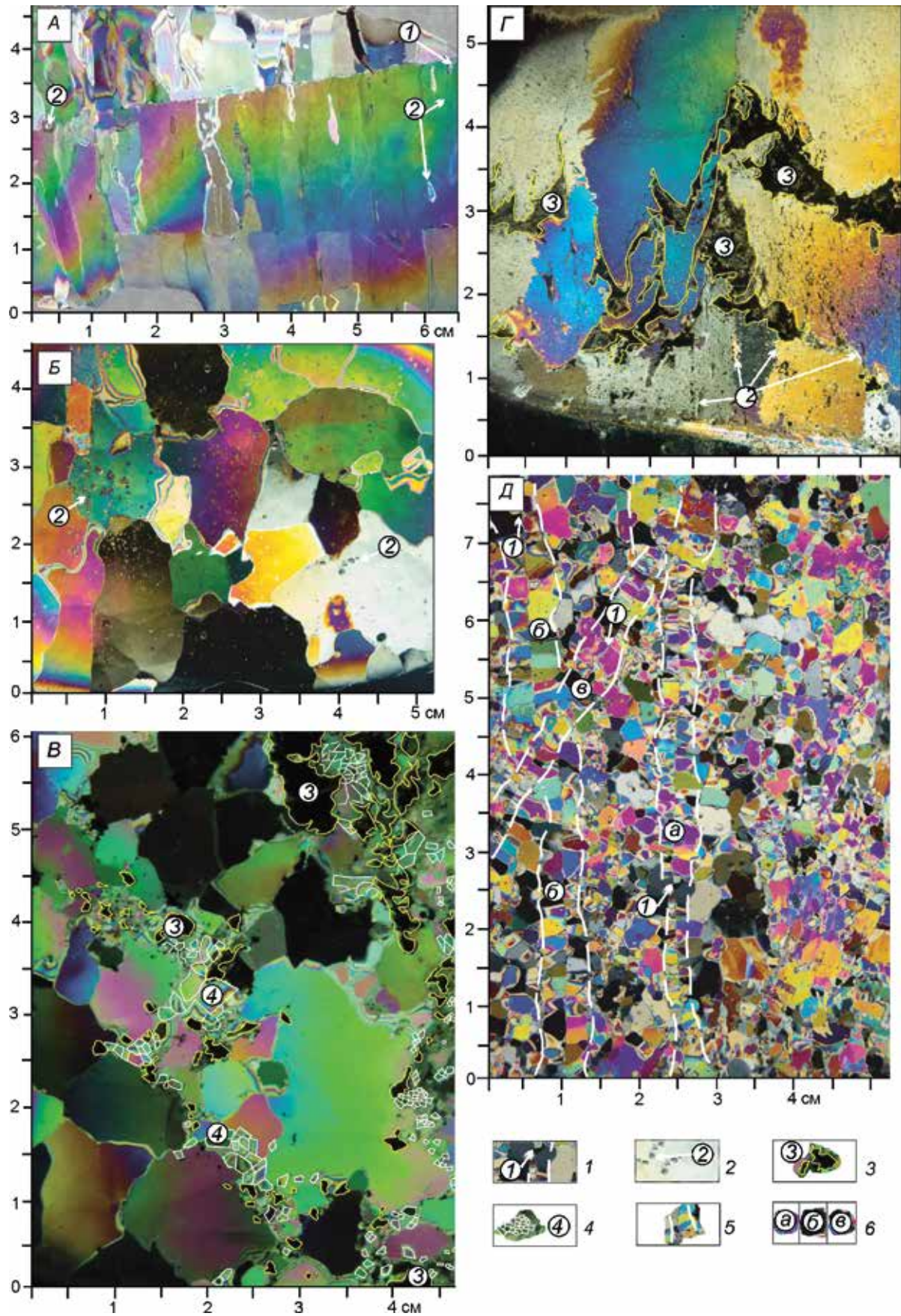


Рис. 4. Кристаллическая структура подземных льдов позднего голоцена в шлифах в поляризованном свете. Льды: *A* – термокарстово-полостные; *B* – трещин отседания; *B* – полости зоны скольжения оползневого блока; *Г* – термоабразионной ниши; *Д* – элементарные жилки. 1 – осевой шов; 2 – пузырьки воздуха; 3 – минеральные примеси, включения во лёду; 4 – кристаллы зоны сдвига; 5 – границы элементарных жилок; 6 – номера элементарных жилок в таблице: Ю5-1 (*a*), Ю5-2 (*б*), Ю5-3 (*в*)

Fig. 4. Crystal structure of the Late Holocene ground ice slices in polarized light.

The ices: *A* – closed-cavity ice; *B* – crack ices (inside the fissure of detached block); *B* – cavity ice (in back side zone of clay block creep); *Г* – ice of thermoerosional niche; *Д* – ice veins. 1 – axial seam; 2 – air bubbles; 3 – mineral inclusions; 4 – crystals of shifting zone; 5 – boundary of ice veins; 6 – numbers of ice veins from table: Ю5-1 (*a*), Ю5-2 (*б*), Ю5-3 (*в*).

льды в долине р. Юрибей на Ямале (см. рис. 1) в термокарстовой террасированной котловине, сложенной озёрно-болотными отложениями, оценёнными как голоценовые [15]. В составе жил выделены позднеголоценовые элементарные жилки шириной 0,3–1,0 см. Кристаллы в сечении близки к шести- или прямоугольнику ($C_f \sim 1,12$), имеют изометричную форму ($C_{el} \sim 1,04$), вытянуты к осевому шву элементарной жилки (см. рис. 4, *Д*), размеры кристаллов в жилке разные: $S \sim 0,04 \text{ см}^2$, $D \sim 0,2 \text{ см}$, $P \sim 0,9 \text{ см}$ ($C_{diff} = 7 \div 14$) (см. таблицу). Полученные результаты соответствуют данным исследований по элементарным жилкам В.И. Соломатина и М.В. Крючкова [18].

Обсуждение результатов

Сравнительный анализ рассчитанных характеристик структуры изученных современных льдов позволил сделать ряд выводов.

1. *Позднеголоценовые элементарные жилки* отличаются минимальными размерами кристаллов среди рассмотренных типов льда, в горизонтальном и вертикальном срезах жилок чётко выражен срединный шов, который указывает на двухстороннее промерзание. Эти особенности обусловлены высокой скоростью промерзания талой воды в морозобойных трещинах весной при низких температурах пород верхней части мёрзлого массива [19].

2. *Термокарстово-полостные льды* отличаются относительно небольшими размерами кристаллов и радиальной или перпендикулярной к стенкам ориентировкой. Такое кристаллическое строение, вместе с текстурными признаками и морфологией ледяного тела, соответствует замерзанию воды в замкнутой полости с двух или всех сторон, в зависимости от конфигурации фронта промерзания. Термокарстово-полостные льды схожи с элементарными жилками наличием вертикально ориентированного осевого шва в теле

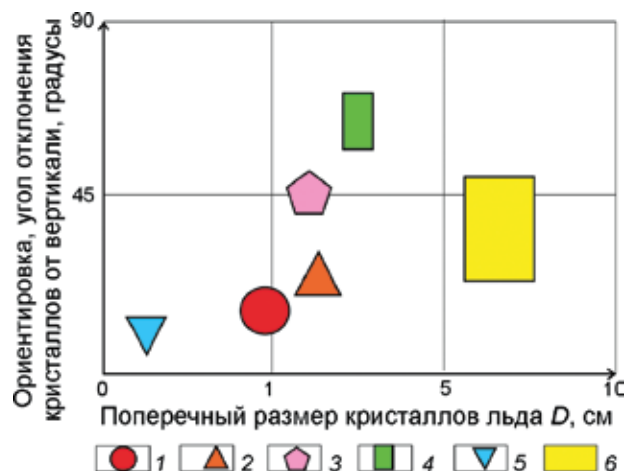


Рис. 5. Размеры и ориентировка видов льда позднего голоцена и пластовых льдов:

1 – термокарстово-полостной лёд; 2 – лёд трещин отседания; 3 – лёд полости зоны скольжения оползневого блока; 4 – лёд термоабразионной ниши; 5 – элементарные жилки; 6 – пластовый лёд (по данным В.И. Соломатина [9], Э.И. Галеевой, А.Н. Курчатовой, В.В. Рогова и др. [20])

Fig. 5. Size and orientation of the Late Holocene ground ice types and massive ice bads:

1 – closed-cavity ice; 2 – crack ices (inside the fissure of detached block); 3 – cavity ice (in back side zone of clay block creep); 4 – ice of thermoerosional niche; 5 – ice veins; 6 – massive ice bad (according to V.I. Solomatina [8], E.I. Galeeva, A.N. Kurchatova, V.V. Rogov and et al. [17])

льда, удлинением кристаллов перпендикулярно стенкам полости и осевым швам или по радиусу к центру ледяного тела, а отличаются от них наличием вытянутых перпендикулярно шву пузырьков воздуха и размерами кристаллов (рис. 5). Эти отличия обусловлены промерзанием в начале холодного сезона при более высоких отрицательных температурах вмещающей породы.

3. *Льды трещин отседания* в обнажениях ориентированы наклонно, вертикально, часто имеют в плане дугообразную форму, секут полигонально-жильные льды или приурочены к их контактам; осевой шов кристаллов не всегда выражен. Льды этих трещин схожи с элементарными жил-

ками и термокарстово-пещерными льдами вертикальных полостей протаивания по клиновидной форме, наличие осевого шва и вытянутых цилиндрических пузырьков воздуха. Ориентировка кристаллов льда трещин отседания менее упорядочена, чем у ранее перечисленных здесь типов льда, однако при наличии шва смыкания кристаллы также ориентированы от стенок полости к центру (см. рис. 5). Относительно крупные размеры кристаллов льда, по-видимому, также связаны с относительно медленным льдовыделением в начале холодного сезона.

4. *Льды полости зоны скольжения оползневого блока*, в целом, клиновидной формы. В отличие от ранее перечисленных видов льда они не имеют осевого шва и содержат многочисленные включения вмещающих глин. Данный тип льда, кроме основного массива крупных кристаллов, содержит мелкие кристаллы в зоне сдвига, которые близки по размеру к кристаллам элементарных жилок и, по-видимому, связаны с дроблением. Швы и ориентировка не выражены, боковые части с мелкими кристаллами обогащены «размазанными» и плотными минеральными включениями. Хаотичная ориентировка и относительно крупные размеры кристаллов (см. рис. 5), вероятно, указывают на достаточно медленную скорость всестороннего промерзания в начале холодного сезона.

5. *Льды термоабразионной ниши* среди изученных видов отличаются наибольшими размерами и однородностью, вертикальной ориентировкой кристаллов по отношению к поверхности. Лёд термоабразионной ниши от всех перечисленных здесь видов отличается горизонтальной ориентировкой линзы, наличием слоистости волновой ряби, согласной со слоистостью расположения кристаллов льда, сложной формой и извилистыми контурами, крупными размерами кристаллов и рассеянными внутри льда мелкими пузырьками воздуха. По химическому составу лёд в термоабразионной нише [21] сходен с водами южной части Гыданской губы [22], что позволяет сопоставить особенности структуры льда термоабразионной ниши с зоной ортотропного роста речного льда [23, 24]. При этом размер кристаллов льда термоабразионной ниши меньше, чем у речного льда, поскольку их рост был ограничен супесчано-суглинистым прослоем и дном. Лёд термоабразионной ниши формировался в результате одностороннего медленного промерзания слабозасолённого мелкого

водоёма в нише под ледяной коркой с мелкими кристаллами, образованной, вероятно, в условиях большого градиента температур на границе вода–воздух в осенне-зимний период.

Заключение

Позднеголоценовые подземные льды, содержащие элементарные жилки, термокарстово-полостные льды, льды трещин отседания и полостей зон скольжения блока оползания и льды термоабразионной ниши, имеют чёткие определённые структурные и текстурные отличия от залегающих льдов раннего голоцена и плейстоцена. Они характеризуются определёнными соотношениями с мёрзлой толщей, собственными морфологией, ориентировкой в пространстве, минеральными и воздушными включениями, кристаллической структурой льда. Упорядоченная ориентировка относительно крупных кристаллов отмечена у льдов полостей протаивания, трещин отседания и термоабразионных ниш. Льды трещин зон оползания содержат мелкие по размеру кристаллы, приуроченные к зоне сдвига ледяного тела. Особенности кристаллического строения изученных видов современных льдов обусловлены конфигурацией полости и температурными условиями промерзания воды [18].

Изучение разрезов с новообразованиями льда позднего голоцена, а также сравнение с другими видами льда позволили установить пространственные, морфологические и структурно-текстурные отличия от залегающих подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена. Полученные количественные параметры кристаллической структуры можно использовать для выявления термокарстово-полостных и трещинных льдов в составе подземных льдов и особенно — для диагностики механизмов и условий формирования доголоценовых полигонально-жилых льдов.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РНФ № 14-17-00131 и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ РФ НШ-9880-2016.5.

Acknowledgments. Research is supported by the Russian Science Foundation grant № 14-17-00131 and Grant of the President of RF supporting of leading scientific schools (NSH-9880-2016.5).

Литература

References

1. Попов А.И. Подземный лёд // Подземный лёд: Вып. I. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 7–39.
2. Fortier D., Kanevskiy M., Shur Yu. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost // 9th Intern. Conf. on Permafrost. V. 1 / Ed. D. Kane and K. Hinkel. Fairbanks: University of Alaska, 2008. P. 451–456.
3. Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 291 с.
4. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирикова (Карское море) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.
5. Голубев В.Н. Роль морских гидродинамических процессов в формировании залежей пластовых льдов на арктическом побережье // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 32–40.
6. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
7. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
8. Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры: Вып. II. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 5–24.
9. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения / Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2013. 346 с.
10. Втюрин Б.И. Подземные льды Шпицбергена // МГИ. 1989. № 65. С. 69–75.
11. Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
12. Ершов Э.Д. Лабораторные методы исследований мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
13. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 203 с.
14. Криосфера нефтегазоносных месторождений полуострова Ямал. Т. 2. Криосфера Бованенковского нефтегазового месторождения / Под ред. Ю.Б. Баду, Н.А. Гафарова, Е.Е. Подборного. М.: изд. ООО «Газпром экспо», 2013. 424 с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Карта плиоцен-четвертичных образований, масштаб: 1:1 000 000 / Ред.: Г.И. Колотушкина Н.Ю. Смирнова. СПб.: изд. ФГУП «ВСЕГЕИ», 2000.
16. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 36–50.
1. Popov A.I. Podzemniy led. Ground Ice. Ground ice. Is. 1. Moscow State University, 1965: 7–39. [In Russian].
2. Fortier D., Kanevskiy M., Shur Yu. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost. Ninth Intern. Conf. on Permafrost. V. 1. Ed. D. Kane and K. Hinkel. Fairbanks: University of Alaska, 2008: 451–456.
3. Are F.E. Razrushenie beregov Arkticheskikh primorskikh nizmennostey. Coastal erosion of the Arctic lowlands. Novosibirsk: GEO, 2012: 291 p. [In Russian].
4. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Slagoda E.A., Opoikina O.L., Oblogov G.E. Polygonal ground-ice wedges on the Sibiriyakov Island (the Kara Sea). Vestnik MGU. Ser. 5. Geografiya. Herald of the Moscow State University. Ser. 5. Geography. 2012, 3: 57–63. [In Russian].
5. Golubev V.N. The role of marine hydrodynamic processes in the formation of deposits of massive ice on the Arctic coast. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 32–40. [In Russian].
6. Shumsky P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Fundamentals of Structural Ice Sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
7. Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy SSSR. Underground ice in the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
8. Popov A.I. Proiskhozhdenie i razvitie moshchnogo iskopaemogo l'da. The origin and development of a thick fossil ice. V. II. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 5–24. [In Russian].
9. Solomatin V.I. Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya. Physics and geography of underground glaciations. Novosibirsk: GEO, 2013: 346 p. [In Russian].
10. Vtyurin B.I. Ground ice on Svalbard. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1989, 65: 69–75. [In Russian].
11. Savel'ev B.A. Rukovodstvo po izucheniyu svoystv l'da. Guide to the study of the ice characteristic. Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
12. Ershov E.D. Laboratornye metody issledovaniy merzlykh porod. Laboratory methods of the studies of frozen soils. Moscow: Moscow State University, 1985: 350 p. [In Russian].
13. Rogov V.V. Osnovy kriogeneza. Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
14. Kriosfera neftegazonosnykh mestorozhdeniy poluostrova Yamal. Cryosphere of oil, gas and condensate fields of the Yamal peninsula. V. 2. Cryosphere of Bovanenkovskoe oil, gas and condensate field. Moscow: Gazprom Expo LLC, 2013: 424 p. [In Russian].
15. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii (novaya seriya). The State Geological Map of the Russian Federation (new series). Map of the Pliocene-Quaternary Formations. 1:1 000 000. St.-Petersburg: VSEGEI, 2000. [In Russian].

17. Маслов А.Д. Сингенез полигонально-жильных льдов и эпигенетические этапы его развития // Подземный лёд: Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 57–64.
18. Соломатин В.И., Крючков М.В. Элементарные жилки полигонально-жильных льдов и реконструкция палеотемператур льдообразования // Проблемы криолитологии: Вып. IX. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 179–183.
19. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 238 с.
20. Галеева Э.И., Курчатова А.Н., Rogov В.В., Слагода Е.А. Сравнительный анализ строения полигонально-жильных и пластовых льдов // Материалы Пятой конф. геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. Ч. 5. Региональная и историческая геокриология. Ч. 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления. Ч. 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез). М.: «Университетская книга», 2016. С. 291–297.
21. Тихонравова Я.В., Бутаков В.И., Слагода Е.А. Кристаллическая структура льда термоабразивной ниши / Научная и производственная деятельность – средство формирования среды обитания человечества: Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием / Отв. ред. М.Р. Садуртдинов, В.Ю. Хорошавин. Тюмень: изд. Тюменского индустриального ун-та, 2017. С. 278–285.
22. Томберг И.В., Фирсова А.Д., Сорокикова Л.М., Сезько Н.П., Погодаева Т.В., Ходжер Т.В. Химический состав вод и фитопланктон Гыданской губы (Карское море) // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 103–106.
23. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
24. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 66 с.
16. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Chizhova Yu.N. Holocene massive ice in the North West Siberia permafrost. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2016, XX (1): 36–50. [In Russian].
17. Maslov A.D. *Singenez poligonal'no-zhil'nykh l'dov i epigeneticheskie etapy ego razvitiya*. Syngeneses of polygonal ice wedges and epigenetic stages of its development. Ground ice. V. 3. Moscow: Moscow State University, 1967: 57–64. [In Russian].
18. Solomatin V.I., Kryuchkov M.V. *Elementarnye zhilki poligonal'no-zhil'nykh l'dov i rekonstruktsiya paleotemperatur l'doobrazovaniya*. Ice veins of ice wedges and reconstruction of paleotemperature of ice formation. V. 9. Problems of Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1981: 179–183. [In Russian].
19. Popov A.I., Rozembaum G.E., Tumel' N.V. *Kriolitologiya*. Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1985: 238 p. [In Russian].
20. Galeeva E.I., Kurchatova A.N., Rogov V.V., Slagoda E.A. Structure of wedge ice and massive ice: a comparative study. *Materialy Pyatoy konferentsii geokriologov Rossii*. Abstracts of Fifth Russian Conference on Geocryology. 2 (5, 6, 7). Moscow: Universitetskaya kniga, 2016: 291–297.
21. Tikhonravova Y.V., Butakov V.I., Slagoda E.A. Crystal ice structure of thermoerosional niche. *Materialy konf. «Nauchnaya i proizvodstvennaya deyatel'nost' – sredstvo formirovaniya sredy obitaniya chelovechestva»*. Abstracts of the conference «Scientific and production activity – a method of forming the human environment». Tyumen' Industrial Institute, 2017: 278–285. [In Russian].
22. Tomberg I.V., Firsova A.D., Sorokovikova L.M., Sez'ko N.P., Pogodaeva T.V., Khodzher T.V. Water chemistry and phytoplankton in the Gyda Bay (Kara Sea). *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2011, XV (4): 103–106. [In Russian].
23. Savel'ev B.A. *Stroenie i sostav prirodnnykh l'dov*. The structure and composition of natural ice. Moscow: Moscow State University, 1980: 280 p. [In Russian].
24. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. *Kristalliches-koe stroenie morskogo ledyanogo pokrova*. Crystal structure of sea ice cover. St.-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 551.583

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-565-574

Общественное восприятие изменения климата в холодных регионах России: пример Якутии

© 2017 г. О.А. Анисимов^{1*}, Е.Л. Жильцова¹, Ю.И. Жегусов²¹Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия;²Северо-восточный федеральный университет, Якутск, Россия

*oleg@oa7661.spb.edu

Public perception of climate change in the cold regions of Russia: an example of Yakutia

O.A. Anisimov^{1*}, Ye.L. Ziltcova¹, Yu.I. Zhegusov²¹State hydrological institute, St.-Petersburg, Russia;²North-eastern federal university, Yakutsk, Russia

*oleg@oa7661.spb.edu

Received March 25, 2017

Accepted September 10, 2017

Keywords: *adaptation, climate change, public perception, sociological survey.*

Summary

The rate of climate change in the Russian cold regions is nearly twice larger than the global-mean rate. Besides climate risks, such changes lead to new possibilities, which require scientifically based regional adaptation strategies. Climate could be viewed as an inexhaustible public resource that creates opportunities for sustainable development. Long-term trends show that climate as a resource is becoming more readily available in the cold regions, notwithstanding the general perception that globally climate change is one of the challenges of the 21st century. Adaptation strategies are required for balancing the risks and potential benefits resulting from the changing climate. Success of such strategies depends on the public perception of climate change. This study compares the observational data on climate and environmental changes with the results of the public survey conducted in Yakutia in the period 2012–2017. The survey involved nearly 2000 respondents in several cities and 2 villages (Ust-Maja, Saskhulakh) representing different economical, sociological, permafrost, vegetation, and climatic conditions.

Results indicated that public perception of the climatic and environmental changes is not univocal, and depends on many factors. Low probability extreme events, such as unusual weather patterns or abrupt landscape changes may have greater effect than the long-term climate trends. Currently less than half of the population in Yakutia consider climate change as an established fact, and are ready to take actions in this regard. Meanwhile, Yakutia is a region where observational records demonstrate the most pronounced changes in climatic regime compared to other Russian regions. The contrast between the actual changes and public perception of such changes has important implication for developing adaptation strategies. To be effective, such strategies should combine knowledge coming from instrumental- and model-based analysis of the climatic and environmental changes with the public perception of such changes.

Citation: Anisimov O.A., Ziltcova Ye.L., Zhegusov Yu.I. Public perception of climate change in the cold regions of Russia: an example of Yakutia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (4): 565–574. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-565-574

Поступила 25 марта 2017 г.

Принята к печати 10 сентября 2017 г.

Ключевые слова: *адаптация, изменение климата, общественное восприятие, социологический опрос.*

В статье исследуется вопрос о том, насколько население холодных регионов информировано об изменении климата и готово адаптироваться к нему. Анализируются результаты социологических опросов, проводившихся в Якутии в 2012–2017 гг. Ответы почти 2 тыс. респондентов показали, что общественное восприятие климатических изменений не всегда объективно и зависит от многих факторов. Респонденты отмечают объективный характер современных изменений климата и их начавшееся воздействие на некоторые виды деятельности, условия труда и отдыха населения.

Введение

Наблюдения показывают значительные изменения климата на территории России [1], но из-за многообразия природных условий они проявляются крайне неравномерно. В последние три десятилетия температура воздуха в холодных регионах увеличилась примерно вдвое больше, чем в среднем по Земле. Во многих исследованиях [2, 3] отмечается высокая уязвимость природных систем и экономики при климатических изменениях и формулируется необходимость разработки мер по адаптации к ним [4, 5]. Растущая глобализация способствует распространению унифицированных мер адаптации на основе лучших примеров, уже реализованных разными странами. Между тем, такие передовые страны, как Великобритания, Норвегия, Нидерланды, по природно-климатическим условиям значительно отличаются от России, особенно от её холодных регионов. Проводимая этими странами климатическая политика разрабатывалась вне рамок «криософии», она не учитывает не только системные научные знания о жизни в холодном мире, но и традиционные представления о ней населения [6]. В России последний фактор особенно важен, так как государственная политика по адаптации к изменению климата будет эффективна только в случае её поддержки населением.

Общественному восприятию изменения климата уделяется большое внимание в зарубежной научной литературе [7–11]. В России этот вопрос никогда не рассматривался, и настоящая работа – первый шаг для его изучения. Приведём лишь несколько близких по тематике российских социологических исследований, связанных с изменением климата. В одной из первых таких работ М.В. Рыбаковой был проведён опрос 50 экспертов, которые отметили отклоняющуюся от климатических норм температуру, увеличение числа необычайно морозных и жарких дней, изменение режима выпадения осадков, штормы в зимний период, а также необычайно тёплые зимы последних лет [12]. Отвечая на вопрос о возникновении в ближайшее время рисков, связанных с последствиями климатических изменений, эксперты выделили расширение ареала инфекционных заболеваний (энцефалит, малярия и т.д.), нанесение ущерба инфраструктуре из-за

таяния многолетней мерзлоты, увеличение числа и интенсивности экстремальных погодных явлений. Отметим также совместную работу российских и японских учёных по изучению экологического сознания жителей Якутии [13], в которой показано, что изменение климата начинает ассоциироваться у населения с устойчивым развитием на локальном уровне. Эти работы дали начальное представление об общественном восприятии изменения климата и позволили более чётко сформулировать задачи последующих социологических опросов.

Отличительная черта холодных регионов России заключается в том, что изменение климата несёт с собой как риски, так и потенциальные выгоды, анализ которых дан в публикации [14]. Одна из наиболее серьёзных проблем – деградация многолетнемёрзлых грунтов, уменьшение их несущей способности и развитие деструктивных геоморфологических процессов, представляющих собой угрозу для инфраструктуры [15–18]. Вместе с тем потепление открывает и новые возможности, связанные с уменьшением суровости климата, сокращением энергозатрат на отопление и транспорт в зимний период, увеличением продолжительности вегетационного периода, продвижением к северу границы леса, увеличением стока сибирских рек, улучшением условий для гидроэнергетики и водопотребления, сокращением площади льдов в Арктике и улучшением транспортной доступности Северного морского пути [1]. В статье мы проанализируем данные проведённых нами социологических опросов об изменении климата и природной среды в холодных регионах России. Опрошено около 2 тыс. респондентов, проживающих в Якутии. Задачи настоящей работы – получение представлений об общественном восприятии климатических изменений, сравнение их с данными наблюдений, а также оценка готовности населения активно реализовывать разрабатываемую в настоящее время политику адаптации к ним.

Методы исследования

Впервые мы объединили методы климатических и социологических исследований и провели анализ, при котором сравнили данные метеонаблюдений, а также измерений и мо-

дельных расчётов различных объективных индикаторов изменения климата и окружающей среды холодных регионов с результатами анкетирования населения по этим вопросам. Такое междисциплинарное исследование необходимо для разработки мер по адаптации к изменению климата, гармонизированных с общественным восприятием климатических рисков и потенциальных возможностей. Для исследования выбрана Республика Саха (Якутия), поскольку на её территории представлен весь спектр биоклиматических условий, характерных для холодных регионов. Важен и диверсифицированный состав населения республики, различающийся по национальности, культурным традициям, образованию, уровню доходов, социальной и экономической интегрированности.

Анкетирование проводилось в два этапа. В 2011–2015 гг. опрошено более 1500 респондентов из трёх городов (Якутск, Алдан, Нерюнгри) и двух поселков (Саскылах и Усть-Мая) преимущественно методом индивидуального интервьюирования и через опросы в целевых группах. В 2016–2017 гг. проведён второй опрос, уточняющий восприятие населением фиксированного набора климатических индикаторов. Опрос вёлся через созданный интернет-портал, в нём участвовали более 400 человек из разных районов Якутии. Основную массу респондентов составили жители Якутска, Ленска и Тикси. Была сформирована квотная репрезентативная выборка, учитывающая половозрастную и территориальную структуру региона. Статистическая погрешность выборки оценивалась на уровне 5%. Респондентам предлагалось оценить: изменение за последние 25–30 лет показателей режима температуры и осадков; продолжительности, времени начала и окончания зимнего и летнего периодов; вероятности возникновения чрезвычайных ситуаций; установить, как это повлияло на условия работы и отдыха, а также на здоровье населения. Полный перечень вопросов анкеты и сводка ответов респондентов размещены на портале <http://permafrost.su>.

Для обработки полученных данных последовательно применены факторный и кластерный анализы. Цель факторного анализа — уменьшить число факторов (вопросов анкеты), объединив некоторые из них и составив несколько статистически не зависимых групп факторов;

цель кластерного анализа — выявить группы респондентов со схожим восприятием современных климатических изменений. На завершающем этапе в выявленных группах респондентов выполнялся анализ «социотипов», цель которого — наметить «социальные портреты» участников каждой из групп.

Данные социологического опроса сравнивались с объективными оценками показателей динамики климата, состояния многолетней мерзлоты и растительности. Изменения тепло- и влагообеспеченности, скорости ветра, облачности, а также дат начала и окончания холодного и тёплого периодов года рассчитывались по данным метеонаблюдений на территории Якутии. В качестве обобщённого показателя динамики растительности использовался индекс NDVI, характеризующий фотосинтетическую активность. В работе использованы спутниковые данные NASA об индексе NDVI за 1982–2016 гг. Анализ изменения NDVI на территории России за рассмотренный период дан в нашей работе [19]. Динамика состояния многолетней мерзлоты оценивалась по изменению температуры грунтов и мощности сезонно-талого слоя, рассчитываемых при помощи моделей. Результаты таких расчётов для криолитозоны России также приведены в нашей работе [20]. В более поздней работе [21] получены аналогичные оценки динамики растительности и многолетней мерзлоты для всего Северного полушария. В настоящей статье полученные и опубликованные ранее результаты, относящиеся к изучению изменений температурного режима и условий увлажнения, динамике многолетней мерзлоты и растительности, приводятся лишь в минимальном объёме, главным образом при формулировке выводов. Основное внимание уделено анализу ответов респондентов на вопросы о восприятии изменений климата и природной среды.

Результаты

Для получения объективных данных об изменении климата рассчитаны тренды температуры воздуха и осадков по данным 45 метеостанций Якутии за период 1976–2015 гг. Карты на рис. 1 иллюстрируют тренды температуры, осреднённые за календарные сезоны года. В последние

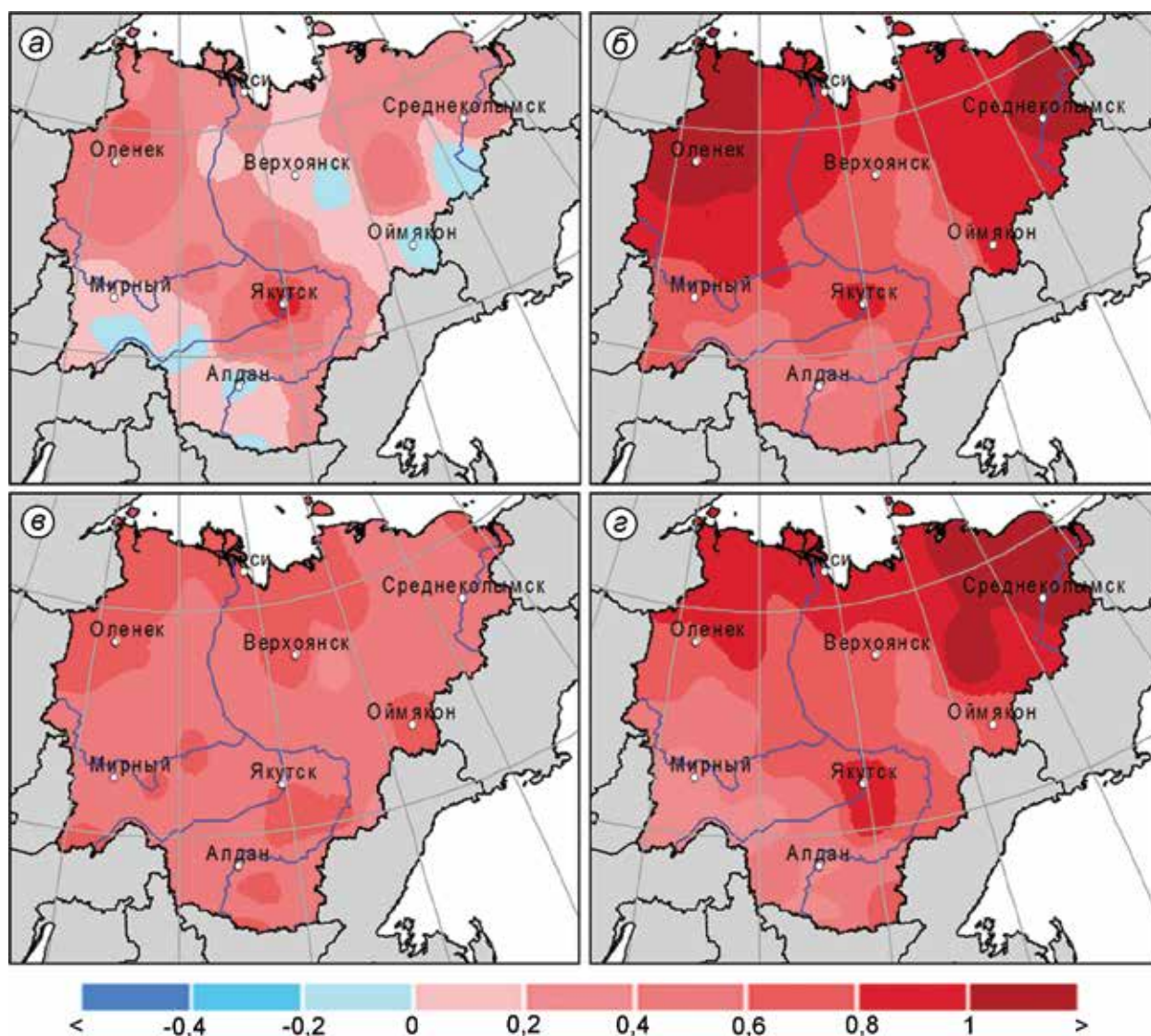


Рис. 1. Пространственное распределение трендов температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) за период 1976–2015 гг. на территории Якутии:

a – декабрь–февраль; *б* – март–май; *в* – июнь–август; *г* – сентябрь–ноябрь

Fig. 1. Spatial pattern of the air temperature trends ($^{\circ}\text{C}/10$ years) in 1976–2015 in Yakutia:

a – December–February; *b* – March–May; *v* – June–August; *z* – September–November

40 лет практически на всей территории Якутии температура растёт во все сезоны, за исключением незначительных отрицательных трендов в декабре–феврале на восьми из 45 метеостанций. Наиболее интенсивно (на $0,8–1,0^{\circ}\text{C}$) температура растёт в переходные сезоны; для холодного климата Якутии это, скорее, периоды начала и конца зимы на севере региона, а также в Якутске. Осадки, тренды которых для холодного и тёплого сезонов показаны на рис. 2, также в основном увеличиваются. Помимо трендов, рассматривались изменения между периодом 2006–2015 гг.

и предшествующим ему периодом 1996–2005 гг., поскольку общественное восприятие климатических изменений чаще всего ограничивается одним–двумя последними десятилетиями. Анализ данных метеостанций показал, что по сравнению с предшествующим десятилетием средняя температура за год и за любой рассмотренный сезон повысилась почти повсеместно на территории Якутии. Исключение – незначительное (на $0,1–0,4^{\circ}\text{C}$) понижение зимних температур на девяти станциях юга и юго-запада Якутии, в том числе в городах Ленске и Алдане.

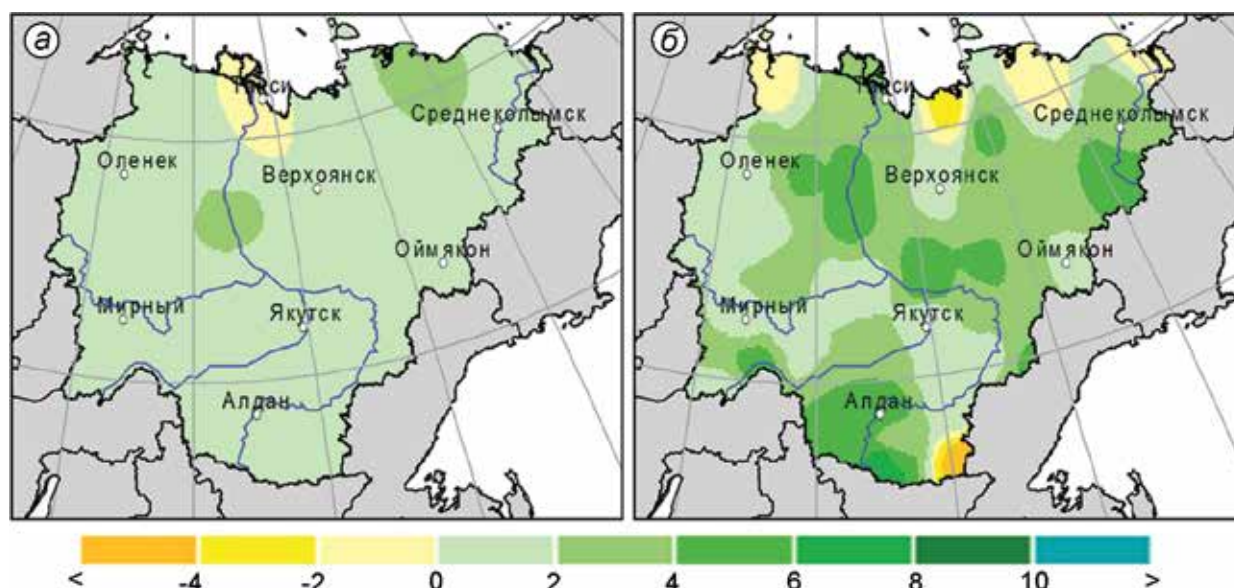


Рис. 2. Пространственное распределение трендов количества осадков (мм/месяц за 10 лет) за период 1976–2015 гг. на территории Якутии:

a – холодный период (октябрь–апрель); *b* – тёплый период (май–сентябрь)

Fig. 2. Spatial pattern of the precipitation trends (mm/month per 10 years) in 1976–2015 in Yakutia:

a – cold period (October–April); *b* – warm period (May–September)

Физиологическое восприятие температуры во многом определяется влажностью воздуха и ветром. Средние скорости ветра на большинстве станций (более 2/3, включая Якутск, Ленск и Саскылах) за год и за все сезоны уменьшились на 0,2–0,5 м/с. Максимальные скорости ветра (порывы) как за сутки, так и за дневное время на большей части станций также снизились, однако на 18 станциях из 45 в целом за год, за длинный холодный сезон и за календарное лето их значения несколько выросли, например, в Ленске за календарное лето на 0,3 м/с.

Столь же разнообразно меняется относительная влажность. Более чем на половине станций она выросла во все сезоны на 0,5–5,0%, особенно за календарное лето (на 33-х станциях). Количество осадков увеличилось на большей части (около 2/3) станций за год, за тёплые сезоны и за длинный холодный сезон, однако за календарную зиму, когда наблюдается минимум осадков в году, примерно на половине станций их количество несколько уменьшилось.

В субъективном восприятии тепло- и влагообеспеченности важную роль играет облачность. Общая и нижняя облачность в дневное время менялась по-разному. В последнее десятилетие более чем на половине станций обе характе-

ристики в целом за год выросли (общая облачность – на 0,2–0,7 балла, нижняя – на 0,1–0,3). При этом общая облачность на большей части станций увеличилась во все сезоны, но особенно за лето (на 34-х станциях, включая Ленск и Якутск, где облачность выросла во все сезоны). Нижняя же облачность возросла в основном в зимний сезон (на 31-й станции), тогда как за лето, напротив, уменьшилась на 35 станциях.

Климатические изменения повлияли на растительность и многолетнюю мерзлоту. По данным NDVI, тренд продуктивности растительности был положительным повсеместно в Якутии, в различных природных зонах его значения составили 5–8% за 10 лет [19]. Изменения мощности сезонно-талого слоя имели выраженный секторальный характер, увеличиваясь с запада на восток. В период 2004–2013 гг. по сравнению с базовым периодом 1961–1990 гг. на территории западнее р. Лена она изменилась незначительно, в то время как на востоке Колымской низменности увеличилась на 15–20 см [20].

Происходящие изменения климата и окружающей среды отмечены в ответах большинства респондентов. Опрос показал, что изменения температуры наиболее заметны в зимний период, на это указали 70% респондентов. Около поло-

Таблица 1. Восприятие изменений температур зимнего и летнего периодов, % общего числа респондентов

Характеристика	Восприятие изменений			
	холоднее	не изменилась	теплее	нет ответа
Зима становится	16,3	11,3	70,0	2,4
Лето становится	47,8	24,0	26,7	1,5

Таблица 2. Восприятие изменений в продолжительности зимнего и летнего периодов, % общего числа респондентов

Характеристика	Восприятие изменений			
	раньше	как прежде	позже	нет ответа
Зима начинается/заканчивается	10,7/46,3	32,3/36,8	55,2/12,5	1,8/4,5
Лето начинается/заканчивается	26,1/30,3	44,2/36,8	27,6/29,7	2,1/3,3

вина опрошенных отмечают похолодание летом (табл. 1). Респонденты считают, что зимы в Якутии стали ощутимо теплее. Если раньше экстремально низкие температуры (-50°C и ниже) держались продолжительное время в декабре—январе, то сейчас они неустойчивы, сменяются резкими потеплениями. Летом отмечается уменьшение продолжительности жаркого периода из-за частых дождей и облачных дней. Большое число респондентов отмечают изменение продолжительности зимнего периода, полагая, что зима начинается позже и заканчивается раньше. Около половины респондентов полагают, что дата начала летнего периода не изменилась, при этом об изменении даты окончания лета у опрошенных нет чётко выраженного мнения (табл. 2).

При интервьюировании многие респонденты отмечают увеличение продолжительности весеннего и осеннего периодов. По их мнению, раньше период перехода из зимы в лето был коротким, сейчас же весна им кажется долгой из-за раннего потепления в марте и похолоданий в начале июня. Осенний период также воспринимается более продолжительным из-за позднего наступления холодов, которое начинается в ноябре. По мнению некоторых респондентов, наступление «настоящей» зимы с сильными холодами запаздывает примерно на месяц по отношению к прежней норме.

Следующий блок вопросов был посвящён оценке изменений погодных явлений в холодный

и тёплый периоды. Большинство респондентов фиксируют увеличение резких перепадов температуры зимой и возникающий в связи с этим гололёд на дорогах, особенно в начале холодного периода в октябре—ноябре (табл. 3). В комментариях к анкете респонденты отмечают резкие потепления в холодный период вплоть до плюсовых температур, что крайне редко наблюдалось ранее. Последующий возврат холодов приводит к неблагоприятным последствиям. Часто образуется сильный гололёд, повышается число травм и ДТП на дорогах. Резкие потепления также наносят значительный ущерб сельскому хозяйству. Из-за потепления ухудшается сохранность рыбы и мяса, которые традиционно хранятся зимой без использования холодильных установок. Образовавшаяся ледяная корка на полях затрудняет оленям и лошадям добычу корма под снегом.

Респонденты отмечают, что перепады температур в холодный период неблагоприятно действуют на здоровье населения Якутии. Во время резкого потепления не только увеличивается заболеваемость гриппом и ОРВИ, но и ухудшается самочувствие у метеозависимых людей. Такие симптомы метеозависимости, как головные боли и недомогание, отмечают даже относительно молодые респонденты в возрасте 35—40 лет. По мнению респондентов, раньше зимой температура менялась в сторону похолодания и потепления постепенно и поэтому влияние этих изменений на самочувствие было минимальным.

Более 40% респондентов отметили усиление зимой ветра, увеличение толщины снежного покрова, а также сокращение ледового периода на реках. В арктических поселениях изменилась продолжительность и частота пурги. Если раньше пурга начиналась строго в определённый период времени и продолжалась, как правило, три дня, то климатические изменения привели к тому, что пурга может начаться в любой момент и продолжаться неделю или же закончиться через день. Указано и на изменения направления ветров. Так, респонденты из Тикси во время интервью в фокус-группе рассказали, что ветер стал дуть со стороны свалки и дым от горящих отходов ухудшил качество воздуха в посёлке. Известно, что при проектировании расположения мусорного полигона учитывается «роза ветров», чтобы вредные выбросы от свалки не достигали населённого пункта.

Таблица 3. Оценка изменений погодных явлений, % общего числа респондентов

Характеристика	Оценка изменений			
	уменьшаются (сокращаются)	не меняются	увеличиваются (усиливаются)	нет ответа
<i>Зимний период</i>				
Высота снега	43,3	36,2	18,3	2,1
Ветер в зимний период	17,5	37,7	41,5	3,3
Продолжительность ледового периода на реках	40,1	46,3	9,5	4,2
Резкие перепады температуры в зимний период	12,5	23,7	60,5	3,3
Гололёд на дорогах	7,1	39,2	50,4	3,3
<i>Летний период</i>				
Дожди	24,9	33,8	38,9	2,4
Ветер	9,2	52,2	36,6	3,0
Оттаивание многолетней мерзлоты	3,9	30,9	59,6	5,6
Перепады температуры летом	5,9	39,5	48,4	6,2
Количество насекомых, комаров	12,5	38,0	46,0	3,6
Волны жары	17,2	39,5	37,7	5,6

Изменение продолжительности ледового периода также значительно влияет на повседневную жизнь в Якутии. Грузы до некоторых отдалённых населённых пунктов доставляются по автозимникам. Из-за потепления лёд на реках, по которым идут автозимники, долго не набирает необходимую толщину, чтобы выдерживать многотонные грузовики. В результате затрудняется снабжение населённых пунктов Якутии продуктами и промышленными товарами, что приводит к повышению цен и удорожанию жизни.

Исторически в сознании жителей Якутии лето ассоциирует с напряжённым трудом для создания запасов и обеспечения условий благополучной зимовки. Погода при этом играет ключевую роль. По оценкам респондентов, изменения погодных явлений в летний период достаточно ощутимы. Особенно заметно для жителей республики оттаивание мерзлоты, это замечают около 60% респондентов (см. табл. 3). По мнению опрошенных, заметное оттаивание мерзлоты началось в конце 1990-х — начале 2000-х годов, когда из-за нашествия шелкопряда погибли обширные участки лиственничного леса. В этих местах начали образовываться озера, вода стала заполнять низины, что привело к обводнению местности. Сенокосные угодья, где прежде могла работать техника, пришли в негодность либо на этих угодьях стал возможен только ручной труд.

Около половины респондентов замечают перепады температуры летом и увеличение коли-

чества насекомых, комаров. По мнению респондентов, волны жары сменяются прохладной для лета погодой с дождём и ветром. Всё это вносит дискомфорт в повседневную жизнь. Нестабильная погода летом мешает полноценному отдыху во время отпусков. В сельской местности отмечают, что из-за дождливой погоды качество сена ухудшилось, скошенное сено не успевает высохнуть для дальнейшей заготовки, а сырое сено теряет свои питательные качества, поэтому в некоторых хозяйствах вынуждены искать новые способы заготовки сена.

Для оценки респондентами вероятности возникновения чрезвычайных ситуаций по причине изменения климата в анкете было представлено шесть гипотетических ситуаций (табл. 4). Каждую ситуацию респонденты оценивали по шкале с латентными переменными: «это невозможно» (1 балл), «маловероятно» (2 балла), «возможно в будущем» (3 балла), «возможно уже сейчас» (4 балла) и «такое уже случилось» (5 баллов). После подсчёта всех ответов выводилась средняя оценка угроз возникновения чрезвычайных ситуаций. Наиболее значимыми стали следующие ситуации: «выход из строя отопительной системы города во время сильных морозов, аномальных холодов», «возникновение массовых эпидемий/новых заболеваний, плохо поддающихся лечению» и «повреждения зданий и дорог из-за таяния многолетней мерзлоты». Перечисленные ситуации в среднем оцениваются как «возможно

Таблица 4. Оценка населением климатообусловленных рисков

Ситуации	Оценка угроз чрезвычайных ситуаций, баллы	Средневзвешенное значение
Затопление города в результате сильного паводка	3,33	«Возможно в будущем»
Затопление города в результате сильных ливней (проливных дождей)	3,12	
Повреждения зданий и дорог из-за таяния многолетней мерзлоты	3,64	«Возможно уже сейчас»
Повреждение зданий из-за сильных ветров (ураганов)	3,25	«Возможно в будущем»
Выход из строя отопительной системы города во время сильных морозов, аномальных холодов	3,68	«Возможно уже сейчас»
Возникновение массовых эпидемий (новых заболеваний, плохо поддающихся лечению)	3,64	

уже сейчас». Столь высокий уровень тревожности объясняется тем, что в декабре 2002 г. в Якутске в результате аварии на ГРЭС возникла угроза выхода из строя всей отопительной системы города. Тогда многие жители города стали задумываться, как поступать в такой чрезвычайной ситуации.

Кроме того, в Якутске случались аварийные ситуации с разрушением фундаментов зданий в результате таяния мерзлоты. Несколько таких зданий были расселены и снесены. Играть роль в оценке возникновения чрезвычайной ситуации и ежегодные эпидемии гриппа и ОРВИ. Такие ситуации, как «затопление города в результате сильного паводка», «затопление города в результате сильных ливней (проливных дождей)» и «повреждение зданий из-за сильных ветров (ураганов)» оцениваются как «возможно в будущем», т.е. оценки уровня угроз ниже. В случае возникновения чрезвычайных ситуаций полностью готовы, т.е. имеют все необходимую экипировку и запасы, только 3% респондентов; готовы частично 24% опрошенных; примерно знают, что делать в чрезвычайных ситуациях, но специально не готовились – 45,4%; совсем не готовы – 25,5% респондентов, а 2,1% затруднились с ответом.

Обсуждение и выводы

Сопоставление метеоданных и результатов социологических опросов позволяет по-новому подойти к разработке политики и конкретных мер адаптации к изменению климата и сделать их более эффективными. Очевидно, что необходимо соответствие приоритетов политики адаптации тем факторам, которые, по мнению населения, требуют первоочередного внимания.

Сложность заключается в том, что, как показали результаты опроса, общественное восприятие изменения климата часто необъективно. Важную роль играют единичные аномальные погодные явления, которые противоречат трендам, рассчитанным по данным длительных наблюдений. Например, в посёлке Саскылах, в арктической зоне Якутии, почти все респонденты отметили увеличение количества летних осадков, хотя данными наблюдений они не установлены. Вероятная причина этого – ливневые дожди в июле и августе 2008 г. 16 июля за несколько часов выпало 26,3 мм осадков, через день, 18 июля, ливень повторился, принеся 20 мм осадков. Ливневые дожди 4 и 16 августа (15,9 и 23,7 мм за несколько часов) окончательно сформировали в восприятии людей тезис об увеличении количества летних осадков, поскольку даже старожилы не могли припомнить столь частые и интенсивные ливни, когда некоторые из них сопровождалась грозой.

Исследование показало, что происходящие изменения климата и окружающей среды в Якутии фиксируются общественным сознанием и уже оказывают воздействие на многие традиционные виды деятельности, условия труда и отдыха населения. Респонденты отмечают потепление зимы и похолодание лета. Происходящие изменения влияют на повседневную жизнь и часто не лучшим образом. Исследование позволило установить высокий уровень тревожности относительно возникновения чрезвычайных ситуаций, обусловленных изменением климата и окружающей среды, причём подавляющее большинство жителей Якутии к ним не готовы. Ещё один вывод состоит в том, что происходящие и фиксируемые в общественном восприятии изменения пока ещё не ассоциируются с

глобальным изменением климата. Иными словами: респонденты негласно полагают, что фиксируемые ими изменения имеют региональный или даже локальный характер, не рассматривая в качестве их возможной причины процессы иного масштаба, в том числе глобальное антропогенное влияние на климат. Это отражает известную в климатологии проблему, состоящую в том, что климатические изменения имеют глобальный характер, а их проявления и последствия — всегда региональны. Для её преодоления нужны новые междисциплинарные исследования,

убедительно демонстрирующие связь меняющихся климатических факторов с различными социальными индикаторами, фиксируемыми общественным сознанием.

Благодарности. Данная работа поддерживается проектом РНФ 14-17-00037, выполняемым в Государственном гидрологическом институте.

Acknowledgements. This study is supported by the Russian Science Foundation, project № 14-17-00037 conducted in the State Hydrological Institute.

Литература

References

1. Катцов В.М., Семенов С.М. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: Общее резюме. М.: изд. НИЦ «Планета», 2014. 58 с.
2. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): climate change and the cryosphere. Oslo, 2011. 538 p.
3. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Климат в арктической зоне России: анализ современных изменений и модельные проекции на XXI век // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 1. С. 61–69.
4. Катцов В.М., Порфирьев Б.Н. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу. М.: Д'АРТ, 2011. 254 с.
5. Anisimov O.A., Kokorev V.A. Cities of the Russian North in the context of climate change // Sustaining Russia's Arctic Cities: Resource Politics, Migration, and Climate Change / Ed. R. Orttung. New-York: Berghahn Press, 2016. P. 141–174.
6. Мельников В.П., Геннадик В.Б. Криософия — система представлений о холодном мире // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. № 4. С. 3–8.
7. Hagen B., Middel A., Pijawka D. European climate change perceptions: Public support for mitigation and adaptation policies // Environmental Policy and Governance. 2016. V. 26. № 3. P. 170–183.
8. Howarth C.C., Sharman A.G. Labeling opinions in the climate debate: a critical review // Climatic Change. 2016. V. 6. № 2. P. 239–254.
9. Stoutenborough J.W., Liu X., Vedlitz A. Trends in public attitudes toward climate change: The influence of the economy and climategate on risk, information, and public policy // Risk, Hazards & Crisis in Public Policy. 2014. V. 5. № 1. P. 22–37.
10. Sibley C.G., Kurz T. A model of climate belief profiles: How much does it matter if people question human causation? // Analyses of Social Issues and Public Policy. 2013. V. 13. № 1. P. 245–261.
11. Shi J., Visschers V.H.M., Siegrist M., Arvai J. Knowledge as a driver of public perceptions about climate change, убедительно демонстрирующие связь меняющихся климатических факторов с различными социальными индикаторами, фиксируемыми общественным сознанием.
1. Kattsov V.M., Semenov S.M. Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Obshchee rezюме. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General summary. Moscow: Planeta, 2014: 58 p. [In Russian].
2. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): climate change and the cryosphere. Oslo, 2011: 538 p.
3. Anisimov O.A., Kokorev V.A. Climate in the Arctic zone of Russia: analysis of current changes and model projections for the 21st century. Vestnik MGU. Ser. 5. Geografiya. Herald of the Moscow State University. Ser. 5. Geography. 2016, 1: 61–69. [In Russian].
4. Kattsov V.M., Porfir'ev B.N. Otsenka makroekonomicheskikh posledstviy izmeneniy klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii na period do 2030 g. i dal'neyshuyu perspektivu. Assessment of the macroeconomic consequences of climate change in the territory of Russian Federation for the period until 2030 and beyond. Moscow: D'ART, 2011: 254 p. [In Russian].
5. Anisimov O.A., Kokorev V.A. Cities of the Russian North in the context of climate change. Sustaining Russia's Arctic Cities: Resource Politics, Migration, and Climate Change. Ed. R. Orttung. NY: Berghahn Press, 2016: 141–174.
6. Mel'nikov V.P., Gennadinik V.B. Cryosophy — a system of ideas about the cold world. Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere. 2011, 15 (4): 3–8. [In Russian].
7. Hagen B., Middel A., Pijawka D. European climate change perceptions: Public support for mitigation and adaptation policies. Environmental Policy and Governance. 2016, 26 (3): 170–183.
8. Howarth C.C., Sharman A.G. Labeling opinions in the climate debate: a critical review. Climatic Change. 2016, 6 (2): 239–254.
9. Stoutenborough J.W., Liu X., Vedlitz A. Trends in public attitudes toward climate change: The influence of the economy and climategate on risk, information, and public policy. Risk, Hazards & Crisis in Public Policy. 2014, 5 (1): 22–37.

- change reassessed // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6. № 8. P. 759–762.
12. Рыбакова М.В. Социокультурные аспекты изучения адаптации к климатическим изменениям // Социологические исследования. 2010. № 5. С. 137–140.
13. Zhegusov Y., Ksenofontov S.M., Sugimoto A., Iwahana G. Environmental consciousness of local people of Yakutia under global climate change // *Causes, Impacts and Solutions to Global Warming* / Eds.: I. Dincer, C.O. Colpan, F. Kadioglu. New-York: Springer-Verlag, 2013. P. 251–260.
14. Anisimov O.A. Challenges of the changing climate: A case study of Russia // *Russian Analytical Digest*. 2016. № 185. P. 2–5. (<http://www.css.ethz.ch/en/publications/rad.html>)
15. Анисимов О.А., Стрелецкий Д.А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов. Арктика XXI век. // *Естественные науки*. 2015. № 2. С. 60–74.
16. Streletskiy D.A., Anisimov O.A., Vasiliev A.A. Permafrost degradation // *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters* / Eds.: W. Haeberli, C. Whiteman. Elsevier. 2014. P. 303–344.
17. Streletskiy D.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Permafrost, infrastructure and climate change: A GIS-based landscape approach to geotechnical modeling // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 368–380.
18. Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T.B., Kokorev V.A. Climate change and stability of urban infrastructure in Russian permafrost regions: Prognostic assessment based on GCM climate projections // *Geographical Review*. 2017. V. 107. № 1. P. 125–142.
19. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Разживин В.Ю. Моделирование биопродуктивности в арктической зоне России с использованием спутниковых наблюдений // *Исследования Земли из космоса*. 2015. № 3. С. 60–70.
20. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // *Криосфера Земли*. 2017. № 2. С. 3–10.
21. Anisimov O.A., Kokorev V.A., Zhiltcova E.L. Arctic ecosystems and their services under changing climate: predictive modelling assessment // *Geographical Review*. 2017. V. 107. № 1. P. 108–124.
10. Sibley C.G., Kurz T. A model of climate belief profiles: How much does it matter if people question human causation? *Analyses of Social Issues and Public Policy*. 2013, 13 (1): 245–261.
11. Shi J., Visschers V.H.M., Siegrist M., Arvai J. Knowledge as a driver of public perceptions about climate change reassessed. *Nature Climate Change*. 2016, 6 (8): 759–762.
12. Rybakova M.V. Sociocultural aspects of the study of adaptation to climate change. *Sotsiologicheskie issledovaniya*. Sociological research. 2010, (5): 137–140. [In Russian].
13. Zhegusov Y., Ksenofontov S.M., Sugimoto A., Iwahana G. Environmental consciousness of local people of Yakutia under global climate change. *Causes, Impacts and Solutions to Global Warming*. Eds.: I. Dincer, C.O. Colpan, F. Kadioglu NY: Springer-Verlag, 2013: 251–260.
14. Anisimov O.A. Challenges of the changing climate: A case study of Russia. *Russian Analytical Digest*. 2016, 185: 2–5. (<http://www.css.ethz.ch/en/publications/rad.html>)
15. Anisimov O.A., Streletskiy D.A. Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *Arctic XXI century. Estestvennye nauki*. Natural Sciences. 2015, 2: 60–74. [In Russian].
16. Streletskiy D.A., Anisimov O.A., Vasiliev A.A. Permafrost degradation. *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters*. Eds.: W. Haeberli, C. Whiteman. Elsevier. 2014: 303–344.
17. Streletskiy D.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Permafrost, infrastructure and climate change: A GIS-based landscape approach to geotechnical modeling. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012, 44 (3): 368–380.
18. Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T.B., Kokorev V.A. Climate change and stability of urban infrastructure in Russian permafrost regions: Prognostic assessment based on GCM climate projections. *Geographical Review*. 2017, 107 (1): 125–142.
19. Anisimov O.A., Zhil'tsova E.L., Razzhivin V.Yu. Modeling of bioproductivity in the Arctic zone of Russia using satellite observations. *Issledovaniya Zemli iz Kosmosa*. Earth exploration from the Cosmos. 2015, (3): 60–70. [In Russian].
20. Anisimov O.A., Kokorev V.A. Simulation of seasonal thickness with regard to climate and vegetation changes: forecast for the mid-21st century and uncertainty analysis. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2017, 2: 3–10. [In Russian].
21. Anisimov O.A., Kokorev V.A., Zhiltcova E.L. Arctic ecosystems and their services under changing climate: predictive modelling assessment. *Geographical Review*. 2017, 107 (1): 108–124.

Содержание журнала за 2017 год

Ледники и ледниковые покровы

- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Антонова В.А. Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. С. 334–342.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай). С. 307–325.
- Докукин М.Д., Сейнова И.Б., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка). С. 10–24.
- Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Липенков В.Я. Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет. С. 5–9.
- Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю. Динамика массы льда в Антарктиде в эпоху потепления. С. 149–169.
- Котляков В.М., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М. Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет. С. 453–467.
- Мандычев А.Н., Усубалиев Р.А., Азисов Э.А. Изменения ледника Абрамова (Алайский хребет) с 1850 по 2014 г. С. 326–333.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А., Лаврентьев И.И., Козачек А.В., Чернов Р.А. Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли. С. 293–306.
- Морозова П.А., Рыбак О.О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников. С. 437–452.
- Носенко Г.А., Рототаева О.В., Никитин С.А. Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. С. 468–482.
- Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В. Атмосферная циркуляция в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова. С. 170–184.
- Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок. С. 483–497.
- Погорелов А.В., Бойко Е.С., Петраков Д.А., Киселев Е.Н. Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг. С. 498–506.
- Подрезова Ю.А., Павлова И.А. Изменение климата в районе массива Ак-Шийрак и его влияние на ледники. С. 200–212.
- Семакова Э.Р., Семаков Д.Г. О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана. С. 185–199.

Снежный покров и снежные лавины

- Айзель Г.В. Применение методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова. С. 34–44.
- Благовещенский В.П., Эглит М.Э., Жданов В.В., Аскарбеков Б.Б. Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау. С. 213–220.
- Воропай Н.Н., Власов В.К. Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал. С. 355–364.
- Вишницеева Т.В., Чернов Р.А. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника. С. 373–380.
- Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В. Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ). С. 365–372.
- Калашникова О.Ю., Гафуров А.А. Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын. С. 507–517.
- Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асаинова Ж.А., Желтухин А.С., Коробов Е.Д. Сезонная динамика температуры воздуха,

снегозапасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины. С. 518–526.

- Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове. С. 45–56.
- Максютова Е.В. Режим снежного покрова Предбайкалья в изменяющемся климате. С. 221–230.
- Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая. С. 57–68.
- Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным. С. 25–33.
- Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б. Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального теплообмена SPONSOR с использованием данных реанализа. С. 343–354.

Подземные льды и наледи

- Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая. С. 69–76.
- Шейнкман В.С. Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда. С. 527–542.

Морские, речные и озёрные льды

- Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике. С. 381–390.
- Краус М.С. Оценка потенциальных запасов пресной воды в айсбергах. С. 231–240.
- Лосев С.М., Дымент Л.Н., Миронов Е.У. Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ. С. 543–552.
- Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5. С. 77–107.
- Сутырина Е.Н. Межгодовая изменчивость и прогноз весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада. С. 108–116.

Палеогляциология

- Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелко Т.В. Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин. С. 117–132.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпущина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. С. 391–416.
- Кокин О.В., Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене. С. 241–252.
- Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Розов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири. С. 553–564.

Прикладные проблемы

- Алехина И.А., Москвин А.Л., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера. С. 417–426.
- Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Жеусов Ю.И. Общественное восприятие изменения климата в холодных регионах России: пример Якутии. С. 565–574.
- Медеу А.Р., Токмагамбетов Т.Г., Кокарев А.Л., Ерисковская Л.А., Киренская Т.Л., Плеханов П.А., Плеханова Н.С.

О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау. С. 261–268.

Сосновский А.В. Ледовая энергетика: перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии. С. 253–260.

Экспресс-информация

Липенков В.Я., Екайкин А.А., Алехина И.А., Шибяев Ю.А., Козачек А.В., Владимирова Д.О., Васильев Н.И., Преображенская А.В. Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток (Основные итоги работ по проекту РНФ, 2014–2016 гг.). С. 133–141.

Москалевский М.Ю. Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике». С. 142–144.

Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica. С. 427–432.

Обзоры и хроника

Известному советскому и казахстанскому гляциологу Константину Григорьевичу Макаревичу 25 января 2017 г. исполнилось 95 лет. С. 4.

Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Абрамов А.А., Полюхов А.А. Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбурсе в 2017 г. С. 292.

Критика и библиография

Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2015 год. С. 269–288.

Алфавитный указатель

Аблеева В.А. С. 518	Галеева Э.И. С. 553	Козачек А.В. С. 133, 293	Никитин С.А. С. 468	Сократов В.С. С. 343
Абрамов А.А. С. 292	Ганюшкин Д.А. С. 307	Кокарев А.Л. С. 261	Носенко Г.А. С. 468	Сосновский А.В. С. 45, 253
Адаменко М.М. С. 334	Гафуров А.А. С. 507	Кокин О.В. С. 241	Оленченко В.В. С. 69	Сутырина Е.Н. С. 108
Азисов Э.А. С. 326	Глазовский А.Ф. С. 45, 149	Коробов Е.Д. С. 518	Осипов Э.Ю. С. 170, 483	Титкова Т.Б. С. 25, 343
Айзель Г.В. С. 34	Глок Н.И. С. 381	Котляков В.М. С. 45, 149, 269, 453	Осипова О.П. С. 170, 483	Тихонравова Я.В. С. 553
Алексеев Г.В. С. 381	Голобокова Л.П. С. 170	Красс М.С. С. 231	Останин О.В. С. 69	Токмагамбетов Т.Г. С. 261
Алехина И.А. С. 133, 417	Гутак Я.М. С. 334	Кузмина С.И. С. 381	Павлова И.А. С. 200	Торопов П.А. С. 292
Анисимов О.А. С. 565	Докукин М.Д. С. 10	Кунаева Е.П. С. 307	Папина Т.С. С. 57	Турков Д.В. С. 343
Антонова В.А. С. 334	Дымент Л.Н. С. 543	Курепина Н.Ю. С. 57	Петраков Д.А. С. 498	Усубалиев Р.А. С. 326
Асаинова Ж.А. С. 518	Дьякова Г.С. С. 69	Курчатова В.В. С. 553	Писарева В.В. С. 391	Фаустова М.А. С. 391
Аскарбеков Б.Б. С. 213	Екайкин А.А. С. 5, 133, 293, 417	Кутузов С.С. С. 292, 293	Плеханов П.А. С. 261	Харламова Н.Ф. С. 307
Астафьева Е.С. С. 77	Ерисковская Л.А. С. 261	Лаврентьев И.И. С. 292, 293	Плеханова Н.С. С. 261	Ходжер Т.В. С. 170
Банцев Д.В. С. 307	Ефремов Ю.В. С. 365	Латиф М. С. 77	Погорелов А.В. С. 498	Хромова Т.Е. С. 453
Беренс Л.К. С. 77	Жданов В.В. С. 213	Липенков В.Я. С. 5, 133, 417	Подрезова Ю.А. С. 200	Чернов Р.А. С. 293, 373
Благовещенский В.П. С. 213	Жегусов Ю.И. С. 565	Лосев С.М. С. 543	Полюхов А.А. С. 292	Чернова Л.П. С. 269, 453
Бойко Е.С. С. 498	Желтухин А.С. С. 518	Максютова Е.В. С. 221	Преображенская А.В. С. 133	Черноморец С.С. С. 10
Борзенкова И.И. С. 117	Жильцова Е.Л. С. 117, 565	Малыгина Н.С. С. 57	Рогов В.В. С. 553	Чистяков К.В. С. 307
Борисова О.К. С. 117	Зверкова Н.М. С. 453	Мандычев А.Н. С. 326	Рототаева О.В. С. 468	Шейнкман В.С. С. 527
Васильев Н.И. С. 133	Зимницкий А.В. С. 365	Мартин Т. С. 77	Рыбак О.О. С. 437	Шибяев Ю.А. С. 133
Величко А.А. С. 391	Иванов Н.Е. С. 381	Мачерет Ю.Я. С. 45	Савернюк Е.А. С. 10	Эглит М.Э. С. 213
Виноградова В.В. С. 25	Калашникова О.Ю. С. 507	Медеу А.Р. С. 261	Сапелко Т.В. С. 117	Эйрих А.Н. С. 57
Владимирова Д.О. С. 5, 133	Карпухина Н.В. С. 391	Мионов Е.У. С. 543	Сейнова И.Б. С. 10	Bliakharskii D.P. С. 427
Власов В.К. С. 355	Киренская Т.Л. С. 261	Михаленко В.Н. С. 292, 293	Семаков Д.Г. С. 185	Popov S.V. С. 427
Волков И.В. С. 307	Кириллова А.В. С. 241	Морозова П.А. С. 437	Семакова Э.Р. С. 185	Pryakhin S.S. С. 427
Воропай Н.Н. С. 355	Киселев Е.Н. С. 498	Москалевский М.Ю. С. 142, 149	Семенов В.А. С. 77	Pryakhina G.V. С. 427
Вшивцева Т.В. С. 373	Китаев Л.М. С. 518	Москвин А.Л. С. 417	Слагода Е.А. С. 553	Tyurin S.V. С. 427
Вязилова А.Е. С. 381	Клевцов Е.В. С. 483	Муравьев А.А. С. 453	Смирнов А.В. С. 381	

Подписано в печать 10.11.2017 г. Выход в свет 15.12.2017 г. Формат 60 × 88^{1/8}
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 7.2 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 170 экз. Зак. 1762 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: ФГУП «Издательство «Наука», 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
 Отпечатано в ФГУП «Издательство «Наука» (Типография «Наука»), 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бóльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

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

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

- П.А. Морозова, О.О. Рыбак.** Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников. 437
- В.М. Котляков, Л.П. Чернова, А.Я. Муравьев, Т.Е. Хромова, Н.М. Зверкова.** Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет. 453
- Г.А. Носенко, О.В. Рототаева, С.А. Никитин.** Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. 468
- Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Е.В. Клевцов.** Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок. 483
- А.В. Погорелов, Е.С. Бойко, Д.А. Петраков, Е.Н. Киселев.** Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг. 498

Снежный покров и снежные лавины

- О.Ю. Калашникова, А.А. Гафуров.** Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын. 507
- Л.М. Китаев, В.А. Аблеева, Ж.А. Асаинова, А.С. Желтухин, Е.Д. Коробов.** Сезонная динамика температуры воздуха, снеготопливных запасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины. 518

Подземные льды и наледи

- В.С. Шейнкман.** Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда. 527

Морские, речные и озёрные льды

- С.М. Лосев, Л.Н. Дымент, Е.У. Миронов.** Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ. 543

Палеогляциология

- Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, Э.И. Галеева, В.В. Курчатова.** Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири. 553

Прикладные проблемы

- О.А. Анисимов, Е.Л. Жильцова, Ю.И. Жегусов.** Общественное восприятие изменения климата в холодных регионах России: пример Якутии. 565
- Содержание журнала за 2017 год. 575