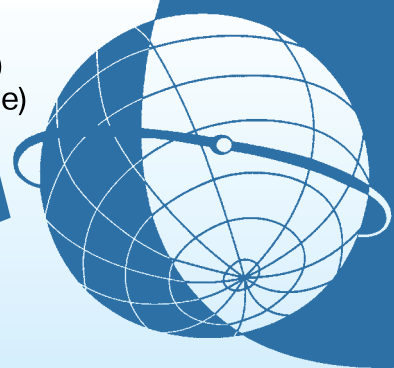
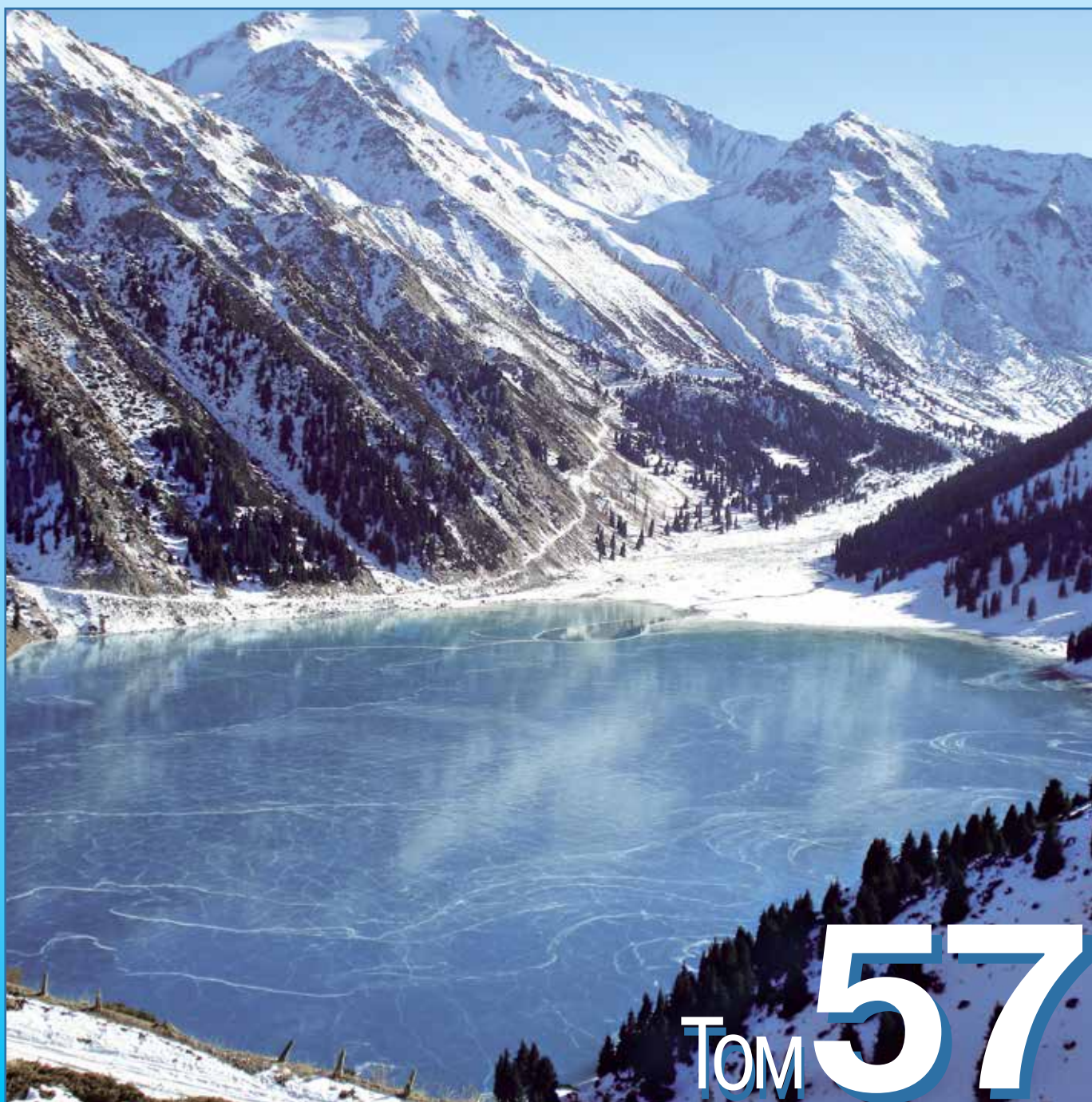




Лёд и Снег Ice and Snow



Том **57**
№ **1**, 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

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. Konovalov, V.Ya. Lipenkov,
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),
V.N. Mikhaleenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina, 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: Большое Алматинское озеро подо льдом.
Ноябрь 2008 г.
Фото В.П. Благовещенского.

Photo on the cover: Big Almaty Lake under ice.
November 2008.
Photo by V.P. Blagoveshchensky.

© 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, № 1, 2017

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2017

Contents

95 anniversary of Konstantin G. Makarevich	4
--	---

Glaciers and Ice Sheets

<i>A.A. Ekaykin, D.O. Vladimirova, V.Ya. Lipenkov.</i> Variations of snow accumulation rate in Central Antarctica over the last 250 years	5
<i>M.D. Dokukin, I.B. Seynova, E.A. Savernyuk, S.S. Chernomorets.</i> On advancing of glaciers due to activity of the Klyuchevskaya Sopka volcano (Kamchatka)	10

Snow Cover and Avalanches

<i>T.B. Titkova, V.V. Vinogradova.</i> Snow occurrence time on the Russia's territory in the early 21 st century (from satellite data)	25
<i>G.V. Ayzel.</i> Use of machine learning techniques for modeling of snow depth	34
<i>V.M. Kotlyakov, Yu. Ya. Macheret, A.V. Sosnovsky, A.F. Glazovsky.</i> Speed of radio wave propagation in dry and wet snow	45
<i>N.S. Malygina, A.N. Eirikh, N.Yu. Kurepina, T.S. Papina.</i> Isotope composition of winter precipitation and snow cover in the foothills of the Altai	57

Ground Ice and Icings

<i>G.S. Dyakova, V.V. Olenchenko, O.V. Ostanin.</i> Application of electrical tomography to study the internal structure of rock glaciers in Altai	69
--	----

Sea, River and Lake Ice

<i>V.A. Semenov, T. Martin, L.K. Behrens, M. Latif, E.S. Astafieva.</i> Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles	77
<i>E.N. Sutyryna.</i> Inter-annual variability and forecast of the spring ice phenomena on Lake Baikal and reservoirs of the Angara cascade	108

Palaeoglaciology

<i>I.I. Borzenkova, O.K. Borisova, E.L. Zhiltsova, T.V. Sapelko.</i> Cold period in the Northern Europe in the past (about 8200 years ago): analysis of empirical data and possible causes	117
--	-----

Express Information

<i>V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin, I.A. Alekhina, Yu.A. Shibaev, A.V. Kozachek, D.O. Vladimirova, N.I. Vasilev, A.V. Preobrazhenskaya.</i> Evolution of climate, glaciation and subglacial environments of Antarctica from the deep ice core and Lake Vostok water sample studies (Key results of implementation of the Russian Science Foundation project, 2014–2016)	133
<i>M.Yu. Moskalevsky.</i> Scientific conference «New results of studies in Arctic and Antarctic»	142

Содержание

Известному советскому и казахстанскому гляциологу Константину Григорьевичу Макаревичу 25 января 2017 г. исполнилось 95 лет.	4
---	---

Ледники и ледниковые покровы

<i>А.А. Екайкин, Д.О. Владимирова, В.Я. Липенков.</i> Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет.	5
<i>М.Д. Докукин, И.Б. Сейнова, Е.А. Савернюк, С.С. Черноморец.</i> О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка).	10

Снежный покров и снежные лавины

<i>Т.Б. Титкова, В.В. Виноградова.</i> Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным.	25
<i>Г.В. Айзель.</i> Применение методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова.	34
<i>В.М. Котляков, Ю.Я. Мачерет, А.В. Сосновский, А.Ф. Глазовский.</i> Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове.	45
<i>Н.С. Малыгина, А.Н. Эйрих, Н.Ю. Курепина, Т.С. Папина.</i> Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая.	57

Подземные льды и наледи

<i>Г.С. Дьякова, В.В. Оленченко, О.В. Останин.</i> Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая.	69
--	----

Морские, речные и озёрные льды

<i>В.А. Семенов, Т. Мартин, Л.К. Беренс, М. Латиф, Е.С. Астафьева.</i> Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5.	77
<i>Е.Н. Сутырина.</i> Межгодовая изменчивость и прогноз весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада.	108

Палеогляциология

<i>И.И. Борзенкова, О.К. Борисова, Е.Л. Жильцова, Т.В. Сапелко.</i> Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин.	117
--	-----

Экспресс-информация

<i>В.Я. Липенков, А.А. Екайкин, И.А. Алехина, Ю.А. Шибяев, А.В. Козачек, Д.О. Владимирова, Н.И. Васильев, А.В. Преображенская.</i> 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.).	133
<i>М.Ю. Москалевский.</i> Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике».	142

**Известному советскому и казахстанскому гляциологу
Константину Григорьевичу Макаревичу
25 января 2017 г. исполнилось 95 лет**

95 anniversary of Konstantin G. Makarevich

В этом юбилейном материале мы используем материалы, которые прислала в редакцию дочь К.Г. Макаревича Алиса Константиновна Уварова

К.Г. Макаревич родился 25 января 1922 г. в г. Шадринск Курганской области (Россия). Он участвовал в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг. и был удостоен двух орденов Красной Звезды, двух орденов Отечественной войны и многих медалей. После войны окончил географический факультет Уральского государственного университета имени М. Горького в Свердловске и в 1952 г. был направлен в аспирантуру Академии наук Казахской ССР, которую успешно закончил в 1956 г. и защитил кандидатскую диссертацию под руководством Н.Н. Пальгова.

Основа его долголетия — активная жизненная позиция, любовь к игровым видам спорта, многодневные пешеходные и лыжные походы, альпинистские восхождения, счастливая семейная жизнь без каких-либо вредных привычек и, наконец, работа в течение многих лет в высокогорных ледниковых экспедициях. Всю жизнь он работал в качестве гляциолога в горах Юго-Восточного Казахстана — Северном Тянь-Шане, Заилийском и Джунгарском Алатау, в Казахском Алтае. Его именем названы два ледника в Заилийском и Джунгарском Алатау.

К.Г. Макаревич исследовал климатические условия существования ледников, их пространственные изменения, снежный покров и атмосферные осадки на ледниках, метеорологические условия гляциальной зоны и радиационный режим в районе ледников, тепло- и массообмен между ледниками и прилегающим слоем воздуха, реакцию ледников на крупномасштабные атмосферные процессы и современное потепление климата Земли, аккумуляцию, абляцию и баланс массы ледников, кинематику высокогорных ледников, гидрологию ледников и их роль в питании горных рек, участвовал в организации и геодезическом обеспечении сейсмического и радиолокационного зондирования ледниковых толщ в Заилийском Алатау, геодезической съёмке и картографировании ледников, а также их документальном фотографировании.



Более 40 лет он был начальником экспедиций и руководителем исследований по Международным геофизическим проектам и Программам колебаний ледников МГГ, МГД и МГП. Особое внимание он уделял леднику Центральный Туяксу, ставшему репрезентативным ледником Мировой службы мониторинга ледников (Швейцария) для Центрально-Азиатского региона. Последний раз он участвовал в ледниковой экспедиции осенью 1992 г. Более 20 лет К.Г. Макаревич представлял Советский Союз в Мировой службе мониторинга ледников и был автором общесоюзных и региональных научных отчётов для этой службы.

За годы творческой работы К.Г. Макаревич опубликовал более 220 статей, монографий, методических рекомендаций по исследованию ледников, а также страноведческих и автобиографических книг и очерков. Он — автор многих карт в Атласе Казахской ССР (1982), Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997), Национальном Атласе Республики Казахстан (2010), Фотоатласе ледников Иле Алатау (Заилийского Алатау) (2009–2013). В последнее время К.Г. Макаревич написал и издал четыре книги о своей жизни и о любимых им ледниках:

«Фотоатлас ледников Иле Алатау (Северный Тянь-Шань). Снимки XX — начала XXI века». Новая версия. Алматы: Art-fusion, 2013. 155 с. (соавтор А.К. Уварова);

«Жизнь ледника Туяксу. Прошлое, настоящее и будущее. Научно-популярное обозрение». Алматы: Art-fusion, 2014. 80 с. (соавтор А.К. Уварова);

«Воспоминания об участии в Великой Отечественной войне (1941–1945). Мемуары для детей, внуков и правнуков». Алматы: Art-fusion, 2015. 98 с.;

«Жизнь, посвященная ледникам». Алматы: Art-fusion, 2016. 130 с.

*Гляциологи России и всех стран СНГ желают
К.Г. Макаревичу доброго здоровья и продолжения
творческой жизни, отданной казахстанским ледникам!*

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.578.42

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-5-9

Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет

© 2017 г. А.А. Екайкин^{1,2*}, Д.О. Владимирова¹⁻³, В.Я. Липенков¹¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;³Центр льда и климата, Университет Копенгагена, Копенгаген, Дания

*ekaykin@aari.ru

Variations of snow accumulation rate in Central Antarctica over the last 250 years

A.A. Ekaykin^{1,2*}, D.O. Vladimirova¹⁻³, V.Ya. Lipenkov¹¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;³Center for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark

*ekaykin@aari.ru

Received November 8, 2016

Accepted December 29, 2016

Keywords: *Antarctica, ice cores, paleoclimate, snow accumulation rate, stable water isotopes.*

Summary

The present-day global climate changes, very likely caused by anthropogenic activity, may potentially present a serious threat to the whole human civilization in a near future. In order to develop a plan of measures aimed at elimination of these threats and adaptation to these undesirable changes, one should deeply understand the mechanism of past and present (and thus, future) climatic changes of our planet. In this study we compare the present-day data of instrumental observations of the air temperature and snow accumulation rate performed in Central Antarctica (the Vostok station) with the reconstructed paleogeographic data on a variability of these parameters in the past. First of all, the Vostok station is shown to be differing from other East Antarctic stations due to relatively higher rate of warming (1.6 °C per 100 years) since 1958. At the same time, according to paleogeographic data, from the late eighteenth century to early twenty-first one the total warming amounted to about 1 °C, which is consistent with data from other Antarctic regions. So, we can make a conclusion with high probability that the 30-year period of 1985–2015 was the warmest over the last 2.5 centuries. As for the snow accumulation rate, the paleogeographic data on this contain a certain part of noise that does not allow reliable concluding. However, we found a statistically significant relationship between the rate of snow accumulation and air temperature. This means that with further rise of temperature in Central Antarctica, the rate of solid precipitation accumulation will increase there, thus partially compensating increasing of the sea level.

Поступила 8 ноября 2016 г.

Принята к печати 29 декабря 2016 г.

Ключевые слова: *Антарктида, изотопный состав, ледяные керны, палеоклимат, снегонакопление.*

Современные изменения температуры воздуха и скорости накопления снега, полученные инструментальным путём на антарктической станции Восток, сопоставлены с палеоклиматическими реконструкциями за последние 250 лет. Показано, что период 1985–2015 гг., вероятно, был самым тёплым 30-летием за последние 2,5 века. Скорость снегонакопления положительно коррелирует с изменчивостью температуры воздуха – это показывает, что повышение температуры в будущем будет сопровождаться ростом количества снега, накапливаемого в Антарктиде, что частично компенсирует рост уровня Мирового океана. Вместе с ростом температуры воздуха на протяжении последних 50 лет имело место и увеличение количества осадков, однако являются ли современные значения скорости снегонакопления аномальными для последних 250 лет на основании имеющихся данных сказать трудно.

Введение

Изучение современных климатических изменений имеет не только научный, но и прикладной интерес ввиду исключительно сильного влияния окружающей среды на народное хозяйство и жизнь человека. Будущее человечества будет зависеть от соотношения скорости изменения параметров окружающей среды и быстроты нашей адаптации к этим изменениям. В связи с этим понимание механизмов современных изменений — важнейшая задача с точки зрения прогнозирования будущего состояния окружающей среды.

Один из аспектов современных глобальных изменений — повышение уровня Мирового океана в результате таяния ледников и теплового расширения воды. Наибольший вклад в изменение уровня океана могут внести Гренландия и Антарктида, так как именно там находится наибольшее количество континентального льда. И если роль Гренландии в современное повышение уровня океана не вызывает сомнений [1], то вклад Антарктиды оценить достаточно трудно ввиду больших неопределённостей в наших знаниях и величины аккумуляции, и величины абляции [2]. Также недостаточно изучен механизм обратных связей, усиливающих или ослабляющих влияние повышения температуры воздуха на баланс массы полярных ледников. В частности, рост температуры в Антарктике должен приводить к увеличению количества твёрдых осадков и частичной компенсации расхода массы на таяние [3]. В настоящей работе мы рассмотрим современные изменения температуры и скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде на примере станции Восток и сопоставим их с более долгопериодными вариациями.

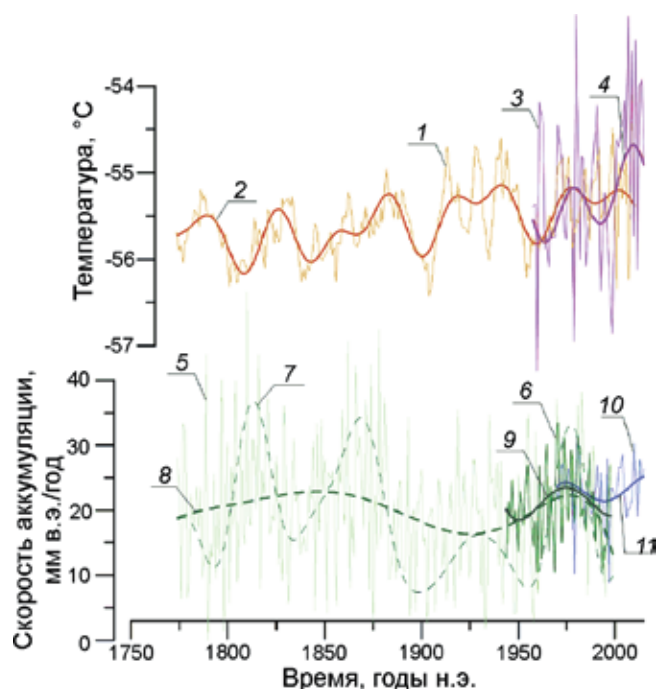
Методы и данные

Станция Восток была открыта 16 декабря 1957 г., и с тех пор на ней непрерывно ведутся метеорологические наблюдения. Это — вторая (наряду со станцией Амундсен-Скотт) точка в Центральной Антарктиде, для которой имеются климатические ряды почти за 60-летний период. Ряд температуры доступен на сайте Арктического и Антарктического НИИ (http://www.aari.aq/default_ru.html), метеорология, сводная таблица). В 1970 г. на станции Восток был установлен снегомерный полигон, на котором выполняются ежегодные измерения баланса массы снежного покрова [4]. Полученный ряд — самый длинный, методически однородный инструментальный ряд снегонакопления в Центральной Антарктиде. В данной работе мы впервые представим ряд снегонакопления на Востоке, продлённый до 2015 г.

Со второй половины 1980-х годов на Востоке выполняется интенсивная программа гляциологических исследований, направленных на реконструкцию климатических изменений в этом районе за 200–300 лет (методика исследований подробно приведена в работе [5]). В настоящей статье мы представляем сводный ряд скорости снегонакопления и температуры воздуха за период 1774–1999 гг. по данным трёх глубоких шурфов и сводный ряд снегонакопления за период 1944–1998 гг. по данным восьми неглубоких шурфов. Температура воздуха реконструируется по изотопному составу (концентрации дейтерия и кислорода-18) снежных отложений [6]. Благодаря статистически значимой ($r = 0,66$) корреляции между сводным рядом изотопного состава снежных отложений и инструментально измеренной средней годовой температуры воздуха за общий период времени (1958–2010 гг.) появилась возможность вычислить изотопно-температурный калибровочный коэффициент, который равен 16,8‰ на 1 °C. На рисунке представлены все имеющиеся в наличии данные.

Ряд температуры демонстрирует заметное снижение амплитуды высокочастотных колебаний в первой половине ряда. Это — артефакт, не имеющий отношения к климатическим изменениям, а отражающий постепенное диффузионное сглаживание изотопных вариаций в нижней части снежной толщи. Кроме того, эти высокочастотные вариации представляют собой главным образом «стратиграфический шум», не несущий климатической информации [5]. Именно поэтому мы анализировали не оригинальные, а отфильтрованные (сглаженные) ряды.

Ряд снегонакопления, реконструированный по данным трёх глубоких шурфов, также характеризуется высоким уровнем шума. В этой статье рассматриваются два варианта осреднения: 1) фильтр, отсекающий колебания с периодом менее 27 лет (тонкий пунктир) и 2) полиноми-



Изменение температуры воздуха и скорости накопления снега в районе станции Восток за последние 250 лет.

1 – реконструированные значения средней годовой температуры воздуха в районе станции Восток по данным глубоких шурфов и снежных кернов (1774–1999 гг.); 2 – оригинальные данные, сглаженные 27-летним фильтром; 3 – инструментальные данные о температуре воздуха на станции Восток (1958–2015 гг.); 4 – те же данные, сглаженные 27-летним фильтром; 5 – сводные кривые скорости снегонакопления по данным гляциологических исследований в шурфах за 1774–1999 гг. (три шурфа); 6 – то же за 1944–1998 гг. (восемь шурфов); 7 – ряд 1774–1999 гг., сглаженный 27-летним скользящим фильтром; 8 – то же, сглаженное полиномиальной функцией четвертой степени; 9 – ряд 1944–1998 гг., аппроксимированный полиномиальной функцией четвертой степени; 10 – данные инструментальных наблюдений на снегомерном полигоне станции Восток (1970–2015 гг.); 11 – те же данные, аппроксимированные полиномиальной функцией четвертой степени

The variability of mean annual air temperature and snow accumulation rate in the vicinity of Vostok Station over the past 250 years.

1 – the reconstructed values of mean annual air temperature near Vostok station based on data from deep pits and shallow firn cores (1774–1999): original data; 2 – smoothed by 27-year filter; 3 – instrumental data on Vostok air temperature (1958–2015); 4 – the same data smoothed by 27-year filter; 5 – the stacked curves of snow accumulation rate based on glaciological data from snow pits for the period 1774–1999 (3 pits); 6 – the same for the period 1944–1998 (8 pits); 7 – the 1774–1999 series smoothed by 27-year filter; 8 – the same smoothed by polynomial function of fourth order; 9 – the 1944–1998 series approximated by a polynomial function of fourth order; 10 – the instrumental data on snow accumulation rate from Vostok snow-stake network (1970–2015); 11 – the same data approximated by a polynomial function of fourth order

альная аппроксимационная функция (жирный пунктир). В отличие от реконструированного ряда температуры, ряд скорости снегонакопления, напротив, обнаруживает большую амплитуду колебаний в первой половине ряда. Это также может быть методической погрешностью, связанной со стиранием стратиграфических различий в результате процессов метаморфизма, благодаря чему соседние слои могут слиться в один слой, имеющий большую толщину. Далее, когда первичная датировка снежной толщи корректируется в соответствии с абсолютной датировкой, выполненной по данным о залегании слоя снега, содержащего продукты известных вулканических извержений (в частности, слоя извержения вулкана Тамбора, датируемого 1816 г.), приходится добавлять некоторое количество «нулевых» (т.е. имеющих нулевую толщину) стратиграфических слоёв.

Мы также используем сводный ряд скорости снегонакопления, реконструированный по данным восьми неглубоких снежных шурфов и охватывающий период времени с 1944 по 1998 г. (см. рисунок). Размах ряда инструментальных данных снегонакопления, полученных на снегомерном полигоне, заметно ниже, чем реконструированных данных. Это связано с тем, что снегомерный полигон осредняет скорость снегонакопления по 79 точкам на площади 1 км², что сильно уменьшает случайную ошибку отдельных значений. За общий период времени (1970–1998 гг.) все три ряда показывают очень близкое среднее значение скорости снегонакопления (21,8 и 22,5 мм в.э./год по реконструированным рядам и 22,6 мм в.э./год по инструментальному ряду) и схожий характер межгодовой изменчивости, что подтверждает хорошее качество реконструкции снегонакопления.

Обсуждение и заключение

На протяжении последних 2,5 столетий, судя по данным рисунка, климат Центральной Антарктиды испытывал плавное потепление. За указанный период времени средняя годовая температура воздуха поднялась приблизительно на 1 °C. Такие же результаты получены и в предыдущих исследованиях [7] по другим районам Антарктиды. Потепление второй по-

ловины XX в. проявляется в Антарктиде крайне неравномерно. Если в районе Антарктического полуострова скорость потепления (до 3 °C за 100 лет) существенно выше, чем в среднем в Южном полушарии (около 0,6 °C за 100 лет), то многие станции, расположенные в Восточной Антарктиде (Халли, Сёва, Моусон, Кейси, Дюмон-д'Юрвиль, Амундсен-Скотт), не имеют значимого тренда или показывают отрицательный тренд. Береговые станции, находящиеся в секторе Земли Принцессы Елизаветы (Дейвис и Мирный), испытывают потепление со скоростью 0,4–0,5 °C за 100 лет (чуть меньше, чем Южное полушарие в целом). Станция Восток выделяется на этом фоне, демонстрируя потепление со скоростью 1,6 °C за 100 лет.

Совместные данные палеореконструкций и инструментальных наблюдений, представленные на рисунке, впервые говорят, что период 1985–2015 гг. может быть самым тёплым тридцатилетием в районе станции Восток за последние 250 лет. Подобный вывод нуждается в проверке по данным других районов Центральной Антарктиды, но если он подтвердится, то это будет первое свидетельство проявления современного глобального потепления в этом регионе нашей планеты.

Данные о скорости снегонакопления из-за наличия значительного «шума» (малого отношения сигнала к шуму) не позволяют однозначно судить о вековом тренде изменения этого параметра. С одной стороны, наибольшие значения аккумуляции (около 30 мм в.э./год и выше) наблюдались в начале XIX в. и с тех пор значения скорости накопления снега несколько снизились. С другой стороны, наиболее надёжный сводный ряд скорости снегонакопления по всей Антарктиде [8] свидетельствует в пользу общего увеличения приходной части баланса массы Антарктиды на протяжении последних двух веков.

Как было указано в разделе «Методы и данные», амплитуда колебаний значений снегонакопления в первой половине 250-летнего реконструированного ряда может быть завышена, т.е. сглаженные по 27 годам значения снегонакопления (см. рисунок) могут неадекватно отражать изменчивость данной характеристики в прошлом. Сравнение реконструированного ряда, аппроксимированного полиномиальной функцией, с инструментальным рядом снегонакопления позволяет предположить, что скорость аккумуляции

снега на станции Восток в начале XXI в. — самая значительная за последние 2,5 века.

Сглаженные кривые реконструированных значений температуры и скорости снегонакопления обнаруживают заметную ковариацию как минимум на протяжении последних 150 лет: чем выше температура, тем больше скорость снегонакопления. Наиболее чётко эта зависимость проявляется в период после 1950 г., для которого есть надёжные данные по скорости снегонакопления: похолоданиям начала 1950-х и начала 1990-х годов соответствовало снижение скорости аккумуляции снега, а потеплениям 1970-х и 2000-х годов, напротив, увеличение снегонакопления. Инструментальные измерения подтверждают статистически значимую связь ($r = 0,33 \pm 0,15$) между этими двумя параметрами за период 1970–2015 гг. Вместе с тем, по имеющимся у нас данным, нельзя сделать однозначный вывод, является ли повышенная скорость накопления снега в начале XXI в. аномально большой на фоне последних 250 лет или нет.

Выполненные исследования позволяют сделать несколько основных выводов:

1) начиная с 1958 г. средняя годовая температура воздуха на станции Восток увеличивалась со скоростью 1,6 °C за 100 лет, что существенно превышает среднюю скорость потепления в Южном полушарии. Большая часть этого потепления имела место в 2000-х годах;

2) сопоставляя современные инструментальные данные со сведениями о температуре воздуха, реконструированными с помощью палеогеографических методов, с большой долей вероятности можно утверждать, что период 1985–2015 гг. был самым тёплым тридцатилетием в Центральной Антарктиде (район станции Восток) за последние 250 лет, что свидетельствует о проявлении современного глобального потепления и в этом регионе планеты;

3) обнаружена значимая положительная связь между температурой воздуха и скоростью снегонакопления в Центральной Антарктиде. Это говорит о том, что скорость отложения снега на поверхности Антарктиды с большой долей вероятности будет возрастать в ходе будущего потепления, частично компенсируя повышение уровня Мирового океана;

4) вместе с тем имеющиеся у нас данные не позволяют однозначно утверждать, что снегонако-

пление в период 1985–2015 гг. аномально велико на фоне последних 2,5 столетий. Вывод о росте скорости снегонакопления в современную эпоху в Центральной Антарктиде должен быть подтверждён более надёжными реконструкциями скорости снегонакопления в районе станции Восток и в других районах Восточной Антарктиды.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Русского географического общества (грант № 06/2016-И).

Acknowledgments. This work was made under finance support of the Russian Geographical Society (grant № 06/2016-И).

Литература

References

1. Rignot E., Velicogna I., van den Broeke M.R., Monaghan A., Lenaerts J.T.M. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38. № 5. doi: 10.1029/2011GL046583.
2. Palerme C., Kay J.E., Genthon C., l'Ecuyer T., Wood N.B., Claud C. How much snow falls on the Antarctic ice sheet? // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 1577–1587.
3. Frieler K., Clarke P.U., He F., Buizert C., Reese R., Ligtenberg S.R.M., van den Broeke M.R., Winkelmann R., Levermann A. Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming // *Nature Climate Change*. 2015. V. 5. P. 348–352.
4. Барков Н.И., Липенков В.Я. Накопление снега в районе станции Восток, Антарктида, 1970–1992 гг. // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 87–88.
5. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A. Multiple climate shifts in the southern hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. P. 259–266.
6. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии / Ред. В.Я. Липенков. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2016. 64 с.
7. Jones J.M., Gille S.T., Goosse H., Abram N.J., Canziani P.O., Charman D.J., Clem K.R., Crosta X., de Lavergne C., Eisenman I., England M.H., Fogt R.L., Frankcombe L.M., Marshall G.J., Masson-Delmotte V., Morrison A.K., Orsi A.J., Raphael M.N., Renwick J.A., Schneider D.P., Simpkins G.R., Steig E.J., Stenni B., Swingedouw D., Vance T.R. Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate // *Nature Climate Change*. In press.
8. Frezzotti M., Scarchilli C., Becagli S., Proposito M., Urbini S. A synthesis of the Antarctic surface mass balance during the last 800 yr // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 303–319.
1. Rignot E., Velicogna I., van den Broeke M.R., Monaghan A., Lenaerts J.T.M. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38 (5). doi: 10.1029/2011GL046583.
2. Palerme C., Kay J.E., Genthon C., l'Ecuyer T., Wood N.B., Claud C. How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*. 2014, 8: 1577–1587.
3. Frieler K., Clarke P.U., He F., Buizert C., Reese R., Ligtenberg S.R.M., van den Broeke M.R., Winkelmann R., Levermann A. Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming. *Nature Climate Change*. 2015, 5: 348–352.
4. Barkov N.I., Lipenkov V.Ya. Snow accumulation in the region of Vostok station, Antarctica, over 1970–1992. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1996, 80: 87–88. [In Russian].
5. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A. Multiple climate shifts in the southern hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies. *Annals of Glaciology*. 2014, 55: 259–266.
6. Ekaykin A.A. Stable isotopes of water in glaciology and palaeogeography. Ed. V.Ya. Lipenkov. Sankt-Petersburg: AARI, 2016: 64 p.
7. Jones J.M., Gille S.T., Goosse H., Abram N.J., Canziani P.O., Charman D.J., Clem K.R., Crosta X., de Lavergne C., Eisenman I., England M.H., Fogt R.L., Frankcombe L.M., Marshall G.J., Masson-Delmotte V., Morrison A.K., Orsi A.J., Raphael M.N., Renwick J.A., Schneider D.P., Simpkins G.R., Steig E.J., Stenni B., Swingedouw D., Vance T.R. Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate. *Nature Climate Change*. In press.
8. Frezzotti M., Scarchilli C., Becagli S., Proposito M., Urbini S. A synthesis of the Antarctic surface mass balance during the last 800 yr. *The Cryosphere*. 2013, 7: 303–319.

О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка)

© 2017 г. М.Д. Докукин^{1*}, И.Б. Сейнова², Е.А. Савернюк², С.С. Черноморец²

^{1*}Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия;

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*inrush@bk.ru

On advancing of glaciers due to activity of the Klyuchevskaya Sopka volcano (Kamchatka)

M.D. Dokukin^{1*}, I.B. Seynova², E.A. Savernyuk², S.S. Chernomorets²

^{1*}High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*inrush@bk.ru

Received April 15, 2016

Accepted June 2, 2016

Keywords: *Erman Glacier, glacier advance, Klyuchevskaya volcano, lateral eruption, space images, volcanic and rock avalanche deposits, «wandering glaciers».*

Summary

New data on continuing advance of the Kamchatka glaciers Erman, Vlodavets, Sopochny, Schmidt, and Bogdanovich were obtained as a result of analysis of aerospace information taken at different times. Glacier Erman advances during the past 70 years (1945–2016). Over the period from 1949 to 2016, its area increased by 4.7 km² and the length – by 3.3 km (from 18.2 to 21.5 km). The highest speed of advancing had been estimated for the Schmidt glacier, in 2007–2013 it exceeded 100 m/year. We had identified a new isolated glacier between glaciers Erman and Schmidt, named as the Obvalny (the «Avalanche») glacier, since in 1945 this glacier was buried under volcanic-avalanche deposits resulted from the Klyuchevskaya volcano eruption. In 1975–2016, the Obvalny glacier advanced over a distance of about 1700 m. Also, we had found more 30 ice-rock massifs («wandering glaciers») on slopes of the Klyuchevskaya volcano. Their contours looked like drops or tongues, and some of them advanced in the frontal zone. From 2002 to 2016, the «wandering glacier» in the upper reaches of river Glubokaya (eastern sector of the volcano) advanced for 740 m (55 m/year). Advancing of glaciers here is a consequence of lateral and terminal eruptions of the Klyuchevskaya volcano in XX and XXI centuries.

Поступила 15 апреля 2016 г.

Принята к печати 2 июня 2016 г.

Ключевые слова: «блуждающие ледники», вулкан Ключевской, вулканогенно-обвальные отложения, латеральное извержение, ледник Эрмана, космические снимки, наступание ледников.

На основе анализа разновременной аэрокосмической информации за период 1949–2016 гг. получены новые данные о современном состоянии и наступании ледников района вулкана Ключевской – Эрмана, Влодавца, Сопочного, Шмидта, Богдановича и безымянных «блуждающих ледников». Площадь ледника Эрмана увеличилась на 4,7 км², а длина достигла 21,5 км. Самые высокие темпы наступания – до 100 м/год – характерны для ледника Шмидта. Наступание ледников есть следствие латеральных и терминальных извержений вулкана Ключевской в XX и XXI вв.

Введение

Потепление климата в XXI в. привело к повышению темпов деградации горных ледников. Сравнение аэрофотоснимков конца 1950-х годов с современными космическими снимками показало, что крупнейшие ледники Северного Кавказа отступили на расстояние до 1–2 км. По площади наибольшее сокращение зафиксировано для ледника Джикиуганкез – около 6 км² [1, 2]. Значительное сокращение оледенения наблюдается также в Альпах [3], Гималаях [4], Тибете [5], Андах [6], Кордильерах Северной Америки [7] и в большинстве дру-

гих регионов планеты [8]. На фоне общемировой тенденции деградации горного оледенения можно считать удивительными сообщения о наступании ледников Камчатки: Эрмана и Эульченоч (вулканы Ключевской, Плоская Ближняя (Крестовский) и Плоская Дальняя (Ушковский)) [9], Дитмара, Халактырский и Камбальный (вулкан Авачинский), Козельский (вулкан Козельский), Корякские-I, -II и -V (влк. Корякский) [10]. Авторы решили подробнее изучить феномен наступающих ледников и определить параметры их наступания в районе Ключевского вулкана, где расположены одни из крупнейших ледников России – Эрмана и Богдановича.

Исходные материалы и их обработка

Использованы космические снимки на районы Ключевского вулкана и ледников Эрмана и Богдановича с разным разрешением (табл. 1). Кроме космических снимков, применялись отсканированные аэрофотоснимки 1949 и 1967 гг. на участок языка ледника Эрмана и топокарта 1986 г. (по состоянию на 1976 г.) масштаба 1:100 000. Снимки обрабатывались в программе ArcGIS 10.2. За основу сравнительного дешифрирования взят ортотрансформированный снимок 22.08.2012 г. SPOT 6, представленный в системе координат WGS84 в проекции UTM. Остальные космические снимки привязаны по опорным точкам (до 100–300 точек) к снимку SPOT 6. Точность проведения границ ледников в ручном режиме зависела от пространственного разрешения снимков, наличия или отсутствия тени, заснеженности поверхности и составляла в основном до 3 м. Почти полное покрытие поверхности ледников чехлом рыхлообломочного материала создавало проблему идентификации массивов и отнесения их к ледникам. Эта проблема решалась попарным сравнением разновременных снимков. С применением инструмента Swire Layer («зашторить слой») отчётливо обнаруживались наступание того или иного массива на фоне неподвижных участков, а также пространственное перемещение отдельных участков массивов за разные периоды времени со скоростью от 1–2 до 150 м/год.

Схема и параметры оледенения района вулкана Ключевской

Сведения о ледниках и приблизительные их параметры приведены в работах геологов и вулканологов С.А. Конради, В.И. Влодавца, Б.И. Пийпа [11–13]. Ледникам Ключевского вулкана посвящена серия работ В.Н. Виноградова и Я.Д. Муравьёва [14–23]. В них большое внимание уделено воздействию вулканизма на оледенение и приведены конкретные примеры последствий латеральных извержений Ключевского вулкана в 1953, 1966 и 1983 гг., которые вызвали резкие подвижки ледников Влодавца и Сопочного, а также разрушение ледника Келля; определены причины наступания ледника Эрмана; разработано представление о высотно-гляциальных зонах Ключевского вулкана и типах ледников.

Таблица 1. Используемые в работе космические снимки

Спутники	Даты снимков	Разрешение снимков, м (мультиспектральные/панхроматические)
KH-9 Hexagon	28.06.1975	–/6–9
Landsat 7 ETM+	22.09.2000 07.10.2002	30/15
QuickBird	27.09.2005	2,4/0,6
IRS P5	11.10.2007	–/2,5
WorldView-2	11.08.2011 09.09.2013	1,84/0,46
SPOT 5	17.11.2011	5/2,5
SPOT 6	22.08.2012	6/1,5
GeoEye-1	23.07.2012	1,84/0,46
Канопус-В1	07.09.2013 19.11.2013 17.09.2014 30.07.2015 01.02.2016 22.02.2016	10,5/2,1
БКА-1	30.05.2015	11/2,5
Ресурс ДК-1	02.06.2007 09.03.2009	2–3/1,0

Данные о распространении и параметрах ледников обобщены в Каталоге [24] и в работе [15]. На приведённой в этих работах схеме ледник Эрмана начинается на склонах вулкана Плоская Дальняя и контактирует с ледниками Средний и Ключевской (Ледяной пояс). В более поздней работе [19] ледник Эрмана представлен образующимся в основном из двух потоков, берущих начало с вулканов Плоская Дальняя и Ключевской. Причём за начало ледника принята отметка 4200 м на склоне Ключевского вулкана. Таким образом, длина ледника значительно увеличилась – с 16,5 до 21 км, а площадь – с 34,2 до 45,1 км². Язык ледника показан уже не контактирующим с ледником Средним, а окаймлённым моренными отложениями со значительным содержанием льда (терминология авторов [19]); кроме того, ширина ледника уменьшилась. В работе [25], посвящённой извержению Ключевского вулкана в 1994 г., левый поток ледника Эрмана показан как «Чёрный ледник», а правый – как собственно ледник Эрмана. Причём эти потоки показаны объединяющимися в единый язык ниже 2000 м. В последних работах [26, 27] приводится схема ледников, основанная на данных топографической карты 1976 г., с добавлением четырёх ледников на склонах юго-восточного сектора Ключевского вулкана. На этой схеме ледник Эрмана образован в результате слияния потока льда с вулкана Плоская Дальняя и поля льда

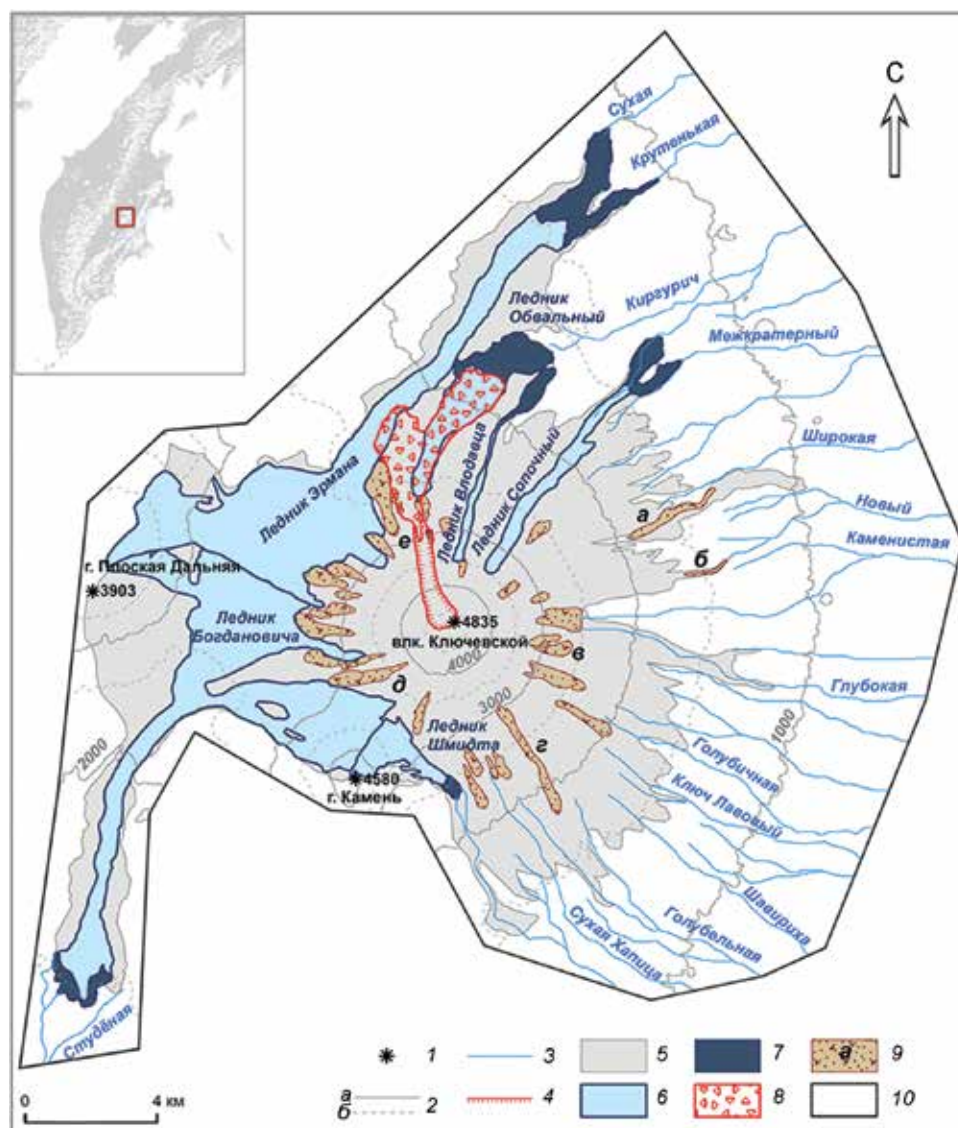


Рис. 1. Схема ледников Ключевского вулкана:

1 – вулканы; 2 – горизонталы: а – основные (через 1000 м), б – дополнительные (через 500 м); 3 – реки; 4 – Крестовский жёлоб; 5 – гляциально-перигляциальная зона; 6 – активные ледники; 7 – увеличение площади ледников в XX–XXI вв. (см. пояснения в тексте); 8 – вулканогенно-обваловые отложения 1945 г.; 9 – обломочно-ледяные массивы («блуждающие ледники»); а – северный массив ледника Келля, б – южный массив ледника Келля, в – восточный массив в области питания бывшего ледника Пийпа, г – ледник Иванова [6], д – юго-западный массив в области питания ледника Богдановича, е – ледник Логина [6]; 10 – граница исследования

Fig. 1. Sketch map of glaciers on the Kluchevskoy volcano:

1 – volcanoes; 2 – contour lines: а – major lines (space between 1000 m); б – additional (space between 500 m); 3 – rivers; 4 – Krestovsky trough; 5 – glacial and periglacial zone; 6 – active glaciers; 7 – increase of area of glaciers in XX–XXI centuries (please see the description in the text); 8 – rock avalanche deposits and lava of the 1945 eruption; 9 – rock-ice massifs («wandering glaciers»); а – north part of Kell Glacier, б – south massif of Kell Glacier, в – east massif in the supply zone of former Piip Glacier, г – Ivanov Glacier [6], д – south-west massif in the supply zone of Bogdanovich Glacier, е – Loginov Glacier [6]; 10 – border of research area

на водоразделе с ледником Богдановича, а также потоков льда, стекающих с северо-западного и северо-восточного склонов вулкана с высоты 3000–3150 м. В результате ширина языка ледника Эрман превысила 3 км. В работе [22] на схеме зон

затопления лахарами активный поток ледника Эрман показан окаймлённым пассивными льдами.

На основе изучения предыдущих схем оледенения и новых данных о динамике ледников, полученных в результате дешифрирования раз-

новременных аэрофотоснимков и космических снимков, авторами была составлена схема ледников, учитывающая современное их состояние и состояние в XX в. На рис. 1 показано увеличение площади ледников в XX–XXI вв. В эти контуры не включены пассивные льды – участки, на которых движение льда прекратилось, но может возобновляться по разным причинам (давление наступающего на массив ледника, оползневые пластические деформации, сейсмичность и пр.). Пассивные льды представлены частью гляциально-перигляциальной зоны, в которую входят также остатки ледников Келля и Пийпа и других бывших ледников, а также моренные отложения.

Общий прирост площади наступивших ледников с учётом участков пассивных льдов, которые в начале периода наступания были активными, составил: Эрмана – 4,7 км², Обвальный – 2,1 км², Влодавца – 1,0 км², Сопочный – 1,4 км² за период 1949–2016 гг.; Богдановича – 1,13 км² за 1975–2016 гг.; Шмидта – 0,27 км² за 2007–2016 гг. По сравнению с другими схемами оледенения на основе изучения морфологии и динамики участка вулканогенно-обвальных отложений извержения 1945 г. (рис. 2) авторами изменены границы ледника Эрмана из-за выделения в самостоятельный ледник потока, ранее считавшегося правым притоком ледника Эрмана.

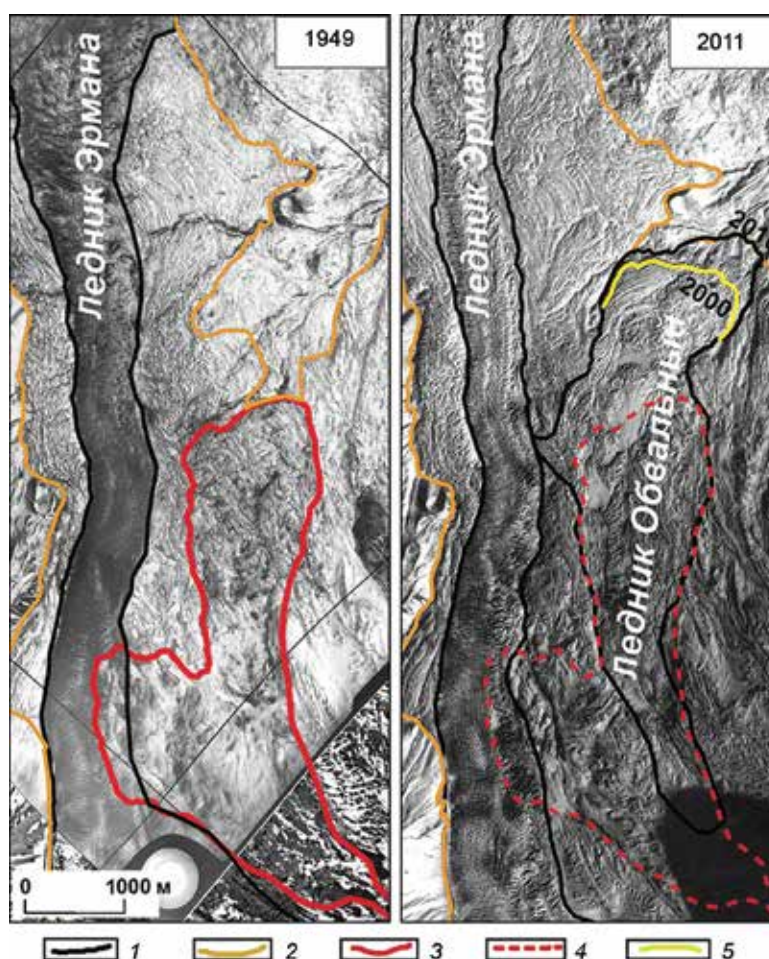


Рис. 2. Динамика участка вулканогенно-обвальных отложений 1945 г. и ледника Обвальный.

1949 г. – аэрофотоснимок; 2011 г. – космический снимок SPOT 5. 1 – активные ледники; 2 – пассивные льды; 3 – вулканогенно-обвальные отложения 1945 г.; 4 – границы вулканогенно-обвальных отложений 1945 г. на снимке 2011 г.; 5 – окончание ледника Обвальный в 2000 г.

Fig. 2. Dynamics of terrain of rock avalanche deposits 1945 and Obvalny Glacier.

1949 – aerial image; 2011 – SPOT 5 satellite image. 1 – active glaciers; 2 – passive ice; 3 – rock avalanche deposits and lava of the 1945 eruption; 4 – borders of the rock avalanche deposits and lava of the 1945 eruption on the 2011 year picture; 5 – end of Obvalny Glacier in 2000

Таблица 2. Параметры ледников района Ключевского вулкана

Название ледника и номер по Каталогу [13]	Источник	Длина, км	Площадь (с пассивными льдами), км ²	Абсолютная высота окончания, м
Эрмана, № 165	[22]	9,0	15,0	1500
	[13]	16,5	34,2	1360
	[6]	21,0	45,1	1115
	2016	21,5	30,3 (40,5)	1000
Обвальный	2016	6,5	6,0	1560
Влодавца, № 166	[13]	5,8	5,0	1960
	[6]	6,4	3,1	1600
	2016	6,7	1,5	1620
Сопочный, № 167	[22]	5,0	3,0	1200
	[13]	7,5	6,0	1440
	[6]	8,0	4,6	1450
	2016	8,9	4,1	1200
Шмидта, № 172	[22]	4,0	2,4	1600
	[13]	6,3	3,4	1850
	[6]	7,8	5,7	1480
	2016	4,3	2,8	2260
Богдановича, № 158	[22]	6,0	10,0	1600
	[13]	17,1	37,8	1625
	[6]	16,0	44,7	1550
	2016	16,7	27,6 (41,4)	1440

На рис. 2 (аэрофотоснимок 1949 г.) показаны выявленные по особенностям мезорельефа контуры вулканогенно-обвальных отложений извержения 1945 г., занимающие площадь около 7 км² и имеющие форму раздвоенного языка. Правый язык отложений 1945 г., представлявший собой образования пирокластических потоков и обвалов («горячих лавин» по Б.И. Пийпу [13]), накрыл мощным чехлом существовавший на этом месте ледник. Погребённый ледник, названный авторами Обвальным, стал активно наступать в 1970-х годах, сменяя расположенные перед ним пассивные льды. На рис. 2 (фрагмент 2011 г.) показаны границы ледника в 2000 и 2016 гг. Наибольшее увеличение площади ледника Обвального произошло в 1975–2000 гг. – 1,69 км². Ледник Обвальным отделён от ледника Эрмана массивом (предположительно лавы латеральных извержений 1930-х годов), свободным ото льда и сохранившимся без изменений более 60 лет. Это подтверждает отсутствие связи ледника Обвального с ледником Эрмана. Левый язык отложений 1945 г., внедрившийся в тело ледника Эрмана и растопивший его на участке площадью более 0,5 км², отличается слабыми изменениями. На основании этого сделан вывод, что здесь аккумуляровались преимущественно лавовые потоки, стекавшие по Крестовскому жёлобу. Сведения о параметрах ледников приведены в табл. 2.

На схеме оледенения (см. рис. 1) показаны обломочно-ледяные массивы, для которых за период 1975–2016 гг. выявлены наступания. Для этих объектов подходит термин, предложенный С.А. Конради и С.В. Калесником [28], – «блуждающие ледники» – ледники вулканических сопков, не имеющие постоянных каналов стока и меняющие своё расположение и размеры в результате извержений. Языкообразная и каплевидная формы блуждающих ледников схожи с каменными глетчерами. Всего как блуждающие ледники идентифицировано более 30 объектов. Наибольшие темпы наступания установлены для блуждающего ледника, обозначенного на схеме буквой «в» (см. рис. 1). За период 2002–2016 гг. наступание составило более 740 м (55 м/год). Площадь увеличилась со 150 до 415 тыс. м².

На юго-западном склоне Ключевского вулкана обнаружено наступание блуждающего ледника «д», которое за 2007–2013 гг. составило 120–125 м (20 м/год). После излияния лавы на поверхность этого обломочно-ледяного массива в октябре 2013 г. [29] наступание его прекратилось, о чём свидетельствует космический снимок 2016 г. В настоящее время продолжается процесс формирования блуждающих ледников на юго-западном склоне вулкана к востоку от блуждающего ледника «д». Движение обломочно-ледяных масс происходит на абсолютных вы-

сотах менее 4200–4400 м. Наступание одного из новых языков составило за 2012–2016 гг. 200 м (около 60 м/год).

Наступание ледника Эрмана

Первые сведения о наступании ледника Эрмана приведены в работе Б.И. Пийпа [13], согласно которым ледник Эрмана с 1945 по 1951 г. продвинулся на 300 м — в среднем 50 м/год. Дальнейшая динамика ледника показана на рис. 3. Темпы наступания почти не изменились. Прирост ледника Эрмана за 1949–2016 гг. составил 3,3 км (в среднем 49,7 м/год). В процессе наступания ледника после 1945 г. боковые участки ледника прекратили движение и превратились в пассивные льды. Ширина таких береговых массивов из пассивных льдов достигает 500 м. Наступание ледника Эрмана в долинах рек Сухая и Крутенькая в настоящее время заметно отличается по темпам. С 2011 г. левый язык ледника в долине р. Сухая резко замедлил наступание. За последние пять лет наступание составило около 35 м (рис. 4, а).

На космическом снимке 2011 г. на поверхности ледника обнаружен фронт активизации, который отстоял от конца языка на расстоянии 200 м. С 2011 по 2012 г. фронт активизации продвинулся на 75–80 м. С 2014 по 2015 г. он сместился к право-

му склону долины и затем растёкся на всю ширину окончания языка ледника. В феврале 2016 г. на подходе к концу языка ледника уже наметился следующий фронт активизации. При этом значительно увеличилась ширина окончания языка ледника и его толщина за счёт натекания на неподвижную часть нового слоя льда. В долине р. Крутенькая правый язык ледника Эрмана в 2011–2012 гг. замедлил своё наступание. Оно составило менее 20 м (см. рис. 4, б; табл. 3). Вместе с определением параметров наступания конца языка ледника Эрмана исследовалась динамика его поверхности.

При детальном дешифрировании снимков распознавались одни и те же характерные точки на поверхности ледника на космических снимках разных лет (точки 1–3 на рис. 4, б; см. табл. 3). Измерение величины их смещения за периоды от 1 до 3–4-х лет позволило выявить высокие скорости движения поверхности ледника в долине р. Крутенькая (105–150 м/год), которые превышают в 2–3 раза среднюю скорость наступания языка ледника (в среднем 54 м/год) и сохраняются вплоть до конца языка. На основании этих данных можно сделать вывод, что продвинувшийся вперёд в узком ущелье язык ледника теряет скорость движения в результате значительного бокового трения из-за многочисленных поперечных выступов. При этом верхний слой льда стекает по нижнему приторможенному слою, затем выходит

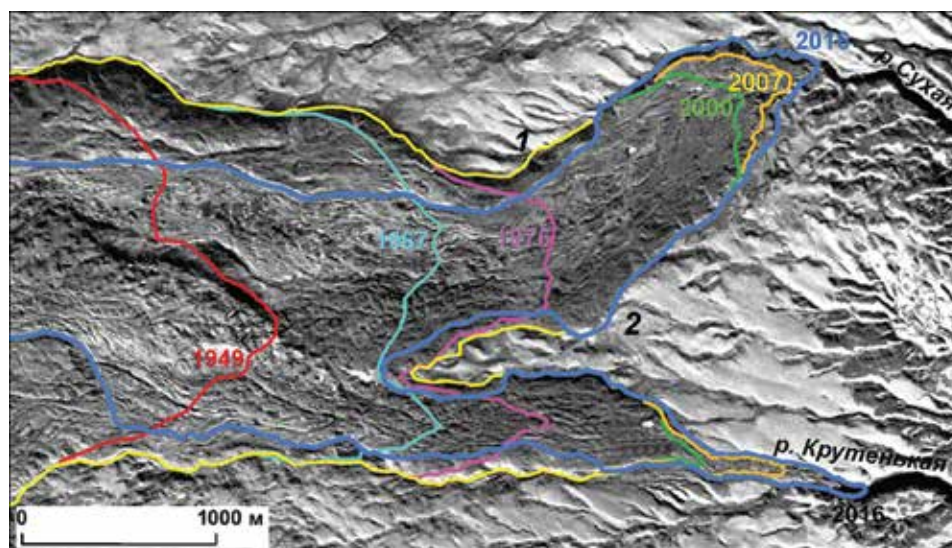


Рис. 3. Изменение границ ледника Эрмана за 1949–2016 гг.

Границы: 1 – пассивные льды; 2 – активный ледник; основа – космический снимок Канопус-В1 2014 г.

Fig. 3. Changes of borders of Erman Glacier in 1949–2016.

Borders: 1 – passive ices; 2 – active glacier; background – Canopus-B1 satellite image, 2014

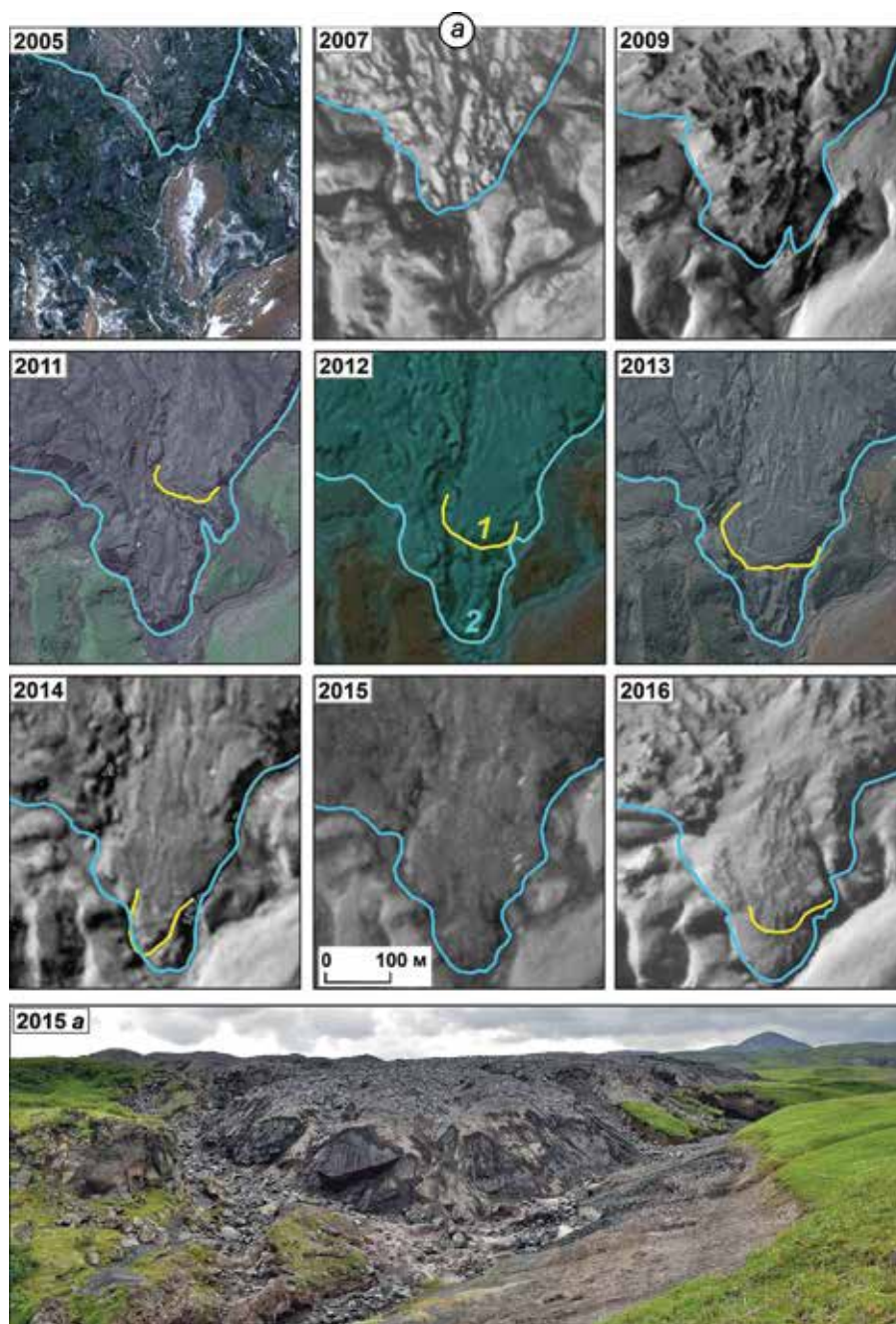


Рис. 4. Динамика левого и правого языков ледника Эрмана.

a – изменения ледника Эрмана в долине р. Сухая в 2005–2016 гг. на космических снимках: 2005 – QuickBird; 2007 и 2009 – Ресурс ДК-1; 2011 – WorldView-2; 2012 – SPOT 6; 2013 – WorldView-2; 2014–2016 – Канопус-В1; 2015 *a* – наземное фото А.Я. Муравьёва (конец ледника Эрмана в августе 2015 г.). 1 – фронт активизации ледника; 2 – граница ледника;
б – изменения ледника Эрмана в долине р. Крутевская в 2002–2016 гг. на космических снимках: 2007 – Ресурс ДК-1 (дополнительно показан контур ледника в 2002 г.); 2011 – WorldView-2; 2012 – SPOT 6; 2013 – WorldView-2; 2014 и 2016 – Канопус-В1. Цветными точками и цифрами (1–3) показано положение характерных элементов поверхности ледника в разные годы

Fig. 4. Dynamics of left and right snouts of Erman Glacier.

a – Changes of Erman Glacier in Sukhaya River valley in 2005–2016 on satellite images: 2005 – QuickBird; 2007 and 2009 – Resurs-DK; 2011 – WorldView-2; 2012 – SPOT 6; 2013 – WorldView-2; 2014 and 2016 – Canopus-B1, and 2016; 2015 *a* – ground photo of snout of Erman Glacier in August 2015 (photo by A.Y. Muravyov). 1 – frontier of activation of glacier; 2 – border of glacier.

б – Changes of Erman Glacier in Krutenkaya River valley in 2002–2016 on satellite images: 2007 – Resurs-DK (contour of glacier in 2002 – additional line); 2011 – WorldView-2; 2012 – SPOT 6; 2013 – WorldView-2; 2014 and 2016 – Canopus-B1. Colored dots and numerals (1–3) show the position of the notable points on the surface of glacier in different years

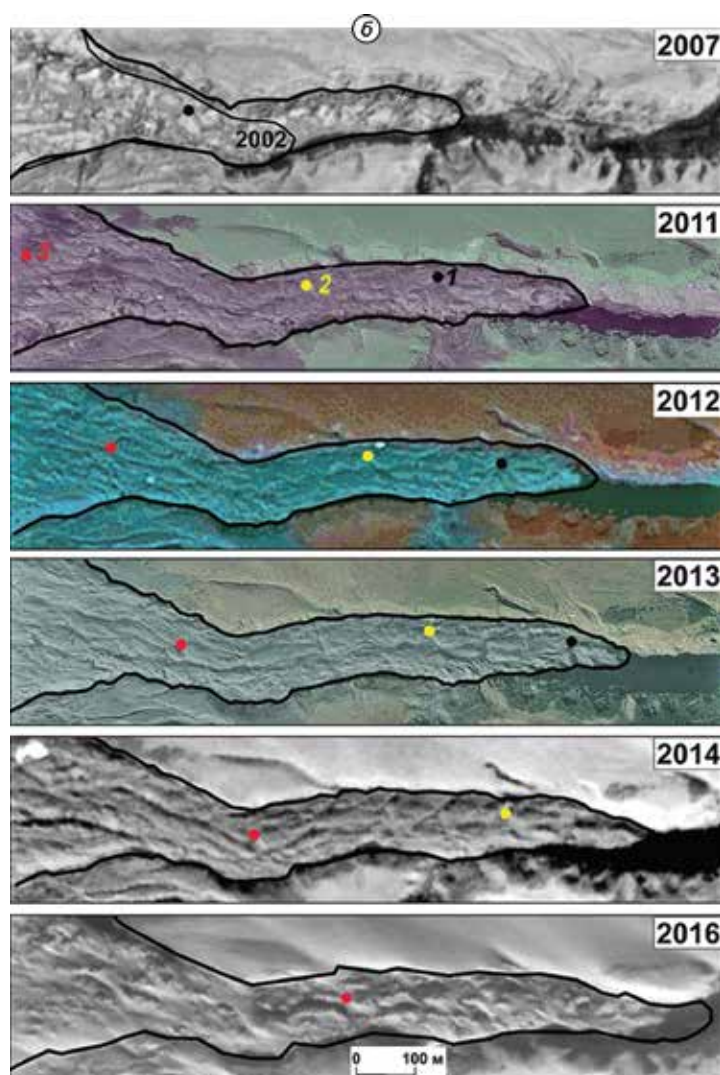


Таблица 3. Динамика языка ледника Эрмана в долине р. Крутенькая в 2002–2016 гг.*

Временной интервал, годы	Смещение точек на поверхности ледника, м			Наступание ледника, м
	1	2	3	
2007–2011	435 (109 м/год)	—	—	215 (54 м/год)
2011–2012	110	105	147–150	18–20
2012–2013	115	105	125	55
2013–2014	—	125	125	40
2014–2016 (1,4 года)	—	—	160 (113 м/год)	97–100 (70 м/год)
2007–2013	656 (109 м/год)	—	—	285 (48 м/год)
2011–2014	—	340 (113 м/год)	400 (133 м/год)	115 (38 м/год)
2011–2016	—	—	560 (126 м/год)	215 (49 м/год)
2007–2016	—	—	—	425 (50 м/год)
2002–2016	—	—	—	720 (54 м/год)

*Прочерки означают отсутствие данных о величине смещения точек за указанный интервал времени.

вперёд и замедляется, становясь нижним слоем. Такой процесс натекания верхнего слоя ледника на фронтальный участок протекает непрерывно и имеет импульсный характер. Скорость наступа-

ния ледника при этом то увеличивается, то уменьшается. В настоящее время, согласно результатам дешифрирования космического снимка 2016 г., наступание ледника Эрмана продолжается.

Наступание ледника Богдановича

В работе [19] приводятся сведения о том, что ледник Богдановича последние 50 лет деградирует. Его состояние усугубилось после латеральных извержений 1937–1938 и 1974 гг., а также терминального извержения 1984–1987 гг. в области питания. Однако конкретных данных об изменении состояния ледника не приводится. Длина ледника по сравнению с Каталогом [24] показана меньше на 1,1 км, а площадь – больше на 6,9 км². На рис. 5 отражена динамика ледника Богдановича в 1975–2016 гг. Окончание ледника в 1975 г. чётко выделяется морфологически и имеет свежий облик. Но это не активный лёд, а неподвижные льды – застывшие предыдущие фронты активизации.

Ниже границы ледника 1975 г. находилась узкая кайма более старых пассивных льдов, пропиленных водой и разделённых таким образом на блоки. Выше границы ледника 1975 г. отчётливо виден фронт активизации, который в дальнейшем смещался главным образом в юго-западном направлении. За 1975–2002 гг. он продвинулся на 500 м. К началу XXI в. активный лёд достиг гра-

ницы неподвижных льдов и стал сдвигать блоки и выдавливать их – началось наступание ледника Богдановича. Пришли в движение и старые пассивные льды. При этом из-за неоднородности массива пассивных льдов активные массы льда на отдельных участках обтекали пассивные льды, а на других – выдавливали их вниз и в стороны, частично сминая. Со временем наступающая масса ледника Богдановича становилась более однородной и двигалась единым фронтом. Прирост площади ледника в 2013–2016 гг. составил 38 тыс. м². На общем фоне фронта наступания шириной более 2 км выделяется узкий наступающий язык (ширина 120 м), который оканчивается на высоте около 1440–1430 м и отстоит от границы ледника в 1975 г. на расстоянии 730 м. Участок же, который был в 1975 г. концом языка ледника, продвинулся к 2016 г. на 180 м и находится на высоте около 1480 м. Оба этих участка показаны на фото Ю.В. Демьянчука (см. рис. 5, 2014). Активный поток льда ледника Богдановича на расстоянии 4,5 км от западного окончания ледника движется последние четыре года со скоростью 50 м/год, а в 600 м от конца – со скоростью 20 м/год. В преде-

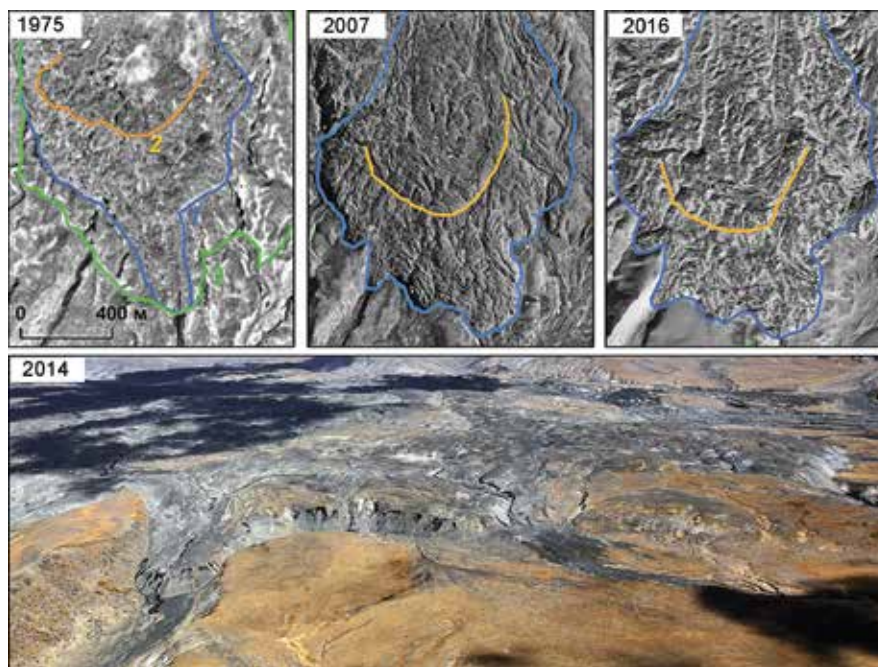


Рис. 5. Динамика ледника Богдановича за 1975–2016 гг. на космических снимках:

1975 – КН-9 Hexagon; 2007 – Ресурс ДК-1; 2016 – Канопус-В1; 2014 – вертолётный снимок Ю.В. Демьянчука. 1 – граница ледника; 2 – граница старых пассивных льдов в 1975 г.; 3 – положение фронта активизации

Fig. 5. Dynamics of Bogdanovich Glacier in 1975–2016 on satellite images:

1975 – KH-9 Hexagon; 2007 – Resurs-DK; 2016 – Canopus-B1; 2014 – helicopter image by Y. Demyanchuk. 1 – border of glacier; 2 – frontier of activation; 3 – border of old stagnant ice in 1975

лах узкого наступающего языка ледника скорость движения поверхности равна 16–18 м/год, что немногим больше скорости наступания ледника 14–15 м/год. На основе этих данных можно сделать вывод, что в ближайшее время наступание ледника Богдановича продолжится.

Наступание ледника Шмидта

На топографической карте 1976 г. ледник Шмидта показан длинным узким потоком, оканчивающимся на высоте 1480 м. Ещё ниже до высоты 1360 м расположен массив пассивных льдов шириной до 700 м, прорезанный потоками рек Чернова и Сухая Хапица. Этот массив при отсутствии связи с ледником в последние годы обнаруживает наступание со скоростью до 10 м/год, а во фронтальной части — до 12 м/год. Возможно, это связано с подрезкой массива лахарами, как это произошло и на леднике Сопочном (см. далее). На космическом снимке 22 февраля 2016 г. массив фронтальным уступом уже практически перекрыл долину р. Сухая Хапица.

В XX в. ледник Шмидта, по данным [9], наступал в течение 1978–1987 гг. по поверхности мёртвых льдов, оставшихся от предыдущего наступания. Сравнение космических снимков 1975 и 2002 гг. показало, что в 1980-х годах наступание составило около 450 м. В феврале–марте 1987 г. в результате извержения область питания ледника Шмидта частично разрушилась. В работе [19] сделано предположение, что это извержение негативно скажется на состоянии ледника. Предположение оправдалось. Ледник превратился в массив мёртвых льдов, на поверхности которого не было выявлено никакого движения в 2007–2016 гг. Кроме того, значительная часть ледникового языка в самой узкой его части была размыта лахарами и водными потоками. Хорошо сохранилась часть бывшего ледника выше 1800–1900 м. Именно по этой омертвевшей ледниковой поверхности происходит в настоящее время наступание ледника Шмидта.

В XXI в. ледник Шмидта демонстрирует феноменально высокие темпы наступания (рис. 6). С 2007 по 2012 г. его наступление составило 500 м (100 м/год), с 2012 по 2013 г. — 105–110 м. В последние годы наступание ледника Шмидта замедлилось. С 2013 по 2016 г. (2,4 года) оно равно 105 м (43 м/год). Площадь ледника за это

время возросла на 25,9 тыс. м². За 2007–2016 гг. абсолютная высота конца ледника понизилась с 2520 до 2260 м. Наступание ледника Шмидта не привело к движению мёртвых льдов.

Подвижки ледника Сопочный

При сравнении аэрофотоснимков 1949 и 1967 гг. установлена подвижка ледника Сопочный, вызванная латеральным извержением 1953 г. (прорыв Белянкина). Длина ледника при этом увеличилась на 1 км, а площадь — на 0,6 км² [14]. При прорыве Пийпа в 1966 г., по данным [16], прохождение лавового потока по долине р. Киргурич вызвало наступание ледника Сопочного. В октябре–декабре 1966 г. оно составило 15–25 м. Зимой ледник стационарировал, весной он активизировался, и в 1967 г. его наступание составило 125–130 м. К 1975 г. относительно положения в 1949 г. наступание ледника было уже более 1,7 км (левый язык) и 1,4 км (правый язык).

После 1975 г. продвижение левого языка ледника не превышало 90 м, а в последние годы (2007–2016 гг.) ледник стационарировал и фактически превратился в пассивные льды. На правом языке ледника на высоте 1400 м в период 1975–2000 гг. установлена локальная оползневая подвижка. В рельефе отчётливо просматриваются зоны отрыва и транзита площадью 0,125 км² — воронкообразная ниша шириной 250 м и ложбина шириной до 100–130 м и длиной порядка 850 м. Сползший материал откладывался в основном ниже конца ледника. Таким образом, длина ледника увеличилась на 400 м. После лахара, прошедшего, по данным [22], 14 мая 2007 г., на теле правого языка ледника Сопочный образовался врез шириной до 20–30 м. В концевой части ледника вдоль вреза произошла небольшая подвижка на площади около 15 тыс. м² с величиной смещения до 20–25 м.

Подобная подвижка оползневого характера зафиксирована на теле северного останца ледника Келля (блуждающий ледник «а» на рис. 1) в результате дешифрирования космических снимков 1975 и 2007 гг. Массив шириной до 180–200 м и протяжённостью более 1 км продвинулся по поверхности пассивного ледника Келля на расстояние более 500 м. Южный останец ледника Келля испытал воздействие лавовых потоков,

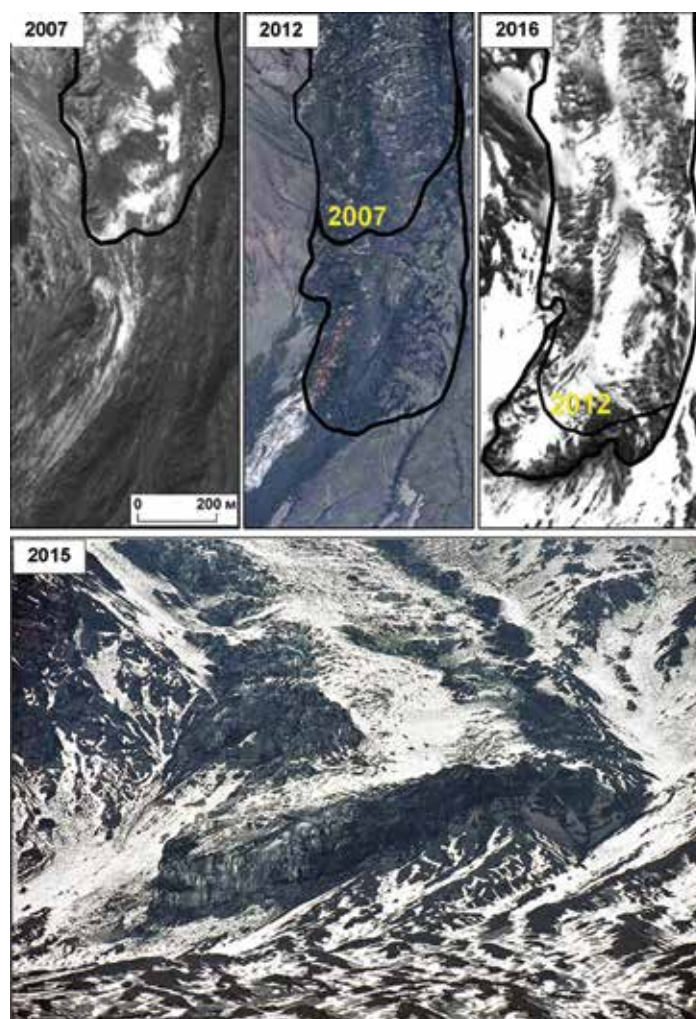


Рис. 6. Динамика ледника Шмидта в 2007–2016 гг. на космических снимках: 2007 – Ресурс ДК-1; 2012 – GeoEye-1 (показана граница ледника в 2007 г.); 2016 – Канопус-В1 (показана граница ледника в 2012 г.); 2015 – наземное фото М.Д. Докукина

Fig. 6. Dynamics of Schmidt Glacier in 2007–2016 on satellite images: 2007 – Resurs-DK; 2012 – GeoEye-1 (border of glacier in 2007); 2016 – Canopus-B1 (border of glacier in 2012); 2015 – ground photo by M.D. Dokukin

деформировавших его тело. В результате в 1975–2002 гг. произошло его наступание на расстояние около 130 м.

Наступание ледников Влодавца и Обвальный

По данным [14], в 1966 г. в результате латерального извержения (прорыв Пийпа) произошла подвижка ледника Влодавца, который продвинулся на 900 м и его площадь стала больше на 0,3 км². К 1975 г. длина ледника Влодавца, по нашим данным, увеличилась на 1,7 км. За 1975–2007 гг. ледник Влодавца наступил на

420–425 м. В дальнейшем наступание продолжилось и в движение был вовлечён массив пассивных льдов, находившийся перед фронтом ледника, который сместился на расстояние до 40 м. С присоединённым к леднику Влодавца массивом наступание за 2007–2016 гг. составило более 160 м. Ледник Обвальный за этот же период продвинулся на 200 м (около 24 м/год) и в настоящее время соприкасается с ледником Влодавца. На большей части поверхности ледника Обвальный в осевой зоне смещение точек составило 160–180 м и только в концевой части превысило 200 м, где углы наклона подстилающей поверхности превышали 20°.

О причинах наступания ледников (обсуждение результатов)

Определив основные параметры наступания ледников, авторы попытались выяснить причины этого неординарного процесса. В работе [9] с использованием данных ГМС в с. Ключи, расположенной в 31 км от вершины Ключевского вулкана, показано, что летние температуры воздуха в 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. в среднем выросли на 1 °С, а суммы твёрдых осадков в 1989–2006 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. в среднем сократились на 3,5%. Такие климатические изменения способствовали сокращению большинства ледников Камчатки, а не их наступанию.

Большинство исследователей считают основной причиной непрерывного наступания ледника Эрмана в течение длительного периода — катастрофическое склоновое вулканогенно-гравитационное явление, которое сопровождало пароксизмальное извержение Ключевского вулкана в 1945 г. Это явление получило название «вулканогляциальный оползень» [20, 21], подвижка-оползень ледника [19], обвал [30], обрушение льдонасыщенных масс [22], падение вулканических бомб и «горячие лавины» [13]. Считается, что массы изверженного материала и льда объёмом 250–300 млн м³ сошли в область питания ледника Эрмана [21, 23, 27], после чего он начал наступать. На связь наступания ледника Эрмана с последствиями извержения 1945 г. и обрушениями масс по Крестовскому жёлобу указывается в работах [9, 19].

По нашим данным, основная масса обломочного материала отложилась не на леднике Эрмана, а на соседнем с ним леднике, который спускался со склона вулкана (см. рис. 1, 2). Язык ледника Эрмана испытал воздействие пирокластических и лавовых потоков, которые внедрились в ледник на расстоянии до 250–350 м (1/3 всей ширины ледника) и расплавили его, уничтожив перед этим ледник, существовавший у подножия склона на месте современного Крестовского жёлоба и бывший притоком ледника Эрмана. Вероятно, воздействие извержения 1945 г. не могло вызвать его дальнейшее длительное (в течение 70 лет) наступание. Оно могло быть причиной наступания ледника Обвального вследствие бронирования его от абляции и возникновения дополнительной нагрузки.

Сокращение льда в области питания ледника Эрмана во время латеральных извержений 1930-х

годов, охарактеризованных в работах [13, 31], привело из-за лишения необходимой подпитки к формированию широкого поля пассивных льдов в высотной зоне 1500–1700 м, где оканчивался в то время ледник. При извержениях 1930-х годов большое количество вулканического материала поступило в область питания ледника Эрмана (плато «Малая Антарктида»), в результате чего, возможно, увеличилась абсолютная высота подлёдного ложа, изменилось положение ледораздела с ледником Богдановича и, как следствие, выросла площадь области питания. Дальнейшее восстановление области питания ледника Эрмана привело к большому накоплению льда, чем до этих извержений. Возрождённый активный поток ледника Эрмана стал наступать и продвигаться в области пассивных льдов как второй ярус, возвышаясь над ними. Это хорошо вписывается в концепцию В.Н. Виноградова [19]: «Большое мореносодержание льда, определяемое поступлением рыхлого вулканического материала, обеспечивает быстрое бронирование продвинувшегося потока льда и стационарирование его фронта на более низком уровне. При достаточно быстром восстановлении области питания происходят повторные подвижки льда, который или подпитывает язык и стимулирует его дальнейшее продвижение вниз по склону, или надстраивает новый ярус-этаж».

Подобным образом можно объяснить причину наступания ледника Шмидта как повторную подвижку ледника после разрушения части области питания в результате извержений. Стационарирование ледника Сопочный, вероятно, связано с быстрым сбросом массы льда при его подвижке. Продолжающееся наступание ледника Влодавца, по нашему мнению, происходит в результате значительного уменьшения ширины ледника в зоне транзита. Наступание ледника Богдановича следует считать восстановлением его после нескольких извержений в XX и XXI вв., значительно разрушивших область питания. Быстрые подвижки ледников, примерами которых могут быть подвижки ледников Влодавца и Сопочный, происходят в результате воздействия латеральных извержений в области концов языков и насыщения ледников талой водой, а также поступления большого количества воды на ложе ледников. Подвижкам способствуют фреатические взрывы и сейсмическая активность.

На фоне общей тенденции наступания ледников в период их восстановления после разрушения области питания возможны реакции ледни-

ков на действия других вулканических факторов, как ослабляющих темпы наступания, так и усиливающих. В работе [14] сделано предположение, что ледник Эрмана «вступил в стадию деградации» в конце 1960-х годов и указывается на наличие признаков активизации в 1972 г.

Формирование блуждающих ледников, которые создали целый пояс на склонах Ключевского вулкана, происходит непрерывно. Одни языки после сползания превращаются в пассивные льды, другие находятся в стадии наступания, как блуждающий ледник «в» на рис. 1. Область питания блуждающих ледников — верхний пояс Ключевского вулкана до высоты 4250 м, названный В.И. Влодавцем «ледниковый воротник» [12] «из перемежающихся слоёв фирнового льда и отложений мелких рыхлых вулканических продуктов». Наиболее активная зона формирования блуждающих ледников в настоящее время — юго-западный склон вулкана, где друг на друга со скоростью до 60 м/год натекают каплевидные обломочно-ледяные тела. Ранее этот пояс считался наиболее инертным и малоподвижным. Факторы формирования блуждающих ледников и их связь с верхним поясом Ключевского вулкана недостаточно изучены, что требует проведения более углублённого самостоятельного исследования.

Заключение

Проведённые исследования процесса наступания ледников в неблагоприятных для этого климатических условиях позволили оценить современное состояние крупного узла оледенения Камчатки, установить значительное разнообразие в темпах наступания ледников и ледниково-обломочных тел, количественно охарактеризовать ско-

рости движения льда в разных частях ледников, определить причины феноменального наступания ледников. Использование разновременной аэрокосмической информации (в том числе самые свежие снимки российских космических аппаратов) и ГИС-технологий их обработки показало огромные возможности и хорошие перспективы космического мониторинга ледников.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Ю.В. Демянчуку и коллективу Камчатской вулканологической станции имени Ф.Ю. Левинсона-Лессинга за помощь в проведении полевых маршрутов, в поиске литературы, в предоставлении фото- и видеоматериала, за анализ материалов; А.Я. Муравьёву (Институт географии РАН) — за аэрофотоснимки и фотоматериалы, а также обсуждение результатов. Авторы благодарят специалистов ФГБУ «НИЦ «Планета» А.А. Невского, Н.И. Абросимова и В.В. Асмуса за оперативно предоставленные космические снимки Канопус-В1. Исследования проведены в рамках темы 1.3.4.2 Плана НИОКР Росгидромета на 2014–2016 гг. и при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00768).

Acknowledgments. The authors would like to thank the collective of the F.Yu. Levinson-Lessing Kamchatkan Volcanological Station for assistance in field routes conducting, in search of the literature, providing photo and video materials and discussion of the results; Anton Muravyov (Institute of Geography, Russian Academy of Sciences IGRAS), for providing aerial photos and and photographic materials as well as the discussion of the results. The authors would also like to thank FSBI SRC «Planeta» experts, Artem Nevsky, Nikolay Abrosimov and Vasilii Asmus for prompt provision of satellite images Canopus-B1. Our Research is conducted under the theme of Roshydromet R & D Plan 2014–2016, and supported by RFBR (grant № 14-05-00768).

Литература

1. Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В. О перестройке гидрографической сети северо-восточного подножия Эльбруса // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 23–30. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-23-30.
2. Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 15–22. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-15-22.
3. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed

References

1. Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V. O perestroyke gidrograficheskoy seti severo-vostochnogo podnozhia El'brusa. On the restructuring of drainage network of the base of Mount Elbrus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 23–30. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-23-30 [In Russian].
2. Zolotaryov E.A., Kharkovets E.G. Evolyutsiya oledeneniya El'brusa posle malogo lednikovogo perioda. Development of glaciers of Mount Elbrus after the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 15–22. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-15-22 [In Russian].

- with satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2004. № 31. L21402. doi:10.1029/2004GL020816.
4. Xu J., Grumbine R.E., Shrestha A., Eriksson M., Yang X., Wang Y., Wilkes A. The melting Himalayas: cascading effects of climate change on water, biodiversity, and livelihoods // *Conservation Biology*. 2009. V. 23. Is. 3. P. 520–530.
 5. Qiu J. Tibetan glaciers shrinking rapidly. *Nature News*. 2012. doi:10.1038/nature.2012.
 6. Vilímek V., Zapata M., Klimeš J., Patzelt Z., Santillán N. Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru // *Landslides*. 2005. V. 2. P. 107–115. doi: 10.1007/s10346-005-0052-6.
 7. Электронный ресурс: Williams R.S. Jr., Ferrigno J.G. (eds.) *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – North America*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J. Washington D.C., USA: United States Government Printing Office. <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386j/>
 8. Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society*. Berkeley: Univ. of California Press, 2008. 296 p.
 9. 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.
 10. Маневич Т.М., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б. Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 14–26. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-14-26.
 11. Конради С.А., Кель Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // *Изв. РГО*. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
 12. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // *Тр. Камчатской вулканологической станции*. 1940. Вып. 1. 124 с.
 13. Пийп Б.И. Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // *Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР*. 1956. Вып. 11. 307 с.
 14. Виноградов В.Н. Подвижки ледников на Ключевской группе вулканов Камчатки // *МГИ*. 1974. Вып. 24. С. 137–140.
 15. Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма Камчатки. М.: Наука, 1975. 103 с.
 16. Виноградов В.Н. Вулканизм и оледенение // *Гляциологические исследования*. 1985. № 27. С. 7–25.
 17. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки // *МГИ*. 1982. Вып. 42. С. 164–170.
 18. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Взаимодействие лавы и льда на Ключевском вулкане при извержении 1983 г. // *Вулканология и сейсмология*. 1985. № 1. С. 29–46.
 19. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма // *МГИ*. 1989. Вып. 66. С. 93–99.
 20. Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н. Прогнозная оценка динамики ледниковых масс в вулкане
 3. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeblerli W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys Research Letters*. 2004, 31: L21402. doi:10.1029/2004GL020816.
 4. Xu J., Grumbine R., Shrestha A., Eriksson M., Yang X., Wang Y., Wilkes A. The melting Himalayas: cascading effects of climate change on water, biodiversity, and livelihoods. *Conservation Biology*. 2009, 23 (3): 520–530.
 5. Qiu J. Tibetan glaciers shrinking rapidly. *Nature News*. 2012. doi:10.1038/nature.2012.
 6. Vilímek V., Zapata M., Klimeš J., Patzelt Z., Santillán N. Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides*. 2005, 2: 107–115. doi: 10.1007/s10346-005-0052-6.
 7. Williams R.S. Jr., Ferrigno J.G. (eds.) *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – North America*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J. Washington D.C., USA: United States Government Printing Office. <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386j/>
 8. Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society*. Berkeley: Univ of California Press. 2008: 296 p.
 9. 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 regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press. 2015: 288 p. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-14-26 [In Russian].
 10. Manevich T.M., Murav'ev Y.D., Samoilenko S.B. Glaciers of the Avachinskaya volcano group: current condition (state). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 14–26. [In Russian].
 11. Konradi S.A., Kell N.G. *Geologicheskii otdel Kamchatskoy ekspeditsii 1908–1911 gg.* Geological division of Kamchatka expedition in 1908–1911. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Herald of the Russian Geographical Society. 1925, 57 (1): 3–32. [In Russian].
 12. Vlodavets V.I. *Klyuchevskaya gruppa vulkanov*. Klyuchevskaya volcano group // *Trudy Kamchatskoy vulkanologicheskoy stantsii*. Proc. of the Kamchatka volcanological station. 1940, 1: 124 p. [In Russian].
 13. Piip B.I. *Klyuchevskaya sopka i eyo izverzheniya v 1944–1945 gg. i v proshlom*. Klyuchevskaya Sopka and its eruptions in 1944–1945 and in the past. *Trudy Laboratorii vulkanologii AN SSSR*. Proc. of the Laboratory of Volcanology, USSR Academy of Sciences. 1956, 11: 307. [In Russian].
 14. Vinogradov V.N. *Podvizhki lednikov na Klyuchevskoe gruppe vulkanov Kamchatki*. Surges of glaciers at Klyuchevskaya volcano group. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1974, 24: 137–140. [In Russian].
 15. Vinogradov V.N. *Sovremennoe oledenenie rayonov aktivnogo vulkanizma Kamchatki*. Modern glaciation of active volcanism areas in Kamchatka. Moscow: Nauka, 1975: 103 p. [In Russian].
 16. Vinogradov V.N. *Vulkanizm i oledenenie*. Volcanism and glaciation. *Glyaciologicheskie issledovaniya*. Glaciological Studies. 1985, 27: 7–25. [In Russian].
 17. Vinogradov V.N., Murav'ev Ya.D. *Izmenchivost' sovremennykh lednikov vulkanicheskikh rayonov Kamchatki*. Variability of modern glaciers in volcanic areas of Kamchatka. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 42: 164–170. [In Russian].
 18. Vinogradov V.N., Murav'ev Ya.D. *Vzaimodeystvie lavy i l'da na Klyuchevskom vulkane pri izverzhenii 1983 g.* Lava and ice interaction at the Klyuchevskoy volcano during the 1983 eruption. *Vulkanologiya i seysmologiya*. Journ. of Volcanology and Seismology. 1985, 1: 29–46. [In Russian].
 19. Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Peculiarities of the development of glaciers in conditions of the active volcanism. *Mate-*

- нотектонических желобах Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 43–53.
21. Муравьев Я.Д., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б. Ледниковые подвижки в районах активного вулканизма (Камчатка) // Тез. XV Гляциол. симпозиума. Казань, 2010. С. 23.
 22. Муравьев Я.Д., Клименко Е.С. Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке лахароопасности (на примере Камчатки) // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 32–42. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-32-42.
 23. Электронный ресурс: Муравьев Я.Д., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б. Особенности динамики ледяных массивов на действующих вулканах, Камчатка // 7th Biennial Workshop on Japan–Kamchatka–Alaska Subduction Processes: Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science. JKASP 2011. Petropavlovsk-Kamchatsky. Russia. August 25–30. 2011. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS. P. 93. http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/jkasp_2011/abstr/abs42.pdf
 24. Каталог ледников СССР. Т. 20. Камчатка. Ч. 2–4. Бассейны рек Тихого океана (Охотское и Берингово моря). Л.: Гидрометеиздат. 1968. 76 с.
 25. Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А., Двигало В.Н., Демянчук Ю.В., Иванов В.В., Белоусов А.Б., Фирстов П.П., Гаврилов В.А., Яшук В.В., Округина А.М. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3–16.
 26. Kuksina L., Klimenko E., Muraviev Ya. Lahar danger of Kliuchevskoy volcano massif (Kamchatka) // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science (JKASP 2011). August 25–30, 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS. P. 89–90.
 27. Электронный ресурс: Осипова Г.Б. Эрмана (ледник). Научно-популярная энциклопедия «Вода России». [http://water-rf.ru/Водные_объекты/938/Эрмана_\(ледник\)](http://water-rf.ru/Водные_объекты/938/Эрмана_(ледник))
 28. Калесник С.В. Горные ледниковые районы СССР. Л.-М.: Гидрометеиздат, 1937. 182 с.
 29. Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Демянчук Ю.В. Извержения вулкана Ключевской в 2012–2013 гг. // Материалы ежегодной конф., посвящ. Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: изд. ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 46–52.
 30. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Крупные современные обвалы на конусе вулкана Ключевской (по результатам ревизии последствий событий 1944–1945 и 1984–1985 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 1. С. 3–17.
 31. Меняйлов А.А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. // Тр. лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. М.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 4. С. 3–91.
 32. Материалы Гляциологических Исследований. Data of Glaciological Studies 1989, 66: 93–99. [In Russian].
 20. Murav'ev Y.D., Salamatina A.N. Prognostnaya otsenka dinamiki lednikovyykh mass v vulkanotektonicheskikh zhelobakh Klyuchevskogo vulkana. Forecast assessment of glacier masses in volcano-tectonic troughs of Klyuchevskoy volcano. Journ. of Volcanology and Seismology. 1993, 4: 43–53. [In Russian].
 21. Murav'ev Y.D., Murav'ev A.Y., Osipova G.B. Lednikovye podvizhki v rayonakh aktivnogo vulkanizma (Kamchatka). Glacier surges in the areas of active volcanism (Kamchatka). Tezisy XV Glyatsiologicheskogo simpoziuma. Abstracts of XV Glaciological Symposium. Kazan'. 2010: 23. [In Russian].
 22. Muraviev Y.D., Klimenko E.S. Volcanic-glacial interactions: GIS applications to the assessment of lahar hazards (case study of Kamchatka). Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 4 (128): 32–42. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-32-42 [In Russian]
 23. Murav'ev Y.D., Murav'ev A.YA., Osipova G.B. Features of dynamics of ice files on active volcanoes, Kamchatka. 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science. JKASP 2011. Petropavlovsk-Kamchatsky. Russia. August 25–30. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS. 2011: 93. http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/jkasp_2011/abstr/abs42.pdf
 24. Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 20. Kamchatka. P. 2–4. Basseyny rek Tikhogo okeana (Okhotskoe i Beringovo morya). Pacific Basin Rivers (Sea of Okhotsk and Bering Sea). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1968. 76 p. [In Russian].
 25. Ozerov A.Y., Karpov G.A., Drozdin V.A., Dvigalo V.N., Demyanchuk Y.V., Ivanov V.V., Belousov A.B., Firsov P.P., Gavrilov V.A., Yashuk V.V., Okrugina A.M. Dinamika izverzheniya Klyuchevskogo vulkana 7 sentyabrya – 2 oktyabrya 1994 g. (Kamchatka). Dynamics of Klyuchevskoy volcano eruption 7 September – 2 October 1994. Journ. of Volcanology and Seismology. 1996, 5: 3–16. [In Russian].
 26. Kuksina L., Klimenko E., Muraviev Ya. Lahar danger of Kliuchevskoy volcano massif (Kamchatka). 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake, and Tsunami Science (JKASP 2011). August 25–30, 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2011: 89–90.
 27. Osipova G.B. Ermana (lednik). Erman (glacier). Nauchno-populyarnaya entsiklopediya «Voda Rossii». Scientific and popular encyclopedia on Water of Russia. [http://water-rf.ru/Водные_объекты/938/Эрмана_\(ледник\)](http://water-rf.ru/Водные_объекты/938/Эрмана_(ледник)) [In Russian].
 28. Kalesnik S.V. Gornye lednikovye rajony SSSR. Mountain glaciated regions of the USSR. Leningrad–Moscow: Gidrometeoizdat, 1937. 182 p. [In Russian].
 29. Girina O.A., Manevich A.G., Mel'nikov D.V., Nuzhdaev A.A., Demyanchuk YU.V. Izverzheniya vulkana Klyuchevskoj v 2012–2013 gg. Eruptions of Klyuchevskoy volcano in 2012–2013. Materialy ezhegodnoy konferentsii, posvyashchyonnoy Dnyu vulkanologa «Vulkanizm i svyazannye s nim protsessy». Proc. of annual conf. on «Volcanism and related phenomena» dedicated to the Volcanologist Day. Petropavlovsk-Kamchatsky: IViS DVO RAN. 2014: 46–52. [In Russian].
 30. Dvigalo V.N., Melekestsev I.V. Krupnye sovremennyye obvaly na konuse vulkana Klyuchevskoy (po rezul'tatam revizii posledstviy sobytiy 1944–1945 i 1984–1985 gg.) Large modern. Vulkanologiya i seismologiya. Journ. of Volcanology and Seismology. 2000, 1: 3–17. [In Russian].
 31. Menyailov A.A. Dinamika i mekhanizm izverzheniy Klyuchevskogo vulkana v 1937–1938 gg. Dynamics and mechanism of Klyuchevskoy volcano eruptions in 1937–1938. Trudy laboratorii vulkanologii i Kamchatskoy vulkanologicheskoy stantsii. Proc. of the Laboratory of Volcanology and Kamchatka Volcanological Station. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1947, 4: 3–91. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.42

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-25-33

Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным

© 2017 г. Т.Б. Титкова*, В.В. Виноградова

Институт географии РАН, Москва, Россия

*titkova@yandex.ru

Snow occurrence time on the Russia's territory in the early 21st century (from satellite data)

T.B. Titkova*, V.V. Vinogradova

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

*titkova@yandex.ru

Received April 8, 2016

Accepted October 12, 2016

Keywords: *climatic parameters, MODIS, snow cover, snow coverage.*

Summary

Time of the snow cover appearance, existence and disappearance on the Russia's territory in the early 21st century (2000–2015) was corrected using the MODIS/Terra satellite data (the 8-day discreteness, and the 0.5×0.5° resolution). The satellite data errors were estimated from data of the ground stations observations. The errors were found to be maximal in autumn and minimal in spring. The relationship between the snow cover characteristics and the climate ones was investigated using data obtained at the ground-based stations together with correlation between dates of snow appearance and loss and the climate parameters. The dependences obtained were tested by means of correlation and regression analysis over the longitudinal sectors. Significant coefficients of correlation (the Student criterion of probability was equal to 0.95) were found between time of the snow cover presence and dates of the temperature drop below 0 °C and the amount of days with negative temperatures. Changes in the climate characteristics result in that due to decreasing of the solid precipitation in winter time the snow presence duration becomes shorter over the European part of Russia and in the Western Siberia. The shortening in the Middle Siberia is caused by the spring warming. Durations of the snow occurrence in the Far East area are different. On the Chukotka peninsula the duration is longer because of the autumn fall in temperature while in the Kamchatka region the snow occurrence time is shorter due to significant decrease of a period with negative temperatures in both the autumn and spring seasons.

Поступила 8 апреля 2016 г.

Принята к печати 12 октября 2016 г.

Ключевые слова: *климатические показатели, MODIS, продолжительность залегания снега, снежный покров.*

Оценена погрешность определения параметров снежного покрова в осенний и весенний периоды по спутниковым данным MODIS путём сравнения с материалами наземных наблюдений. По данным MODIS уточнены сроки установления и схода снежного покрова, а также продолжительность его залегания в 2000–2015 гг.; приведены карты этих характеристик. Отслежены тренды характеристик залегания снежного покрова на территории России в разных долготных секторах.

Введение

В условиях быстрых климатических изменений последних десятилетий снежный покров рассматривается как один из наиболее чувствительных индикаторов изменения окружающей среды. Климатические тренды, в том числе холодного периода, за последние десятилетия

представлены в ряде работ, исследующих изменение характеристик снежного покрова [1–7]. В Северном полушарии с 1980-х годов из-за эффекта глобального потепления площадь снежного покрова уменьшилась, особенно в переходные сезоны [1, 8, 9]. Установление снежного покрова смещается на $1,3 \pm 4,9$ дня за десятилетие, а дата схода снежного покрова — на $2,6 \pm 5,6$ дня. Сдвиг

сроков залегания снежного покрова коррелирует с положительной аномалией температуры с чувствительностью $-0,077\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие [9]. Однако изменения снежного покрова в зимний период значительно варьируют от одного региона к другому. Как показывают модельные расчёты, непредсказуемость реакции снега во многом обусловлена неопределённостью региональных и локальных тенденций осадков, внутренняя изменчивость которых может влиять на величину и направление изменений накопления снега на местном уровне [10]. В работе [8] на территории России отмечается увеличение максимальных снегозапасов в Западной Сибири, на о. Сахалин, в восточных районах Европейской части России. Однако в лесной зоне Европейской части России максимальные снегозапасы уменьшаются.

Перспективность применения данных дистанционного зондирования снежного покрова не оставляет сомнения и связана прежде всего с их широким пространственным охватом и высоким разрешением, хотя при этом остаётся достаточно много и нерешённых проблем. Привлечение спутниковых данных позволяет намного качественнее и с лучшим разрешением отслеживать динамику снежного покрова на труднодоступных территориях и в местах, где нет метеостанций (ГМС). Коэффициент корреляции показателей снежного покрова с наземными данными зависит от конкретного продукта спутниковой информации. При сравнении спутниковых и наземных данных о снежном покрове прослеживаются общие тенденции. Наличие снега завывает в осенний период и несколько занижается в весенний [11, 12].

Цель настоящей работы — определить сроки установления, продолжительности и схода снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным MODIS. Анализируются также точность используемого спутникового продукта по сравнению с наземными наблюдениями и связь характеристик снежного покрова с климатическими показателями в холодный период.

Данные и методы

В работе использованы спутниковые данные MODIS/Terra за восьмидневный период, показывающие долю покрытия снежным покровом ячейки 5×5 км. Это продукт модели MODIS/

Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 0.05Deg CMG (MOD10C2) версия 5 за 2000–2015 гг. с пространственным разрешением $0,05 \times 0,05^{\circ}$ [<http://nsidc.org/data/MOD10C2>]. При использовании спутниковых данных встаёт вопрос об их отличии от наблюдаемых значений. Авторы модели восстановления снежного покрова предполагают среднюю ошибку восстановленных снегозапасов в пределах $\pm 25\%$ [13]. Такие ошибки в основном встречаются в осенний период. В период становления снежного покрова микроволновые датчики (SMMR, SSM/I) стабильно показывают меньшую заснеженную площадь по сравнению с данными наблюдений. Это занижение — результат того, что тонкий снежный покров (менее 5 см) не обеспечивает сигнал рассеяния достаточной силы, чтобы быть обнаруженным с помощью модельных алгоритмов. С утолщением снежного покрова соглашение между двумя типами данных улучшается [14]. В качестве порогового значения наличия снежного покрова выбрано превышение 50% покрытия ячейки снегом, чтобы соответствовать определению [6], согласно которому день со снежным покровом на ГМС отмечается, когда более половины видимой окрестности ГМС покрыто снегом. Наша задача — рассмотреть характеристики снежного покрова для всей территории России. Для исключения микро- и мезомасштабных особенностей данные были проинтерполированы на сетку $1 \times 1^{\circ}$.

Согласно наставлению гидрометеорологическим станциям и постам [15], устойчивым считается снежный покров, который лежит непрерывно в течение всей зимы или не менее месяца с перерывами не более трёх дней подряд. Для приближения к принятому правилу авторы настоящей статьи датой начала установления снежного покрова считают в среднем восьмидневный период, если наличие снега в данной ячейке прослеживалось в течение последующих трёх восьмидневных сроков, что в сумме составляет 32 дня.

Продолжительность залегания снежного покрова рассчитывалась за каждый год для периода 2000–2015 гг. как сумма дней, когда отмечался непрерывный снежный покров, которая затем усреднялась. Для получения общей картины снежного покрова для всей территории России карты строили с разрешением $2,5 \times 2,5^{\circ}$. Выявление связи средних характеристик снежного покрова (средняя дата установления и схода снежного по-

крова, продолжительность залегания снежного покрова) с климатическими показателями (дата перехода среднесуточной температуры через 0°C весной и осенью, число дней с отрицательными температурами, сумма температур ниже 0°C , сумма осадков при отрицательных температурах) выполнено с использованием корреляционного и регрессионного анализов по долготным секторам. Значимость коэффициентов корреляции оценена по критерию Стьюдента. Климатические показатели рассчитаны по данным 550 наземных станций, расположенных на территории России, из архива ВНИИГМИ-МЦД [www.meteo.ru].

В связи с разнообразием климатических условий России для анализа особенностей режима снежного покрова территория была разбита на долготные сектора в 30° : Европейская часть $31\text{--}60^{\circ}$, Западная Сибирь $61\text{--}90^{\circ}$, Восточная Сибирь $91\text{--}120^{\circ}$, Дальний Восток $121\text{--}150^{\circ}$ в.д. и восток России ($151\text{--}190^{\circ}$ в.д.), который разделён на две части – Чукотка севернее 60° с.ш. и Камчатка южнее 60° с.ш. из-за различных тенденций изменения климата в этих районах. Все сектора характеризуются своими особенностями режима залегания и схода снежного покрова в зависимости от степени удалённости от океанов и общей циркуляции атмосферы. В долготных секторах определялись средние климатические тенденции и их связь с характеристиками залегания снежного покрова.

Результаты анализа

Спутниковые данные. Мы оценили погрешность определения наличия снежного покрова в ячейке $1 \times 1^{\circ}$ по спутниковым данным в период установления и схода снежного покрова по сравнению со стационарными наблюдениями за десятилетний тестовый период 2001–2010 гг. Для проверки соответствия рядов использованы данные 474 ГМС, расположенных на территории России (в зоне $45\text{--}80^{\circ}$ с.ш. и $25\text{--}190^{\circ}$ в.д.), из архива ВНИИГМИ-МЦД. Погрешность спутниковых данных определялась со знаком в узлах сетки с разрешением $1 \times 1^{\circ}$ по формуле

$$P = (P_n - P_c)/P_n,$$

где P – погрешность; P_n – процент покрытости снежным покровом по данным наземных наб-

Таблица 1. Сравнение наземных и спутниковых данных (MODIS) в период становления и схода снежного покрова на территории России, %

Сектор, градусы в.д.	Средняя погрешность спутниковых данных P , %, осень/весна	Стандартное отклонение покрытости снежным покровом $\text{std_}P_n$, %, осень/весна
31–60	31/7	13/13
61–90	15/–1	5/12
91–120	11/4	8/12
121–150	11/2	11/13
151–190	11/9	4/11

людений; P_c – процент покрытости снежным покровом по спутниковым данным; далее процент погрешности усреднялся по секторам.

В целом в осенний и весенний периоды для территории России спутниковые данные используемого конкретного продукта занижают наличие снежного покрова. В пределах долготных секторов осенью погрешность больше стандартного отклонения покрытости снежным покровом $\text{std_}P_n$ по данным наземных наблюдений, что согласуется с ранее полученными результатами [12, 14]. Погрешность максимальна в районах, где отмечается большая изменчивость установления снежного покрова по пространству и времени. Это – Европейская часть России южнее 60° с.ш., а также Забайкалье и Сахалин (максимум около 40%). Погрешность уменьшается с продвижением на восток и минимальна для Восточной Сибири (5–10%). В табл. 1 приведена средняя погрешность спутниковых данных по секторам в пределах России.

В весенний период погрешность спутниковых данных сравнительно меньше и на большей части России не превышает 5%. Данные о наличии снежного покрова завышены на территории Западной Сибири, когда большой объём паводковых вод вносит ошибку в отражательные свойства поверхности. В остальных районах ошибка становится меньше стандартного отклонения $\text{std_}P_n$. Таким образом, использование спутниковой информации для определения наличия снежного покрова больше подходит для внутренних равнинных территорий России с небольшой межгодовой изменчивостью. Это – районы Сибири севернее 65° с.ш. Области с продолжительным периодом становления снежного покрова и его большой изменчивостью (юг Европейской части России) малоэффективны для

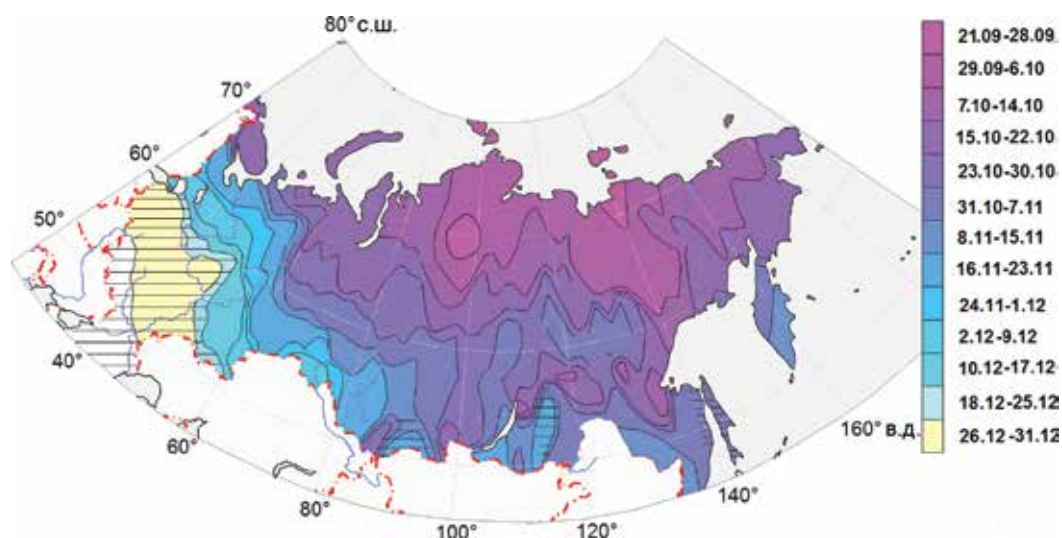


Рис. 1. Даты установления снежного покрова в период 2000–2015 гг.

Штриховкой показаны районы, где ошибка более 25%

Fig. 1. Dates of setting-up of snow cover during 2000–2015.

Hatching areas show the regions where the error above 25%

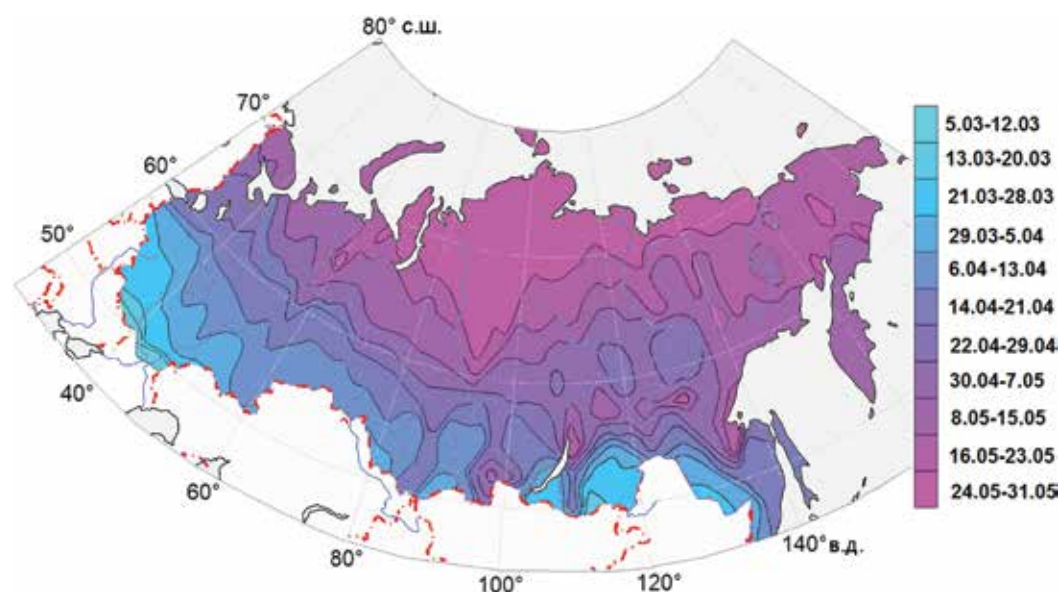


Рис. 2. Даты схода снежного покрова в период 2000–2015 гг.

Fig. 2. Dates of loss of snow cover during 2000–2015

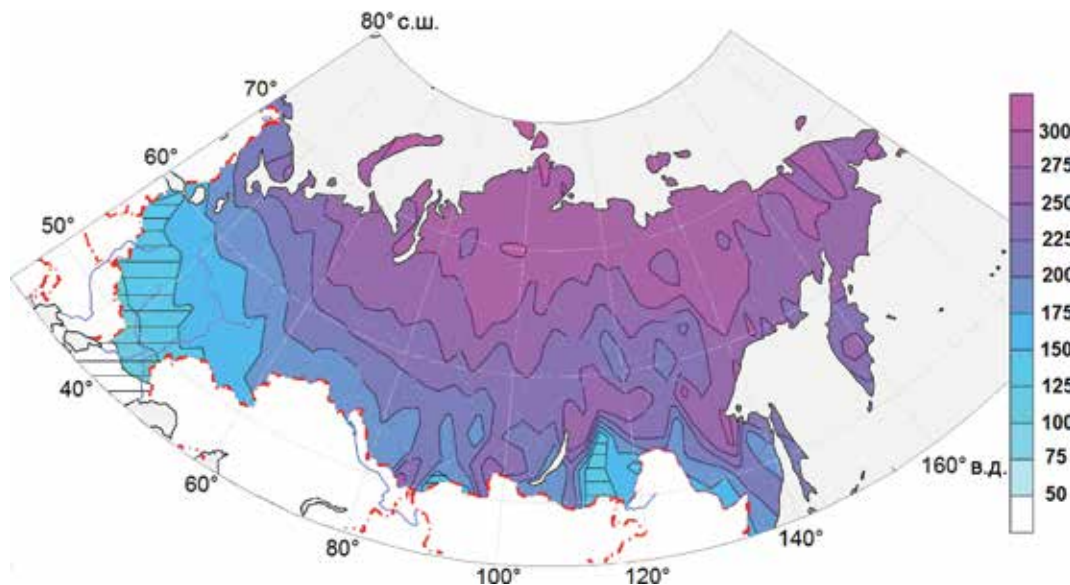
идентификации снежного покрова по дистанционным данным, особенно в осенний период.

Снежный покров. На рис. 1 и 2 представлены карты средних дат установления и схода снежного покрова в начале XXI в. Изменчивость дат установления и схода снега по дистанционным данным из года в год за период 2000–2015 гг. достаточно велика (табл. 2). На Европейской части России, в пределах долготного

сектора 31–60° в.д., в Западной Сибири (61–90° в.д.), в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке (91–150° в.д.) средняя дата установления и схода снежного покрова варьирует в пределах месяца, что приводит к изменению возможного срока залегания снега до двух месяцев. Поскольку ошибка даты установления снежного покрова на юге Европейской части России по спутниковым данным превышает 40%, этот район

Таблица 2. Даты установления и схода снежного покрова за период 2000–2015 гг. по секторам по данным MODIS

Сектор, градусы в.д.	Установление снежного покрова			Сход снежного покрова		
	среднее	минимум	максимум	среднее	минимум	максимум
31–60	2–9.12	31.10–7.11	10–17.12	14–21.04	21–28.03	22–29.04
61–90	8–15.11	7–14.10	24.11.–1.12	22–29.04	6–13.04	30.04–7.05
91–120	23–30.10	29.09–6.10	16–23.11	30–7.05	14–21.04	8–15.05
121–150	15–22.10	29.09–6.10	8–15.11	8–15.05	22–29.04	8–15.05
151–190 севернее 60° с.ш.	7–14.10	13–20.09	8–15.11	16–23.05	30.03–7.05	16–23.05
151–190 южнее 60° с.ш.	31–7.11	7–14.10	24.11–1.12	8–15.05	22–29.04	16–23.05

**Рис. 3.** Продолжительность залегания снежного покрова в период 2000–2015 гг., дни.

Штриховкой показаны районы, где ошибка более 25%

Fig. 3. Duration of snow cover in the period 2000–2015, days.

Hatching areas show the regions where the error above 25%

на рис. 1 и 2 оставлен с открытой датой. Районы, где ошибка выходит за рамки допустимой, заштрихованы. Самое раннее появление устойчивого снежного покрова наблюдается во второй половине сентября на севере Сибири. По мере продвижения на юг эти сроки сдвигаются на более поздние даты. К концу ноября вся территория России восточнее Урала в основном покрыта устойчивым снежным покровом.

На Европейской части России устойчивый снежный покров ложится на Кольском полуострове и северо-востоке территории примерно в середине октября, постепенно распространяясь на юго-запад. В центральных районах снег ложится только в декабре. В южных районах появление снега можно ожидать в разгар зимы — в самом конце декабря, начале января,

и снежный покров здесь неустойчив. Процесс весеннего снеготаяния и разрушения устойчивого снежного покрова в центральных районах Европейской части России начинается в середине марта и в северных районах завершается в начале июня (см. рис. 2). Наибольшая продолжительность (более 300 дней) залегания снежного покрова характерна для северо-восточных районов России и северного побережья (рис. 3). По мере продвижения к югу продолжительность залегания снежного покрова уменьшается. На юге Европейской части снежный покров держится от нескольких недель до 50 дней, что несколько меньше, чем среднее число дней со снежным покровом, приведённое в книге «Климат России» [16], но здесь ошибка по спутниковым данным выше допустимой.

Таблица 3. Корреляция средних характеристик снежного покрова по данным MODIS с климатическими показателями за период 2000–2015 гг.*

Сектор, градусы в.д	День установления снежного покрова и среднесуточные отрицательные температуры	День схода снежного покрова и среднесуточные положительные температуры	Продолжительность залегания снежного покрова и число дней с отрицательными температурами	Продолжительность залегания снежного покрова и сумма осадков при отрицательных температурах
31–60	0,78	0,74	0,82	0,10
61–90	0,59	0,80	0,87	0,45
91–120	0,85	0,84	0,91	0,58
121–150	0,61	0,72	0,74	0,35
151–190	0,71	0,80	0,73	0,00

*Жирным шрифтом выделены значимые значения корреляции с вероятностью 0,95; курсивом – значимые значения корреляции с вероятностью 0,8.

Сравнение карты продолжительности залегания снежного покрова по спутниковым данным за 2000–2015 гг. и числа дней со снежным покровом в работе «Климат России» [16], где осреднение проводилось по ГМС максимум за период 1891–1980 гг. и минимум за 20 лет, показывает хорошее соответствие не только общей структуры полей, но и деталей, например, в горных районах Забайкалья, Камчатки. Если сравнивать эти карты, то видно, что продолжительность залегания снежного покрова становится меньше в центральных и южных районах Европейской части (от нескольких дней до двух недель) и больше – во всей Азиатской части России (от недели до трёх недель).

Климат. Сроки залегания снежного покрова зависят от климатических показателей, в частности от даты перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С осенью и весной, числа дней с температурой ниже 0 °С, количества осадков, выпадающих при температуре воздуха ниже 0 °С. В табл. 3 представлены коэффициенты корреляции характеристик сроков установления, схода и продолжительности залегания снежного покрова и климатических показателей. Значимые коэффициенты корреляции (с вероятностью 0,95) прослеживаются между снежным покровом, датами перехода температуры через 0 °С и суммой дней с отрицательными температурами. С суммой зимних осадков корреляция значима с вероятностью 0,80 только в Западной Сибири (61–90° в.д.) и на Дальнем Востоке (121–150° в.д.). На Европейской части (30–90° в.д.) и восточной оконечности России (151–190° в.д.) эта корреляция незначима, что подтверждается регрессионным анализом за-

легания снежного покрова с климатическими показателями. Наибольшая связь (средний показатель 0,72) отмечается между продолжительностью залегания снежного покрова и числом дней с отрицательными температурами и меньшая – с суммой осадков при отрицательных температурах (средний показатель составляет 0,2).

Отметим, что число дней с температурой ниже 0 °С за последние 15 лет на большей части территории России сокращается – линейный тренд отрицательный, кроме востока России (151–190° в.д.) (Чукотка) (табл. 4). Тренды даты перехода температуры через 0 °С осенью показывают, что существенный сдвиг этой даты на более поздние сроки отмечается в северо-западной части Европейской территории России и на Камчатке. Весной на Европейской части России переход к положительным температурам происходит позже, что также характерно и для Чукотки. На остальной части России тренды отрицательные, т.е. отмечается тенденция более раннего наступления весны.

На большей части территории России в начале XXI в. (2000–2015 гг.) наблюдаются отрицательные тренды осадков холодного периода, что приводит к сокращению снежного покрова. Значимые отрицательные тренды суммы осадков при отрицательных температурах в начале XXI в. отмечаются в северной половине Европейской части России. Положительные тренды суммы осадков при отрицательной температуре воздуха наблюдаются на Дальнем Востоке и Камчатке. Таким образом, изменение климатических характеристик приводит к тому, что на Европейской части России (31–60° в.д.) сокращается продолжительность залегания снежного покрова из-за значимого уменьшения твёр-

Таблица 4. Тренды дат характеристик снежного покрова (MODIS) и климатических показателей за период 2000–2015 гг. по секторам в днях

Сектор, градусы в.д.	Установление снежного покрова	Установление отрицательных температур осенью	Сход снежного покрова	Установление положительных температур весной	Продолжительность залегания снежного покрова	Число дней с отрицательными температурами	Сумма осадков при отрицательных температурах, мм
31–60	0	7	–10	4	–6	–1	–16
61–90	0	2	–14	–1	–5	–15	–27
91–120	2	0	–16	–7	–7	–23	–6
121–150	1	2	–12	–2	1	–8	18
151–190, севернее 60° с.ш.	–5	–2	–9	2	4	2	–23
151–190 южнее 60° с.ш.	6	14	–11	–9	–7	–31	22

*Жирным шрифтом выделены значимые изменения с вероятностью 0,95.

дых осадков, которое влияет на более раннюю дату схода снежного покрова весной при небольшом положительном тренде даты перехода среднесуточных температур через 0 °С. В Западной Сибири (61–90° в.д.) тенденция к снижению продолжительности залегания снежного покрова обусловлена как значимым уменьшением зимних осадков, так и более ранним началом весны. В Средней Сибири (91–120° в.д.) значимое уменьшение периода со снежным покровом происходит в результате более раннего весеннего потепления. В Дальневосточном секторе (121–150° в.д.) незначительный рост продолжительности снежного периода при сокращении периода с отрицательными температурами обусловлен увеличением количества твёрдых осадков.

Как уже отмечалось, в восточной части России (151–190° в.д.) необходимо отдельно рассматривать два региона – Чукотку и Камчатку, где изменения продолжительности залегания снега разнонаправленные. Так, на Чукотке осенью дата установления отрицательных температур и соответственно начала снежного периода сдвигается на более ранние сроки. Весной переход к положительным температурам происходит немного позже, но на фоне уменьшения количества твёрдых осадков дата схода снежного покрова наступает раньше. Камчатка характеризуется отрицательным трендом продолжительности залегания снежного покрова из-за уменьшения продолжительности периода с отрицательными температурами. Это обусловлено значимым трендом дат более позднего начала холодного периода и более раннего начала весны при увели-

чении количества зимних осадков. Такая тенденция подтверждается выводами работы [1].

Заключение

В осенний и весенний периоды для территории России спутниковые данные MODIS занижают наличие снежного покрова. Осенью погрешность максимальна для районов, где велика изменчивость установления снежного покрова в пространстве и времени (Европейская часть России южнее 60° с.ш., Забайкалье и Сахалин). Поэтому здесь дистанционные данные имеют невысокую эффективность для идентификации снежного покрова, особенно в осенний период. В весенний период спутниковая информация о наличии снежного покрова достаточно достоверна и хорошо подходит для анализа временного и пространственного схода снежного покрова. Спутниковую информацию для определения параметров снежного покрова целесообразнее использовать для внутренних северных равнинных территорий России с небольшой межгодовой изменчивостью.

Территория России неоднородна по характеру изменений продолжительности снежного периода в XXI в. Изменение климатических характеристик приводит к тому, что продолжительность залегания снежного покрова на Европейской части (31–60° в.д.) сокращается в результате значимого уменьшения твёрдых осадков. В Западной Сибири (61–90° в.д.) в большей степени это связано с весомым уменьшением количества снега и в меньшей степени – с ранним наступлением весны; в

Средней Сибири (91–120° в.д.) — с весенним потеплением. Незначительное увеличение продолжительности снежного периода на Дальнем Востоке (121–150° в.д.) обусловлено увеличением количества твёрдых осадков. На Чукотке отмечается тенденция роста продолжительности залегания снега, вызванная осенним похолоданием, а на Камчатке сокращение залегания снежного покрова происходит в результате значимого уменьшения периода с отрицательными температурами осенью и весной.

Литература

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
2. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В. Климатическая роль изменений снежного покрова в период потеплений // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 44–51.
3. Кренке А.Н., Черенкова Е.А., Чернавская М.М. Устойчивость залегания снежного покрова на территории России в связи с изменением климата // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 29–37.
4. Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–39.
5. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 39–49.
6. Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. doi:10.15356/2076-6734-2015-4-73-86
7. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 43–57.
8. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем: Т. 24. М.: изд. Ин-та глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2011. С. 211–227.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Acknowledgements. The work supported by the Basic Research Program of the Presidium of Russian Academy of Sciences «Search fundamental studies for the development of Russian Arctic».

References

1. *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].
2. Krenke A.N., Kitaev L.M., Turkov D.V. Climatic changes the role of the snow cover during the period of warming. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2001, 4: 44–51. [In Russian].
3. Krenke A.N., Cherenkova E.A., Chernavskaya M.M. Stability of snow cover on the territory of Russia in relation to climate change. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 1 (117): 29–37. [In Russian].
4. Popova V.V., Polyakova I.A. Change of stable snow cover destruction dates in Northern Eurasia, 1936–2008: impact of global warming and the role of large-scale atmospheric circulation. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 2 (122): 29–39. [In Russian].
5. Popova V.V., Shiryayeva A.V., Morozova P.A. Snow cover setting-up dates in the north of Eurasia: relations and feedback to the macro-scale atmospheric circulation. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 3 (127): 39–49. [In Russian].
6. Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryayeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 4 (55): 73–86. doi:10.15356/2076-6734-2015-4-73-86 [In Russian].
7. Shmakina A.B. Climatic characteristics of snow cover of Northern Eurasia and their variation in the last decades. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 1: 43–57. [In Russian].
8. Bulygina O.N., Razuvayev V.N., Korshunova N.N. The snow cover on the territory of Russia and its spatial and temporal changes in 1966–2010. *Problemy Ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem. Institut globalnogo klimata i ekologii Rosgidrometa i RAN (Moskva)* Environmental monitoring and modeling of ecosystems Problems. Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and Russian Academy of Sciences (Moscow). 2011, 24: 211–227. [In Russian].

9. Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P., Zhou., Wang T. Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades // *Journ. of Environmental Research Letters*. 2013. V. 8. № 1. P. 1–10. doi:10.1088/1748-9326/8/1/014008.
10. Mankin J.S., Diffenbaugh N.S. Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends // *Climate Dynamics*. 2015. V. 45. Is. 3. P. 1099–1116. doi: 10.1007/s00382-014-2357-4.
11. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // *Environment Research Letters*. 2013. V. 8. № 2. 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
12. Mudryk L.R., Derksen C., Kushner P.J., Brown R. Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010 // *Journ. of Climate*. 2015. October. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0229.1.
13. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D. Snow water equivalence determination by microwave radiometry // *Cold Regions Science and Technology*. 1982. № 5. P. 259–267.
14. Armstrong R.L., Brodzik M.J., Kummerow C.D., Jiang J., Uratuka S. A twenty-four year record of northern hemisphere snow cover derived from passive microwave remote sensing // *Conf. on Microwave Remote Sensing of the Atmosphere and Environment III*. Bellingham. 2003. V. 4894. P. 373–380.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Метеорологические наблюдения на станциях: Вып. 3. Л: Гидрометеиздат, 1985. 92 с.
16. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 655 с.
9. Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P., Zhou., Wang T. Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Environmental Research Letters*. 2013, 8 (1): 1–10 doi:10.1088/1748-9326/8/1/014008.
10. Mankin J.S., Diffenbaugh N.S. Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends. *Climate Dynamics*. 2015, 45 (3): 1099–1116. doi: 10.1007/s00382-014-2357-4.
11. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? *Environment Research Letters*. 2013, 8 (2): 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
12. Mudryk L.R., Derksen C., Kushner P.J., Brown R. Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010. *Journ. of Climate*. 2015, October. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0229.1.
13. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D. Snow water equivalence determination by microwave radiometry. *Cold Regions Science and Technology*. 1982, 5: 259–267.
14. Armstrong R.L., Brodzik M.J., Kummerow C.D., Jiang J., Uratuka S. A twenty-four year record of northern hemisphere snow cover derived from passive microwave remote sensing. *Conf. on Microwave Remote Sensing of the Atmosphere and Environment III*. Bellingham 2003. V. 4894: 373–380.
15. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Direction to hydrometeorological stations. Meteorological observations at stations. Is. 3. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 92 p. [In Russian].
16. *Klimat Rossii*. Climate of Russia. Ed. N.V. Kobysheva. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001. 655 p. [In Russian].

Применение методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова

© 2017 г. Г.В. Айзель

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия
hydrogo@yandex.ru

Use of machine learning techniques for modeling of snow depth

G.V. Ayzel

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
hydrogo@yandex.ru

Received March 12, 2016

Accepted September 20, 2016

Keywords: *boosting, machine learning, modeling, open data, snow depth.*

Summary

Snow exerts significant regulating effect on the land hydrological cycle since it controls intensity of heat and water exchange between the soil-vegetative cover and the atmosphere. Estimating of a spring flood runoff or a rain-flood on mountainous rivers requires understanding of the snow cover dynamics on a watershed. In our work, solving a problem of the snow cover depth modeling is based on both available databases of hydro-meteorological observations and easily accessible scientific software that allows complete reproduction of investigation results and further development of this theme by scientific community. In this research we used the daily observational data on the snow cover and surface meteorological parameters, obtained at three stations situated in different geographical regions: Col de Porte (France), Sodankyla (Finland), and Snoquamie Pass (USA). Statistical modeling of the snow cover depth is based on a complex of freely distributed the present-day machine learning models: Decision Trees, Adaptive Boosting, Gradient Boosting. It is demonstrated that use of combination of modern machine learning methods with available meteorological data provides the good accuracy of the snow cover modeling. The best results of snow cover depth modeling for every investigated site were obtained by the ensemble method of gradient boosting above decision trees – this model reproduces well both, the periods of snow cover accumulation and its melting. The purposeful character of learning process for models of the gradient boosting type, their ensemble character, and use of combined redundancy of a test sample in learning procedure makes this type of models a good and sustainable research tool. The results obtained can be used for estimating the snow cover characteristics for river basins where hydro-meteorological information is absent or insufficient.

Поступила 12 марта 2016 г.

Принята к печати 20 сентября 2016 г.

Ключевые слова: *бустинг, машинное обучение, моделирование, открытые данные, толщина снежного покрова.*

На основе открытых данных гидрометеорологических наблюдений на трёх водно-балансовых станциях, расположенных в различных физико-географических условиях, исследована возможность применения современных методов машинного обучения для моделирования динамики снежного покрова. Эффективность использования ансамблевой модели градиентного бустинга над решающими деревьями выше, чем моделей одиночного решающего дерева или адаптивного бустинга для всех исследуемых объектов.

Введение

Снежный покров – важнейший элемент функционирования природной среды, поэтому численное моделирование его динамики представляет собой важную научную задачу. Процессы снегонакопления и стаивания вызывают большой интерес не только в локальных исследованиях их нелинейного характера и геофизических особенностей, но и по причине огромной регулирующей роли снежного покрова в определении динамики процессов тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой [1, 2].

Непосредственное и наиболее значимое влияние снежный покров оказывает на динамику весенних половодий [2, 3], а часто и паводков [4] на реках, на термические особенности и влагосодержание почвенного покрова (контролируя весеннюю продуктивность почв сельскохозяйственных земель), а также на экологическое состояние ландшафта территорий, расположенных в холодном климате. Снежный покров относится к производной сочетания локальных метеорологических условий, оказывает также обратное воздействие на местный климат, формируя его специфические особенности.

Исследование динамики снежного покрова не ограничивается рамками изолированной среды природных процессов, а распространяется и на междисциплинарную область исследований социогидрологии, включающую в себя весь спектр взаимодействия процессов гидрологического цикла суши, с одной стороны, и человеческого общества — с другой. Снежный покров, а также особенности его формирования и распределения относятся к важнейшим факторам безопасности общества, так как определяют расчётную степень допустимых нагрузок на строительные конструкции и сооружения [5], опасность и интенсивность половодий и паводков [2, 3], функционирование инфраструктуры городов [6] и др. Кроме того, характеристики снежного покрова обуславливают привлекательность и безопасность использования горных и равнинных лыжных курортов [1], что вносит существенный вклад в рекреационный потенциал этих территорий. С начала 1970-х годов в научной среде стало активно развиваться численное моделирование как область исследования динамики снежного покрова [1, 7]. В настоящее время можно выделить две большие группы моделей формирования снежного покрова: физически обоснованные и статистические.

Физически обоснованные модели учитывают огромный спектр особенностей трансформации водного и теплового режима снежного покрова: тепловлагообмен на границах «снежный покров — атмосфера» и «снежный покров — почвенно-растительный покров», процессы уплотнения и старения снега, образования ледяных корок, изменения структурных свойств и текстурных паттернов и т.д. [8, 9]. Развитию данного направления способствовали глобальные научные проекты SnowMIP и PILPS, посвящённые сравнению моделей формирования снежного покрова, в которых участвовали модели, реализованные разными научными группами из исследовательских институтов по всему миру [10, 11]. При решении проблемы априорного (или иного) задания пространства параметров физически обоснованные модели формирования снежного покрова могут с хорошей точностью воспроизводить динамику процессов снегонакопления и стаивания [3, 8, 12].

Статистические методы моделирования динамики снежного покрова не учитывают спектр физических процессов, происходящих в толще снега и на его верхней и нижней границах, а пытаются установить функциональное соответствие динами-

ки характеристик снежного покрова (толщины, содержания воды в снеге) от хода метеорологических элементов (температуры и влажности воздуха, количества осадков и т.д.). Несмотря на простоту реализации данных численных методов моделирования и их высокую устойчивость [13], при решении задач воспроизведения характеристик снежного покрова они не нашли широкого распространения. Можно выделить два класса работ в этой области. Первый класс охватывает работы, связанные с восстановлением пространственной структуры снежного покрова путём использования современных методов машинного обучения — решающих деревьев и искусственных нейронных сетей [14, 15], а также их комбинации с геостатистическими методами [16]. Второй класс связывает работы по использованию функционала современных статистических методов для качественного уточнения продуктов спутниковой радиометрии снежного покрова [17].

Цель данной работы — исследование эффективности применения современных методов статистического моделирования (машинного обучения) для воспроизведения динамики толщины снежного покрова на стационарах, расположенных в разных климатических условиях. Выбор в качестве основной моделируемой величины толщины снежного покрова определяется высокой доступностью и полнотой наблюдений за её динамикой на исследовательских стационарах и метеостанциях по всему миру. Выбор в качестве инструмента численного моделирования методов машинного обучения обусловлен существенным прогрессом данной области за последние 5–10 лет, что, в дополнение к низкой изученности представленной темы, даёт нам дополнительные основания для проведения исследований на новом современном уровне. Мы использовали данные открытых источников, свободно распространяемое программное обеспечение и реализацию алгоритмов машинного обучения [18], что свидетельствует о соответствии данной работы современным требованиям воспроизводимости научного исследования.

Используемые данные

Исследования велись на основе открытых данных режимных наблюдений за метеорологическими элементами и снежным покровом на стационарах Коль де Порт (Франция), Соданкьюла

Таблица 1. Характеристики исследуемых стационаров

Параметры	Коль де Порт (Франция)	Соданкюла (Финляндия)	Снокуалми Пасс (США)
Широта, градусы	45,30 с.ш.	67,36 с.ш.	47,41 с.ш.
Долгота, градусы	5,77 в.д.	26,63 в.д.	121,41 з.д.
Высота, м	1325	180	921
Среднегодовая температура воздуха, °C	2,9	0,85	5,4
Годовая сумма осадков, мм	1180	555	2590
Максимальная толщина снежного покрова, м	2,1	1,1	4,8

(Финляндия) и Снокуалми Пасс (США). Все стационары находятся в разных природных условиях (табл. 1), что позволило провести более широкие обобщения полученных результатов и установить специфику применимости моделей разного типа. Для моделирования из всего массива наблюдений в качестве входных параметров (предикторов) выбраны только ряды наблюдений за приходящей коротко- и длинноволновой радиацией, температурой и влажностью воздуха, интенсивностью жидких и твёрдых осадков, а также скоростью ветра. В качестве моделируемой величины выбрана толщина снежного покрова. Дискретность измерений на выбранных станциях составляла один час. Архивы наблюдений охватывали следующие периоды: для стационара Коль де Порт – с 1993 по 2011 г. [19]; для стационара Соданкюла – с 2007 по 2014 г. [20]; для стационара Снокуалми Пасс – с 1989 по 2012 г. [21]. Для обеспечения однородности исследовательского подхода выполнены процедуры линейного восстановления пропусков и осреднения часовых данных наблюдений в суточные, выбран и общий для всех стационаров период наблюдений – с 2007 по 2011 г. (четыре полных сезона снегонакопления и стаивания).

Методы исследования

В качестве основного метода машинного обучения выбрана простейшая модель одиночного решающего дерева (рис. 1). Логика данной модели заключается в бинарном разбиении пространства признаков используемой выборки (в нашем случае – метеорологические наблюдения) на малые подвыборки до того момента (критерий останова), когда внутри этих подвыборок можно определить однозначное соответствие усечённого пространства признаков константному значению целевой переменной (в нашем случае – толщина снежного

покрова). Для построения модели программно реализован алгоритм CART, предложенный в работе [22], с дополнениями, касающимися усечения итоговых деревьев и упрощения критериев разбиения подвыборок, обобщёнными в работе [23].

К достоинствам модели одиночного решающего дерева относятся: интерпретируемость, быстрота обучения и высокая толерантность к неполным данным. В качестве недостатков обычно выделяют: высокую способность к переобучению, неустойчивость при доминировании одного решающего класса, сложность поиска точной структуры дерева [23]. Общее место для большинства исследователей в области машинного обучения и искусственного интеллекта – подтверждённая годами работы с реальными данными эвристика о высокой обобщающей способности ансамблевых методов моделирования, основанных на применении различных реализаций одиночных решающих деревьев [23–25]. В нашей работе применены две стандартные реализации бустинга (алгоритма последовательного ансамблевого построения моделей машинного обучения [25]) – адаптивный и градиентный.

Использовалась классическая реализация *адаптивного бустинга*, предложенная в пионерной работе [24]. Отличительная особенность данного алгоритма – использование в качестве членов ансамбля слабых моделей (в нашем случае – решающих деревьев с максимальной глубиной разбиения выборки не более четырёх уровней). Логика данного алгоритма заключается в обновлении весов членов обучающей выборки на каждой следующей итерации в соответствии с ошибкой модели, полученной на предыдущей итерации [24]. Обновление происходит таким образом, что члены обучающей выборки с наибольшей ошибкой получают наибольшие веса. Это позволяет следующей модели в ансамбле «сместить своё внимание» на неудачные экземпляры.

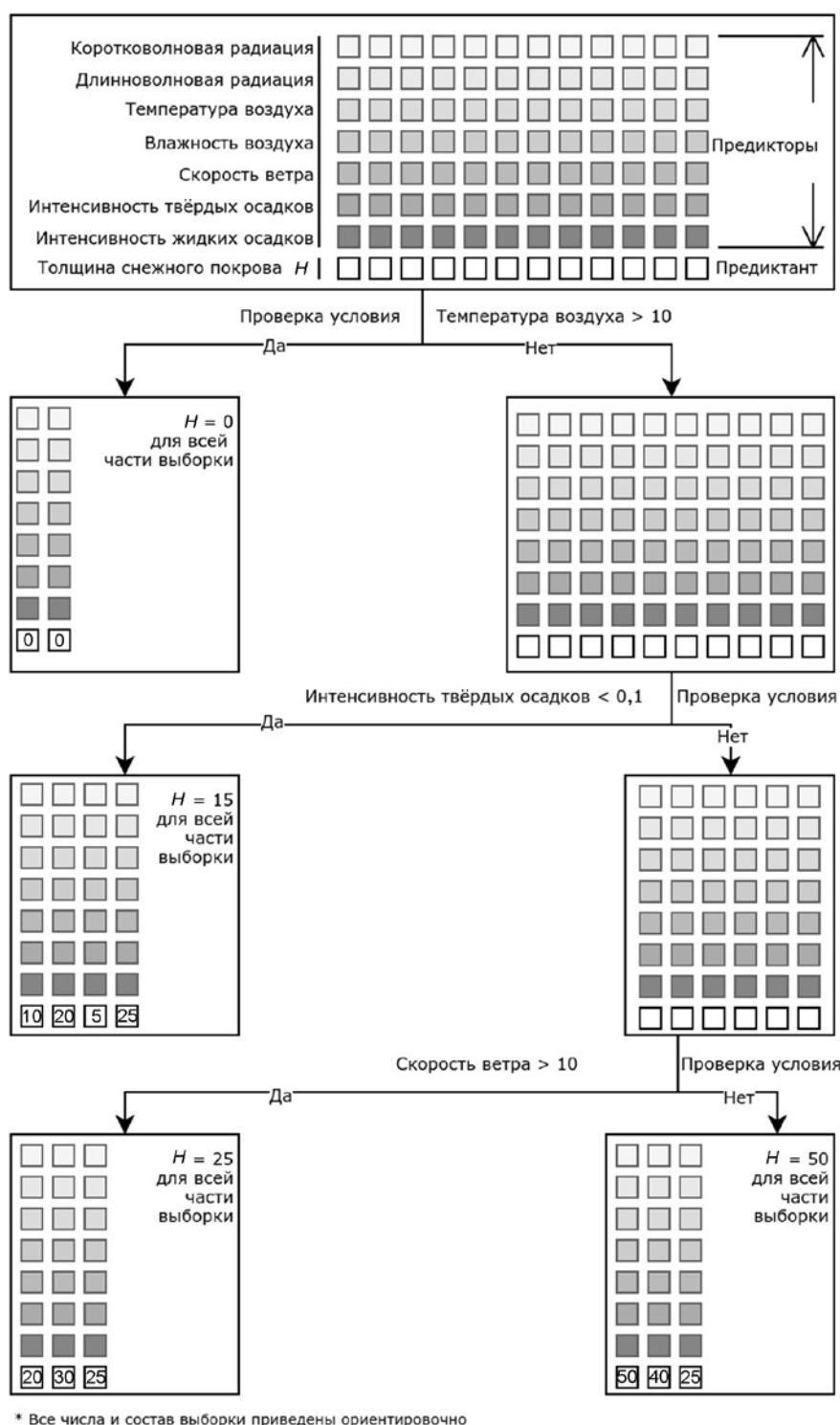


Рис. 1. Принципиальная блок-схема простой модели одиночного решающего дерева
Fig. 1. Common scheme of ordinary decision tree model

Использование адаптивного бустинга в реальных задачах классификации образов позволило считать его «безусловно лучшим алгоритмом для классификации» [23] на конец 1990-х годов.

Градиентный бустинг над решающими деревьями относится к жадному алгоритму, который на каждом этапе построения принимает локально оптимальные решения, полагая, что ансамблевый

набор таких решений приведёт в итоге к глобальному оптимальному решению [25, 26]. Логика данного алгоритма заключается в построении на каждой следующей итерации модели, в качестве целевого вектора которой выступают не сами значения моделируемой величины, а ошибки модели на предыдущей итерации. Представляя собой логичное продолжение работ по развитию ансамблевых алгоритмов статистического моделирования, основанных на использовании решающих деревьев в качестве элементарных членов ансамбля, градиентный бустинг стал одним из сильнейших алгоритмов на современном этапе развития методов машинного обучения [25].

При построении моделей машинного обучения применены стандартные реализации алгоритмов бэггинга (bagging), бутстрепа (bootstrap), усечения деревьев (prunning) и кросс-валидации методом выброшенной точки (leave-one-out cross-validation), направленные на повышение устойчивости предлагаемых решений [23, 25, 27]. Все представленные алгоритмы реализовались с помощью свободно распространяемой библиотеки машинного обучения Scikit-learn [18] для языка программирования Python. Для оценки эффективности воспроизведения динамики снежного покрова используемыми моделями машинного обучения по сравнению с данными натурных наблюдений применены метрики коэффициента детерминации R^2 и средней абсолютной ошибки MAE :

$$R^2 = 1 - \sum_i (x_i - y_i)^2 / \sum_i (x_i - \bar{x})^2;$$

$$MAE = \frac{\sum_i |x_i - y_i|}{n},$$

где x_i — измеренное значение толщины снежного покрова в момент времени i ; y_i — то же, рассчитанное (смоделированное); $\bar{x}$ — среднее значение измеренной толщины снежного покрова; n — длина ряда наблюдений.

Результаты

Моделирование динамики толщины снежного покрова для всех исследуемых стационаров в отдельности (см. табл. 1) проводилось для всего исследуемого периода (четыре сезона снегонакопления — с 2007 по 2011 г.). Так как в работе использовалось недостаточное количество дан-

Таблица 2. Результаты моделирования

Стационар	Критерии эффективности	
	R^2	MAE , см
Коль де Порт (Франция)	0,82 ^{1*} /0,62 ^{2*} /0,94 ^{3*}	8,1/16,0/5,6
Соданкьюла (Финляндия)	0,91/0,79/0,97	3,5/8,3/2,7
Снокуалми Пасс (США)	0,83/0,79/0,96	20,7/30,9/11,5

^{1*}Решающее дерево; ^{2*}адаптивный бустинг; ^{3*}градиентный бустинг.

ных для исследования устойчивости модели на продолжительном независимом периоде наблюдений, мы применили подход кросс-валидации методом выброшенной точки, при котором в обучающую выборку входят все доступные значения целевой переменной, кроме одного, для которого проводятся независимые расчёты адаптированной к выборке моделью. Такой подход позволяет вычислить модельные значения целевой переменной (в нашем случае толщины снежного покрова) независимо для каждого объекта выборки, что удовлетворяет принципу полного использования данных наблюдений и позволяет снизить вероятность переобучения применяемых статистических моделей [23, 27]. Предложенный подход успешно апробирован в работе [13], где показал результаты, сравнимые с перекрёстной групповой кросс-валидацией.

Обобщённые результаты эффективности моделирования толщины снежного покрова с помощью используемых в работе методов приведены в табл. 2. Для каждого из стационаров в отдельности за весь исследуемый период с использованием всех трёх моделей машинного обучения рассчитывалась динамика толщины снежного покрова (стационар Соданкьюла — рис. 2, Коль де Порт — рис. 3, Снокуалми Пасс — рис. 4). Далее определяли критерии соответствия модельных значений толщины снежного покрова данным натурных наблюдений — коэффициент детерминации R^2 и среднюю величину абсолютного отклонения MAE , позволяющие количественно оценить обобщающую способность используемых моделей.

Эффективность применения модели градиентного бустинга над решающими деревьями оказалась выше, чем моделей одиночного решающего дерева и адаптивного бустинга, по обоим

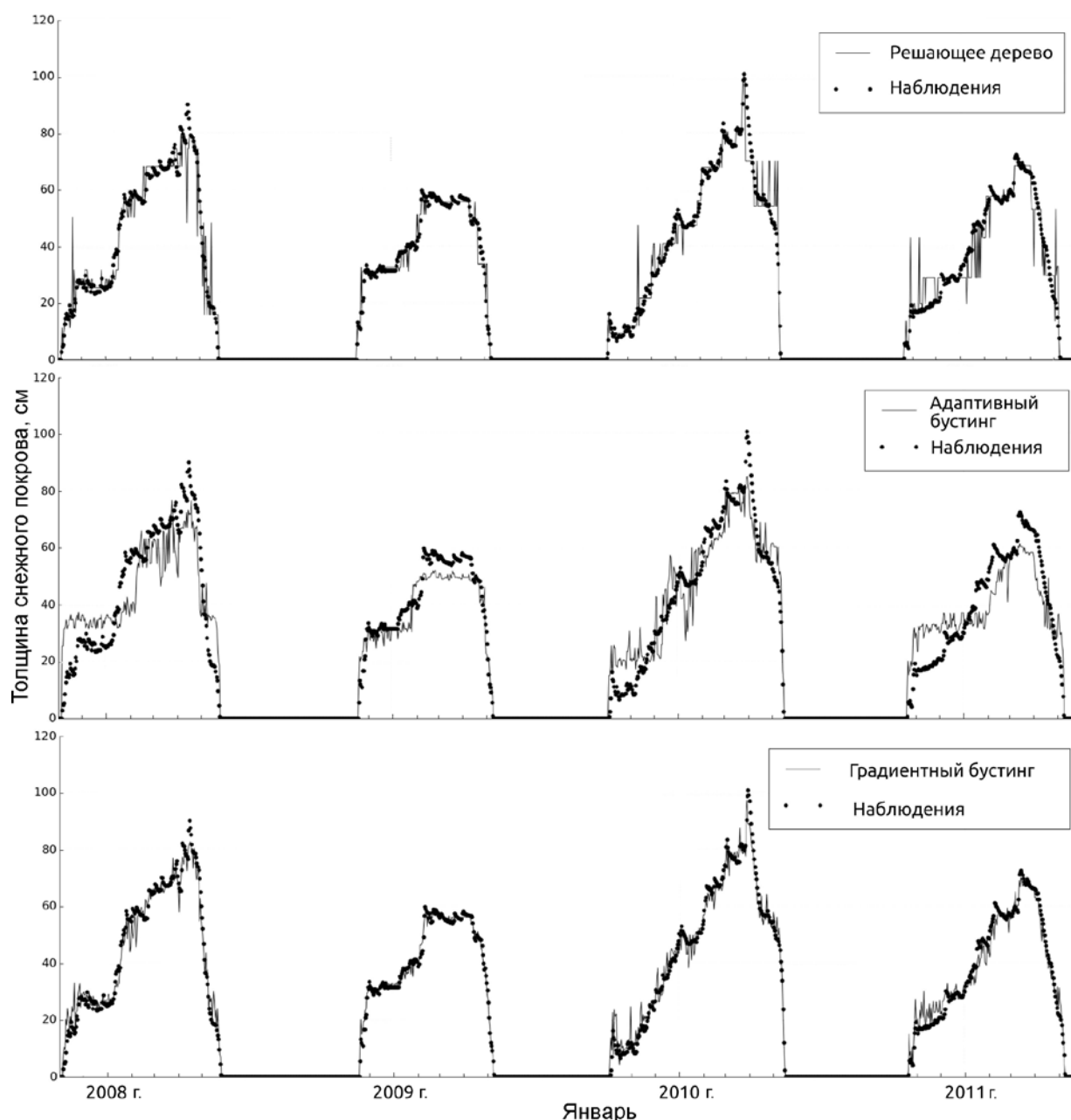


Рис. 2. Толщина снежного покрова на стационаре Соданкюля по данным наблюдений и рассчитанная с помощью моделей машинного обучения

Fig. 2. Observational and calculated with machine learning models snow depth data on the Sodankyla station

статистическим критериям, что можно объяснить направленным характером обучения модели градиентного бустинга, а также эффективностью использования процедур бэггинга, бустрепа и усечения при обучении модели. Эти данные подтверждают обобщённые в работах [23, 25] результаты о лидирующих показателях семейства моделей градиентного бустинга среди современных методов машинного обучения.

Модель одиночного решающего дерева превосходит по производительности модель адаптивного бустинга, что связано, в первую очередь, с использованием в качестве элементарных моделей ансамбля решающих деревьев малой глубины, очевидно, не способных хорошо обобщить сложную динамику процесса снегонакопления — максимальная толщина снежного покрова для всех стационаров существенно занижается (см.

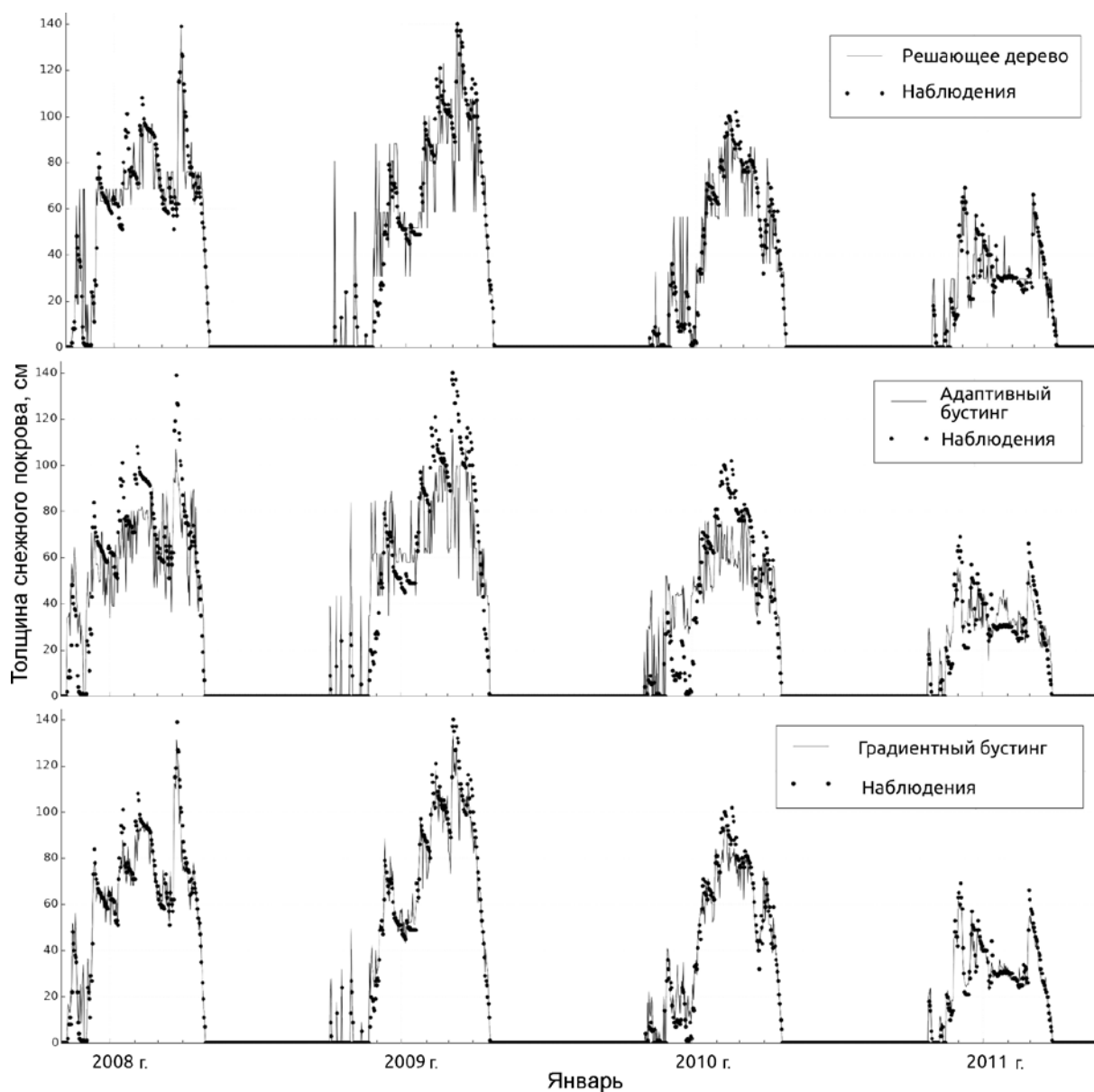


Рис. 3. Толщина снежного покрова на стационаре Коль де Порт по данным наблюдений и рассчитанная с помощью моделей машинного обучения

Fig. 3. Observational and calculated with machine learning models snow depth data on the Col de Porte station

рис. 2–4). Необходимо отметить и повышенную чувствительность моделей одиночного решающего дерева и адаптивного бустинга к шумам в данных, о чём свидетельствуют сравнительно высокие оценки *MAE* (особенно характерно для расположенных в горах стационаров Коль де Порт и Снокуалми Пасс, см. рис. 3, 4). К сожалению, слабая устойчивость к шумам — общее место для всех алгоритмов, основанных на решающих деревьях [23]. Для постпроцессингового сглаживания результатов моделирования перспективно использование

некоторых статистических приложений из теории сигналов (например, фильтрации Винера).

Отметим ожидаемый результат лучшей эффективности методов машинного обучения в моделировании толщины снежного покрова на стационаре Соданкюла (см. рис. 2), который расположен на равнинной местности по сравнению со стационарами Коль де Порт и Снокуалми Пасс, расположенными в горных районах (см. рис. 3, 4). Таким образом, надёжность методов машинного обучения напрямую зависит от

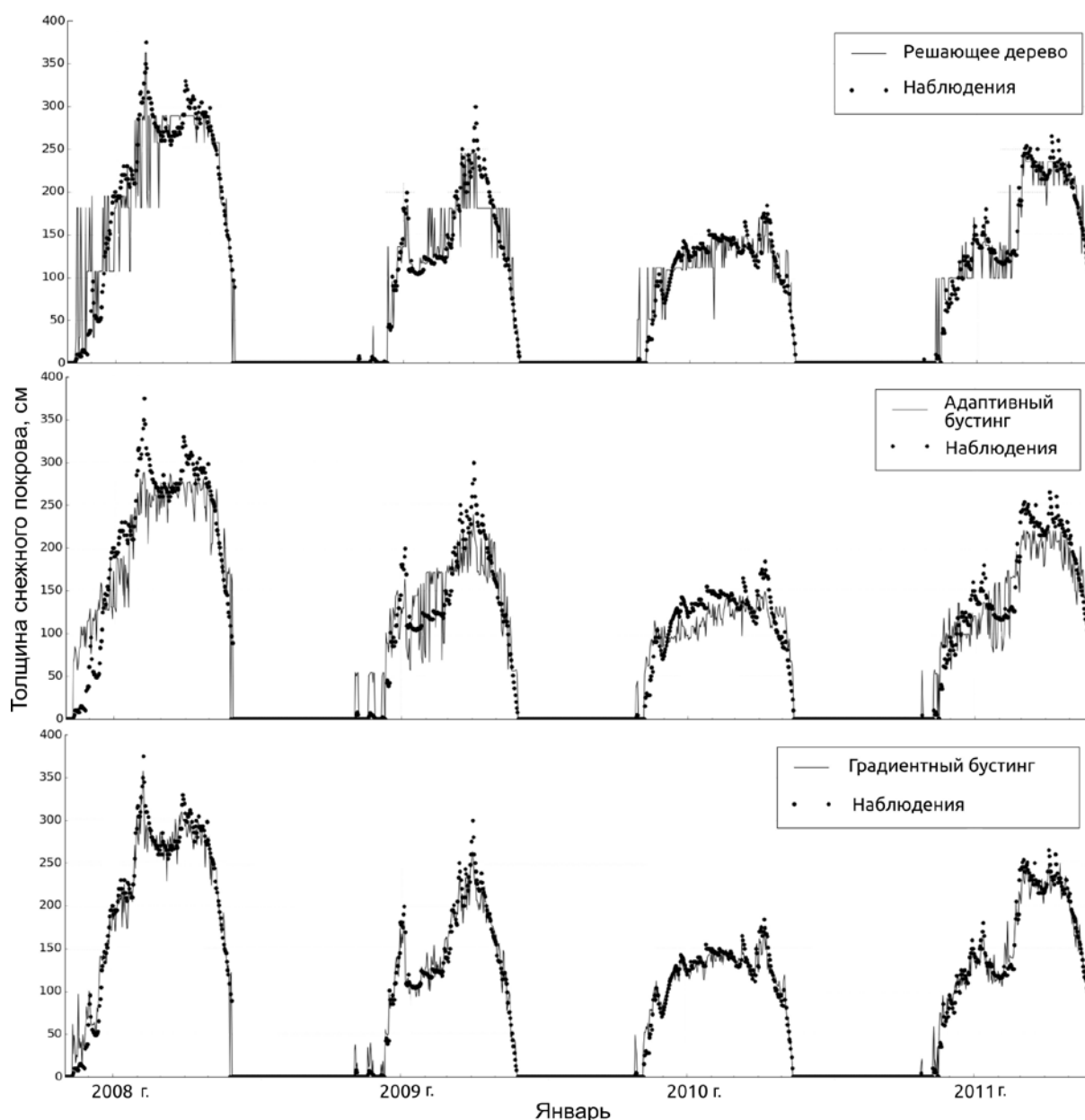


Рис. 4. Толщина снежного покрова на стационаре Снокуалми Пасс по данным наблюдений и рассчитанная с помощью моделей машинного обучения

Fig. 4. Observational and calculated with machine learning models snow depth data on the Snoqualmie Pass station

физико-географических особенностей расположения исследуемого объекта.

Выводы

Полученные результаты показывают высокую эффективность применения современных методов машинного обучения для решения задачи моделирования динамики толщины снежного

покрова в различных географических условиях. Модель градиентного бустинга над решающими деревьями дала лучшие результаты по сравнению с моделями одиночного решающего дерева и адаптивного бустинга для всех исследуемых объектов и рассматриваемых сезонов снегонакопления. Несмотря на хорошие результаты моделирования, требуются дополнительное исследование обобщающей способности и устойчивости используемых моделей на более длинных рядах

наблюдений и независимых стационарах, а также оценка их использования в условиях недостатка данных прямых метеорологических наблюдений. Для применения полученных результатов при решении гидрологических задач перспективно привлечение спутниковой информации о состоянии снежного покрова, которая позволила бы найти региональные зависимости снегозапаса от его толщины [28] и напрямую включить модельные ряды наблюдений в расчётные схемы гидрологических моделей формирования стока.

Предложенная схема применения методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова характеризуется простотой реализации и позволяет разработать программный персонифицированный продукт, который в реальном времени позволяет получить информацию о наблюдаемой толщине снежного покрова [29] и прогнозировать её динамику в соответствии с ожидаемой метеорологической обстановкой. Усилия в данном направлении пре-

доставят локальным сообществам удобный инструмент наблюдения и оценки характеристик снежного покрова и, как следствие, позволят им сформировать дополнительный источник информации для исследований пространственных особенностей распределения снежного покрова [30].

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00159 мол_а. Первичная обработка исходных данных и моделирование динамики снежного покрова на стационарах Снокуалми Пасс и Коль де Порт выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 16-17-10039.

Acknowledgements. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 16-35-00159 mol_a. Initial data mining and snow depth modeling on Snoquamie Pass and Col de Porte stations were carried out with RSF financial support according to the research project № 16-17-10039.

Литература

1. Brun E., Durand Y., Martin E., Braun L. Snow modeling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales // IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. 1994. V. 223. P. 163–176.
2. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Y., Ayzel G.V. Simulating the formation of river runoff and snow cover in the northern West Siberia // Water Resources. 2015. V. 42. № 4. P. 460–467. doi: 10.1134/S0097807815040065.
3. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 44–52. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-44-52.
4. Singh P., Spitzbart G., Hübl H., Weinmeister H.W. Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study // Journ. of Hydrology. 1997. V. 202. № 1. P. 1–20. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00004-8.
5. СНиП 2.01.07–85. Нагрузки и воздействия. М.: изд. Минстроя России, 1996. 82 с.
6. Борзенкова А.В., Шмакин А.Б. Изменения толщины снежного покрова и суточной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 2. С. 59–70. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-59-70.
7. Armstrong R.L., Brun E. Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2008. 222 p.

References

1. Brun E., Durand Y., Martin E., Braun L. Snow modeling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales. IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. 1994, 223: 163–176.
2. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Y., Ayzel G.V. Simulating the formation of river runoff and snow cover in the northern West Siberia. Water Resources. 2015, 42 (4): 460–467. doi: 10.1134/S0097807815040065.
3. Gelfan A.N., Moreido V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (2): 44–52. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-44-52 [In Russian].
4. Singh P., Spitzbart G., Hübl H., Weinmeister H.W. Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. Journ. of Hydrology. 1997, 202 (1): 1–20. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00004-8.
5. SNiP 2.01.07–85. *Nagruzki i vozdeystviya*. Load and Force. Moscow, 1996: 82 p. [In Russian].
6. Borzenkova A.V., Shmakina A.B. Changes in the snow cover thickness and of daily snowfall intensity affecting the highways cleaning expenses in russian cities. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (2): 59–70. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-59-70 [In Russian].
7. Armstrong R.L., Brun E. Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2008: 222 p.

8. Сократов В.С., Шмакин А.Б. Численное моделирование снежного покрова на о. Гукера (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 55–62. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-55-62.
9. Anderson E.A. National Weather Service river forecast system: Snow accumulation and ablation model. V. 17. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, 1973. 217 p.
10. Etchevers P., Martin E., Brown R., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y.-J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., Jordan R., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O., Pyles R.D., Schlosser A., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Strasser U., Verseghy D., Yamazaki T., Yang Z.-L. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // Annals of Glaciology. 2004. V. 38. № 1. P. 150–158. doi: 10.3189/172756404781814825.
11. Henderson-Sellers A., Pitman A.J., Love P.K., Irannejad P., Chen T.H. The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3 // Bulletin of the American Meteorological Society. 1995. V. 76. №. 4. P. 489–503. doi: 10.1175/1520-0477(1995)076<0489:TPFIOL>2.0.CO;2.
12. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Y. Physically based modeling of many-year dynamics of daily streamflow and snow water equivalent in the Lena R. basin // Water Resources. 2016. V. 43. № 1. P. 21–32. doi: 10.1134/S0097807816010085.
13. Айзель Г.В. Расчеты речного стока для неизученных бассейнов: потенциал применения гидрологической модели и аппарата искусственных нейронных сетей // Инженерные изыскания. 2014. № 7. С. 60–66.
14. Elder K., Michaelsen J., Dozier J. Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods // IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. 1995. V. 228. P. 129–140.
15. Gharaei-Manesh S., Fathzadeh A., Taghizadeh-Mehrjardi R. Comparison of artificial neural network and decision tree models in estimating spatial distribution of snow depth in a semi-arid region of Iran // Cold Regions Science and Technology. 2016. № 122. P. 26–35. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.11.004.
16. Balk B., Elder K. Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed // Water Resources Research. 2000. V. 36. № 1. P. 13–26. doi: 10.1029/1999WR900251.
17. Волчек А.А., Костюк Д.А., Петров Д.О. Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федера-
8. Sokratov V.S., Shmakin A.B. Numerical modeling of snow cover on Hooker Island (Franz Josef Land archipelago). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 55–62. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-55-62 [In Russian].
9. Anderson E.A. National Weather Service river forecast system: Snow accumulation and ablation model. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, 1973 (17): 217 p.
10. Etchevers P., Martin E., Brown R., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y.-J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., Jordan R., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O., Pyles R.D., Schlosser A., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Strasser U., Verseghy D., Yamazaki T., Yang Z.-L. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*. 2004, 38 (1): 150–158. doi: 10.3189/172756404781814825.
11. Henderson-Sellers A., Pitman A.J., Love P.K., Irannejad P., Chen T.H. The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1995, 76 (4): 489–503. doi: 10.1175/1520-0477(1995)076<0489:TPFIOL>2.0.CO;2.
12. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Y. Physically based modeling of many-year dynamics of daily streamflow and snow water equivalent in the Lena R. basin. *Water Resources*. 2016, 43 (1): 21–32. doi: 10.1134/S0097807816010085.
13. Ayzel G.V. Runoff calculations for ungauged basins: potential of hydrological model and artificial neural networks use. *Inzhenernye izyskaniya*. Engineering Research. 2014, 7: 60–66. [In Russian].
14. Elder K., Michaelsen J., Dozier J. Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*. 1995, 228: 129–140.
15. Gharaei-Manesh S., Fathzadeh A., Taghizadeh-Mehrjardi R. Comparison of artificial neural network and decision tree models in estimating spatial distribution of snow depth in a semi-arid region of Iran. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 122: 26–35. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.11.004.
16. Balk B., Elder K. Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. *Water Resources Research*. 2000, 36 (1): 13–26. doi: 10.1029/1999WR900251.
17. Volchek A.A., Kostyuk D.A., Petrov D.O. Water equivalent of snow retrieved from data of passive microwave scanning with the use of artificial neural networks over the Russian Federation territory. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 43–51. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-43-51 [In Russian].

- ции // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 43–51. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-43-51.
18. Электронный ресурс: *Buitinck L., Louppe G., Blondel M., Pedregosa F., Mueller A., Grisel O., Niculae V., Prettenhofer P., Gramfort A., Grobler J., Layton R., VanderPlas J., Joly A., Holt B., Varoquaux G.* API design for machine learning software: experiences from the scikit-learn project // arXiv preprint. 2013. <http://arxiv.org/abs/1309.0238>.
 19. Электронный ресурс: *Morin S., Lejeune Y., Lesaffre B., Panel J.-M., Poncet D., David P., Sudul M.* A 18-years long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 altitude). 2012. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.774249>.
 20. Электронный ресурс: Arctic research centre of Finnish Meteorological Institute: observations on Sodankyla station (Finland). <http://litdb.fmi.fi/index.php>.
 21. *Wayand N.E., Massmann A., Butler C., Keenan E., Stemberis J., Lundquist J.D.* A meteorological and snow observational data set from Snoqualmie Pass (921 m), Washington Cascades, USA // Water Resources Research. 2015. V. 51. № 12. P. 10092–10103. doi: 10.1002/2015WR017773.
 22. *Breiman L., Friedman J., Stone C.J., Olshen R.A.* Classification and regression trees. CRC press, 1984. 360 p.
 23. *Hastie T., Tibshirani R., Friedman J., Franklin J.* The elements of statistical learning: data mining, inference and prediction. Springer, 2005. 758 p.
 24. *Freund Y., Schapire R.E.* A decision-theoretic generalization of on-line learning and an application to boosting // Journ. of computer and system sciences. 1997. V. 55. № 1. P. 119–139. doi: 10.1007/3-540-59119-2_166.
 25. *Schapire R.E., Freund Y.* Boosting: Foundations and algorithms. MIT press, 2012. 528 p.
 26. *Friedman J.H.* Greedy function approximation: a gradient boosting machine // Annals of Statistics. 2001. V. 29. № 5. P. 1189–1232.
 27. *Kohavi R.* A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection // Intern. Joint Conf. on Artificial Intelligence (Ijcai). 1995. V. 14. № 2. P. 1137–1145.
 28. *Jonas T., Marty C., Magnusson J.* Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps // Journ. of Hydrology. 2009. V. 378. № 1. P. 161–167. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.021.
 29. *Hinkler J., Pedersen S.B., Rasch M., Hansen B.U.* Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera // Intern. Journ. of Remote Sensing. 2002. V. 23. № 21. P. 4669–4682. doi: 10.1080/01431160110113881.
 30. *Muller C.L., Chapman L., Johnston S., Kidd C., Illingworth S., Foody G., Overeem A., Leigh R.R.* Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences: current status and future potential // Intern. Journ. of Climatology. 2015. V. 35. № 11. P. 3185–3203. doi: 10.1002/joc.4210.
 18. Internet source: *Buitinck L., Louppe G., Blondel M., Pedregosa F., Mueller A., Grisel O., Niculae V., Prettenhofer P., Gramfort A., Grobler J., Layton R., VanderPlas J., Joly A., Holt B., Varoquaux G.* API design for machine learning software: experiences from the scikit-learn project // arXiv preprint. 2013. <http://arxiv.org/abs/1309.0238>.
 19. Internet source: *Morin S., Lejeune Y., Lesaffre B., Panel J.-M., Poncet D., David P., Sudul M.* A 18-years long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 altitude). 2012. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.774249>.
 20. Internet source: Arctic research centre of Finnish Meteorological Institute: observations on Sodankyla station (Finland). <http://litdb.fmi.fi/index.php>.
 21. *Wayand N.E., Massmann A., Butler C., Keenan E., Stemberis J., Lundquist J.D.* A meteorological and snow observational data set from Snoqualmie Pass (921 m), Washington Cascades, USA. Water Resources Research. 2015, 51 (12): 10092–10103. doi: 10.1002/2015WR017773.
 22. *Breiman L., Friedman J., Stone C.J., Olshen R.A.* Classification and regression trees. CRC press, 1984: 360 p.
 23. *Hastie T., Tibshirani R., Friedman J., Franklin J.* The elements of statistical learning: data mining, inference and prediction. Springer, 2005: 758 p.
 24. *Freund Y., Schapire R.E.* A decision-theoretic generalization of on-line learning and an application to boosting. Journ. of computer and system sciences. 1997, 55 (1): 119–139. doi: 10.1007/3-540-59119-2_166.
 25. *Schapire R.E., Freund Y.* Boosting: Foundations and algorithms. MIT press, 2012: 528 p.
 26. *Friedman J.H.* Greedy function approximation: a gradient boosting machine. Annals of Statistics. 2001, 29 (5): 1189–1232.
 27. *Kohavi R.* A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection. Intern. Joint Conf. on Artificial Intelligence (Ijcai). 1995, 14 (2): 1137–1145.
 28. *Jonas T., Marty C., Magnusson J.* Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. Journ. of Hydrology. 2009, 378 (1): 161–167. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.021.
 29. *Hinkler J., Pedersen S.B., Rasch M., Hansen B.U.* Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera. Intern. Journ. of Remote Sensing. 2002, 23 (21): 4669–4682. doi: 10.1080/01431160110113881.
 30. *Muller C.L., Chapman L., Johnston S., Kidd C., Illingworth S., Foody G., Overeem A., Leigh R.R.* Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences: current status and future potential. Intern. Journ. of Climatology. 2015, 35 (11): 3185–3203. doi: 10.1002/joc.4210.

Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове

© 2017 г. В.М. Котляков, Ю.Я. Мачерет*, А.В. Сосновский, А.Ф. Глазовский

Институт географии РАН, Москва, Россия

*macheret2011@yandex.ru

Speed of radio wave propagation in dry and wet snow

V.M. Kotlyakov, Yu.Ya. Macheret*, A.V. Sosnovsky, A.F. Glazovsky

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

*macheret2011@yandex.ru

Received September 1, 2016

Accepted December 26, 2016

Keywords: *dry snow, radio echo sounding, radio wave velocity, snow cover, snow density, snow structure, wet snow.***Summary**

In recent years, ground-penetrating radars are widely used for measuring thickness and liquid water content in snow cover on land and glaciers. The measurement accuracy depends on radio wave velocity (RWV) adopted for calculations. The RWV depends mainly on density, water content and structure of the snow cover and ice layers in it. The density and wetness of snow, and its structure can be estimated from data on RWV, using the available experimental and theoretical relations. Satisfactory results can be obtained using the Looyenga's (1965) equations to estimate the density and wetness of snow cover, and equations of van Beek's (1967) showing the distinction between RWV speeds velocities in snow cover and ice layers with different prevailing orientation and sizes of air or water inclusions.

RWV in dry snow with density 300 kg/m³ may vary by 32 m/μs, depending on whether the vertical or horizontal orientation of the air inclusions prevails therein. In ice with density 700 kg/m³ effect of air inclusions orientation on differences in RWV is reduced to 5 m/μs. If the inclusions are not filled with air but with water, the difference in RWV in snow is 21 m/μs, and in ice is 24 m/μs. The RWV is affected not only by orientation of the inclusions, but their elongation. Twofold elongation of ellipsoidal air and water inclusions increases the difference in RWV in snow (with a density 300 kg/m³) to 23 m/μs and 22 m/μs.

These estimates show a noticeable influence of snow structure on RWV in snow cover. The reliability of the above RWV estimates depends significantly on a thermal state of the snow cover, and decreases during snowmelt and increases in the cold period. It strongly depends on accuracy of measurements of the RWV in snow cover and its separate layers. With sufficiently high accuracy of the measurements this makes possible to detect and identify loose layers of deep hoar and compact layers of infiltration and superimposed ice, which is important for studying the liquid water storage of snow cover and a glacier mass balance. Therefore, considerable attention should be given to accuracy of the RWV measurements in dry and wet snow cover and its individual layers. With sufficiently high accuracy of measurements of the RWV, this should allow revealing such layers and estimating their thickness and average density.

Поступила 1 сентября 2016 г.

Принята к печати 26 декабря 2016 г.

Ключевые слова: *влажный снег, плотность снега, радиоэхозондирование, скорость распространения радиоволн, снежный покров, структура снега, сухой снег.*

Представлены результаты расчётов скорости распространения радиоволн в снежном покрове в зависимости от плотности, влажности, структуры снега и прослоек в нём льда по разным эмпирическим и теоретическим зависимостям. Различие в скорости распространения радиоволн в сухом снеге плотностью 300 кг/м³ с преобладающей вертикальной или горизонтальной ориентацией включений воздуха достигает 32 м/мкс и уменьшается до 5 м/мкс во льду плотностью 700 кг/м³. Выполненные оценки показывают заметное влияние структуры на скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове, что позволяет обнаруживать и идентифицировать рыхлые слои глубинной изморози и плотные слои инфильтрационного и наложенного льда.

Введение

Для измерения баланса массы ледников и снегозапасов обычно используют данные наземных снегомерных съёмок толщины снежного покрова по сети точек и измерений плотности снега в отдельных шурфах. Снегозапас $W_{\text{сп}}$ в во-

дном эквиваленте (в.э.) вычисляют по формуле $W_{\text{сп}} = H \rho_{\text{сп}}$, где H и $\rho_{\text{сп}}$ — соответственно толщина и средняя плотность снежного покрова. Измерения толщины H снежного покрова с помощью снегомерного шупа — самый простой, но трудоёмкий метод. Обычно толщину снежного покрова устанавливают по глубине проник-

новения шупа до подстилающего грунта, а на ледниках — до первой не пробиваемой шупом толстой ледяной прослойки, образовавшейся в конце предыдущего сезона таяния. В обоих случаях среднюю плотность $\rho_{\text{ср}}$ снежного покрова определяют в шурфах, где измеряют толщину h_n и плотность ρ_n отдельных слоёв снега и льда: $\rho_{\text{ср}} = \sum h_n \rho_n / (\sum h_n)$.

В последние годы для этой цели начали применять новые наземные и дистанционные методы [1], в том числе радиолокационное зондирование [2–9]. Радиолокационным методом толщина снежного покрова H определяется из простого соотношения

$$H = \tau V_{\text{ср}} / 2, \quad (1)$$

где τ — время запаздывания отражённых сигналов от подошвы снежного покрова; $V_{\text{ср}}$ — средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове.

Преимущество данного метода по сравнению с традиционными снегомерными измерениями состоит в том, что толщину снежного покрова можно быстро и непрерывно измерять вдоль протяжённых профилей с помощью радиолокационной аппаратуры, которая устанавливается на наземном или воздушном транспорте или переносится оператором. Из уравнения (1) следует, что точность измерений толщины H снежного покрова радиолокационным методом зависит от точности измерений τ и $V_{\text{ср}}$. В таких малопоглощающих диэлектрических средах, как снег, фирн и лёд, диэлектрические потери малы [10], поэтому скорость распространения радиоволн V зависит только от относительной диэлектрической проницаемости ϵ' среды, т.е. $V = c/\epsilon'^{0.5}$, где $c = 300$ м/мкс — скорость света в вакууме.

Относительная диэлектрическая проницаемость сухого ϵ'_d и влажного ϵ'_s снега, фирна и льда определяется плотностью ρ , влажностью W , температурой t и структурой этих сред и в диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц практически не зависит от частоты и слабо зависит от содержания минеральных примесей и положения c -осей монокристаллов льда относительно направления электрического поля [10, 11]. Цель настоящей статьи — оценить диапазон изменения скорости распространения радиоволн в снежном покрове в зависимости от плотности, структуры снега и наличия прослоек льда с по-

мощью известных теоретических и эмпирических зависимостей скорости от этих параметров, а затем на основе полученных данных установить возможность определения этих параметров по скорости распространения радиоволн.

Диэлектрическая проницаемость компонентов снежного покрова

Снежный покров и на суше, и на ледниках в зависимости от условий образования и залегания находится в сухом или влажном состоянии и содержит слои и прослойки снега и льда разной плотности, влажности и структуры, образовавшиеся в результате снегопадов, оттепелей и похолоданий. Снежный покров можно рассматривать как двухкомпонентную диэлектрическую смесь льда и воздуха, в которой при положительных температурах вероятно появление жидкой воды. Относительная диэлектрическая проницаемость ϵ' этих компонентов известна [12]: для воздуха $\epsilon'_a = 1$; для сухого плотного льда (без воздушных включений) $\epsilon'_i = 3,20 \pm 0,02$ [10–12]; для талой воды $\epsilon'_w = 87,9$ [13]. Для льда это соответствует скорости $V_i = 169 \pm 2$ м/мкс, для воды — скорости $V_w = 32$ м/мкс.

Зависимость диэлектрической проницаемости ϵ'_i холодного льда от температуры t имеет следующий вид [14]: $\epsilon'_i = 3,1884 + 0,00091 t$. Для плотного льда при $t = 0^\circ\text{C}$ $\epsilon'_i = 3,19 \pm 0,04$ [15, 16], а в диапазоне температур от 0 до -20°C , характерном для субполярных и тёплых ледников, данная зависимость описывается уравнением $\epsilon'_i = 3,1968 + 0,061 t$ [15, 16].

Смесь двух диэлектриков. Для описания диэлектрической проницаемости ϵ'_m смеси двух диэлектриков (в нашем случае льда и воздуха или льда и воды) с относительными диэлектрическими проницаемостями ϵ'_1 и ϵ'_2 как функции их объёмной концентрации предложен ряд уравнений, приведённых в работах [11, 17–24].

Зависимость от плотности. В первом приближении зависимость диэлектрической проницаемости ϵ'_d от плотности ρ_d и объёмного содержания v_d сухого снега, фирна и ледникового льда может быть описана формулой К. Лихтенекера [25]:

$$\lg \epsilon'_d = v_d \lg \epsilon'_1 (1 - v_d) \lg \epsilon'_2, \quad (2)$$

где $v_d = \rho_d / \rho_i$ — объёмное содержание этих сред; $\rho_i = 917$ кг/м³ — плотность льда без воздушных включений.

Для таких сред с включениями воздуха и льда сферической формы эта зависимость достаточно хорошо описывается

формулой Г. Луэнга [26] –

$$\epsilon'_d = [v_i(\epsilon_i'^{1/3} - 1) + 1]^3, \quad (3)$$

где $v_i = \rho_d/\rho_i$ – объёмное содержание льда; ρ_d – плотность сухого снега, фирна и льда, а также эмпирической формулой Г. Робина [27] –

$$\epsilon_d'^{0,5} = (1 + 0,845\rho_d)^2.$$

С учётом данных радиолокационного каротажа скважины на о. Девон (Канадский арктический архипелаг) получено близкое соотношение [27]:

$$\epsilon_d' = (1 + 0,848\rho_d)^2. \quad (4)$$

Очень близкое соотношение получено и при анализе данных радиозондирования на шельфовом леднике Мак-Мёрдо (Антарктика) и имеющихся материалов лабораторных и полевых измерений [28]:

$$\epsilon_d' = (1 + 0,845\rho_d)^2. \quad (5)$$

Эти наиболее представительные данные включают в себя 15 измерений на образцах на частоте 9375 МГц [29], 17 полевых измерений на частоте 20 МГц [17] и 47 измерений на образцах в микроволновом диапазоне [30] по данным наклонного радиозондирования на частоте 35 МГц у скважины GRIP в Гренландии [31] при $\rho_d = 928 \text{ кг/м}^3$ и $\epsilon_d' = (1 + 0,853\rho_d)^2$. Для плотного льда ($\rho_d = 917 \text{ кг/м}^3$) соотношения (4) и (5) дают величины ϵ'_d , равные соответственно 3,17 при -20°C и 3,15 при -10°C , что отличается от значения 3,19 при температуре 0°C . Для этой температуры получена несколько другая зависимость [16]: $\epsilon_d' = (1 + 0,857\rho_d)^2$.

Сравнение экспериментальных зависимостей ϵ_d' от плотности, полученных разными авторами, показывает очень близкое их совпадение с расчётами по формуле Г. Луэнга (3). При этом максимальное расхождение с результатами расчётов по эмпирическим и расчётным зависимостям не превышает 2–3% по ϵ' при плотности более 400 кг/м^3 (рис. 1).

Зависимость от содержания воды. Зависимость относительной диэлектрической проницаемости ϵ'_s влажного снега, фирна и льда от содержания воды W также описывается формулой Луэнга. Для двухкомпонентной смеси лёд–вода

с порами, полностью заполненными водой, она имеет следующий вид:

$$\epsilon'_s = [\epsilon_i'^{1/3} + W(\epsilon_w'^{1/3} - \epsilon_i'^{1/3})]^3, \quad (6)$$

где ϵ'_i и ϵ'_w – соответственно диэлектрическая проницаемость льда и воды.

Для трёхкомпонентной среды, представляющей собой смесь льда с включениями воды и воздуха, с учётом (6) получаем [35]:

$$\epsilon'_s = [\epsilon_i'^{1/3}(1 - P) + W(\epsilon_w'^{1/3} + P - W)]^3, \quad (7)$$

где P – общая доля содержания воды и воздуха, или «общая» пористость тёплого льда.

Диэлектрическая проницаемость влажного снега, фирна и ледникового льда может быть выражена как [36] $\epsilon'_s = \epsilon'_d + \Delta\epsilon'_s$, где ϵ'_d – диэлектрическая проницаемость сухого снега, фирна и ледникового льда, определяемая соотношением (3); $\Delta\epsilon'_s$ – «избыточная» диэлектрическая проницаемость, обусловленная объёмным содержанием воды, диэлектрическая проницаемость которой ϵ'_w почти в 30 раз больше чем у льда; её величину можно оценить из соотношения [16]

$$\Delta\epsilon'_s = W(\epsilon_w'^{1/3} - 1)\{W(\epsilon_w'^{1/3} - 1)[3\epsilon_d'^{1/3} + W(\epsilon_w'^{1/3} - 1)] + 3\epsilon_d'^{2/3}\}.$$

Связь между относительной диэлектрической проницаемостью сухого ϵ'_d и влажного ϵ'_s снега описывается формулами [23]:

$$\epsilon_d' = (1 + 1,7\rho_d + 0,80\rho_d^2); \quad (8)$$

$$\epsilon_s' = (0,1W + 0,80W^2)\epsilon_w' + \epsilon_d'; \quad (9)$$

$$\epsilon_s'' = (0,1W + 0,80W^2)\epsilon_w'', \quad (10)$$

где ϵ_s'' и ϵ_w'' – соответственно факторы потери влажного снега и воды.

Для более узкого диапазона плотности и содержания воды зависимость скорости в сухом и влажном снеге и фирне, рассчитанная по формулам (8)–(10), приведена на рис. 2. Для влажного льда плотностью от 700 до 900 кг/м^3 , снега и фирна плотностью от 300 до 700 кг/м^3 зависимость скорости от плотности и влажности, рассчитанная по формуле Г. Луэнга (6), приведена на рис. 3. Рис. 1–3 показывают, что при уменьшении средней плотности ρ_d с 900 до 780 кг/м^3 скорость радиоволн в сухом фирне и льде V_d возрастает от 168 до 179 м/мкс, а скорость радиоволн во влажном фирне и льде V_s при увеличе-

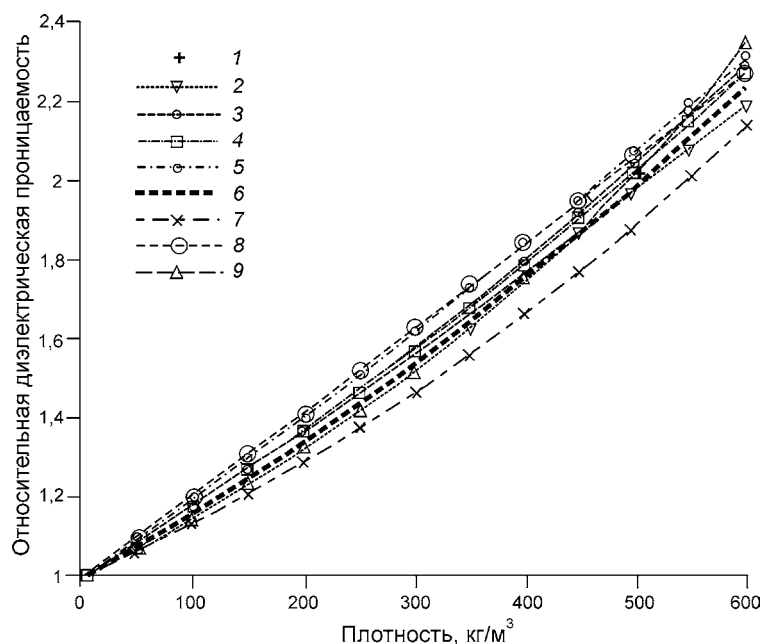


Рис. 1. Эмпирические зависимости диэлектрической проницаемости ϵ'_d сухого снега, фирна и ледникового льда от плотности ρ_d в виде соотношения $\epsilon'_d = a\rho_d + b\rho_d^2$ по данным разных авторов:

1 – [23] ($a = 1,7$, $b = 0,7$); 2 – [32] ($a = 1,76$, $b = 0,37$); 3 – [33] ($a = 1,92$, $b = 0,44$); 4 – [28]; 5 – уравнение (5); 6 – формула Г. Луэнга (3); 7 – формула К. Лихтенекера (2); 8 – [34] ($a = 2,13$, $b = 0$); 9 – [21] ($a = 1,59$, $b = 1,86$). Из работы [16]

Fig. 1. Empirical dependencies of dielectric permittivity ϵ'_d of dry snow, firn and glacier ice on density ρ_d in form $\epsilon'_d = a\rho_d + b\rho_d^2$ by data of different authors:

1 – [23] ($a = 1,7$, $b = 0,7$); 2 – [32] ($a = 1,76$, $b = 0,37$); 3 – [33] ($a = 1,92$, $b = 0,44$); 4 – [28]; 5 – equation (5); 6 – Looyenga's equation (3); 7 – Lichtenecker's equation (2); 8 – [34] ($a = 2,13$, $b = 0$); 9 – [21] ($a = 1,59$, $b = 1,86$). From [16]

нии содержания воды (влажности) W с 0 до 6% уменьшается со 168 до 140 м/мкс. Это позволяет по измеренной средней величине скорости распространения радиоволн оценивать состояние (сухое или влажное) снежного покрова, а также снежно-фирновой и ледяной толщ.

Скорости радиоволн в сухом снеге плотностью 100–400 кг/м³, оценённые по формуле Г. Луэнга (3), равны соответственно 279–227 м/мкс, в фирне плотностью 500–700 кг/м³ – 213–179 м/мкс, во льду плотностью 800–900 кг/м³ – 179–170 м/мкс [6]. Приведённые на рис. 1–3 зависимости скорости распространения радиоволн V_d и V_s в холодном и тёплом снеге, фирне и льде могут быть использованы также для оценки плотности ρ_d и содержания воды W в этих средах. Ошибки определения ρ_d и W составляют соответственно ± 10 кг/м³ и $\pm 0,27\%$, если ошибки измерения скорости равны ± 1 м/мкс. Ошибки возрастают в 2–3 раза, если ошибки измерения скорости повышаются до ± 3 –5 м/мкс. Именно поэтому точность измерения скорости распространения радиоволн

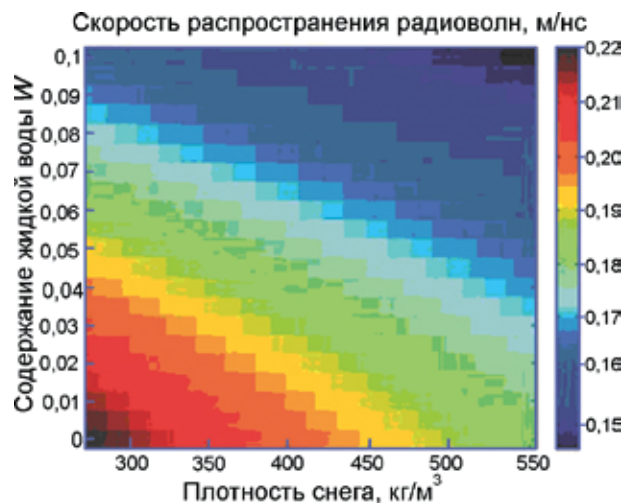


Рис. 2. Зависимость скорости распространения радиоволн V , м/нс, в сухом и влажном снеге (правая шкала) от плотности снега (нижняя шкала) и объёмного содержания воды W (левая шкала) для диапазона плотностей сухого снега 300–550 кг/м³. Из работы [37]

Fig. 2. Dependence of radio wave velocity V , m/ns, in dry and wet snow (right scale) on snow density (lower scale) and water content W (left scale) for dry snow density range 300–550 kg/m³. From [37]

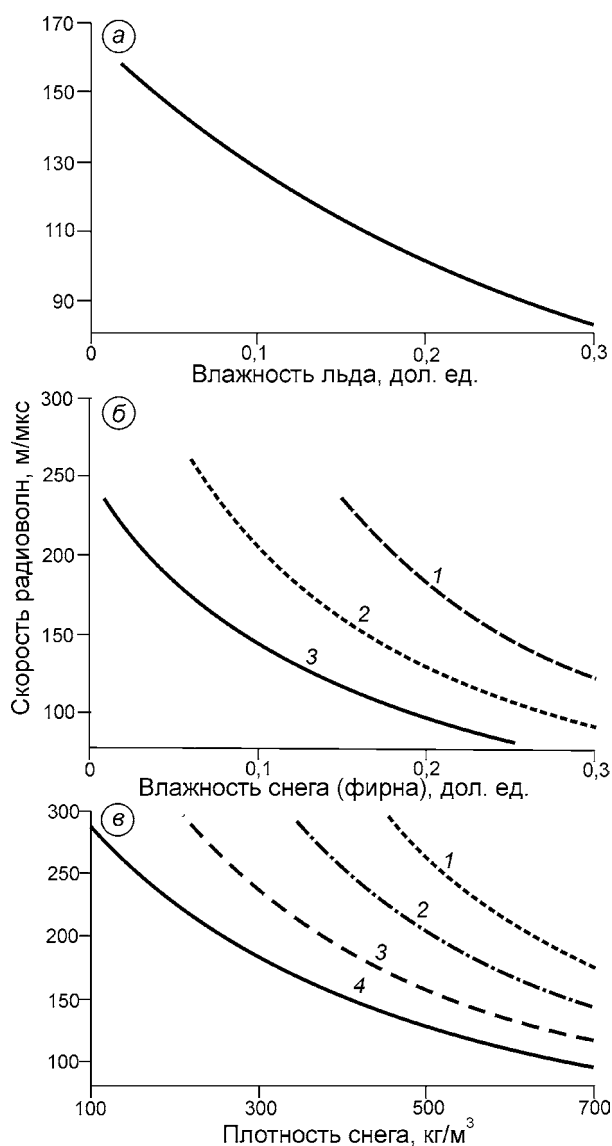


Рис. 3. Скорость распространения радиоволн по формуле Г. Луэнга (6):

a – во влажном льду плотностью 700–900 кг/м³; *б* – во влажном снеге и фирне плотностью 300 кг/м³ (1), 500 кг/м³ (2) и 700 кг/м³ (3) с полностью заполненными водой порами; *в* – по формуле (7) во влажном снеге и фирне с общей долей *P* содержания воды и воздуха 6% (1), 10% (2), 15% (3) и 20% (4)

Fig. 3. Radio wave velocity by Looyenga equation (6): *a* – in wet snow with density 700–900 kg/m³; *б* – in wet snow and firn with density 300 kg/m³ (1), 500 kg/m³ (2) and 700 kg/m³ (3) and pores fully saturated by water; *в* – by equation (7) in wet snow and firn with total portion *P* of water and air content 6% (1), 10% (2), 15% (3) and 20% (4)

в снежном покрове имеет важное значение для оценки его плотности и структуры.

Зависимость избыточной диэлектрической проницаемости влажного снега $\Delta\epsilon'_s$ от объёмного

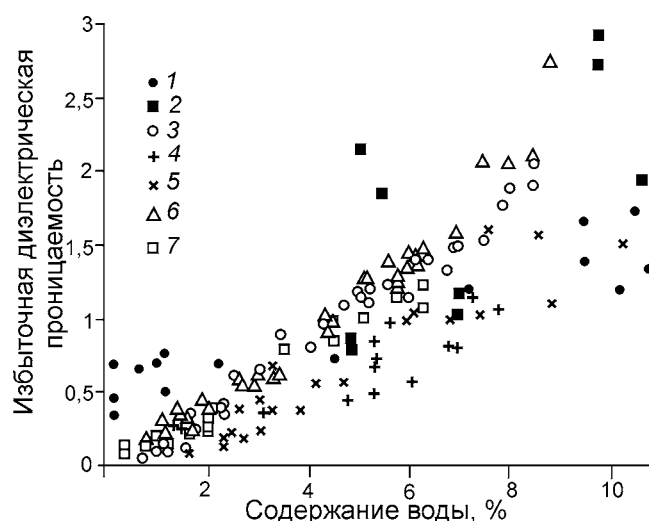


Рис. 4. Зависимость избыточной диэлектрической проницаемости влажного снега $\Delta\epsilon'_s$ от объёмного содержания воды *W* по данным разных авторов:

1 – [38]; 2 – [39]; 3 – [40]; 4, 5 – [23] на частотах 1 ГГц (4) и 4 ГГц (5); 6, 7 – [32] на частотах 10 МГц (6) и 10 ГГц (7). Из работы [16]

Fig. 4. Incremental dielectric permittivity $\Delta\epsilon'_s$ of wet snow as a function of water volumetric content *W* according to different authors:

1 – [38]; 2 – [39]; 3 – [40]; 4, 5 – [23] at frequencies 1 GHz and 4 GHz (5); 6, 7 – [32] at frequencies 10 MHz (6) and 10 GHz (7). From [16]

содержания воды *W* по материалам разных авторов приведена на рис. 4. Данные аппроксимируются следующими соотношениями:

австрийские исследователи [32, 40] –

$$\Delta\epsilon'_s = 14,4W + 139,9W^2; \quad (11)$$

финские исследователи [23] –

$$\Delta\epsilon'_s = (0,1W + 0,82)\epsilon'_w. \quad (12)$$

Сравнение эмпирических зависимостей избыточной диэлектрической проницаемости $\Delta\epsilon'_s$ влажного снега плотностью 500 кг/м³ от содержания воды *W*, полученных финской [23] и австрийской [32, 40] исследовательскими группами, с аппроксимирующими соотношениями (11) и (12) и формулой Г. Луэнга (6) приведено на рис. 5.

Зависимость от структуры. Особый интерес вызывает зависимость скорости распространения радиоволн от формы, размеров и ориентации включений воздуха и воды в сухом и влажном снеге, фирне и льде, так как это даёт возможность использовать данные радиозондирования не только для измерения толщины, но и для оцен-

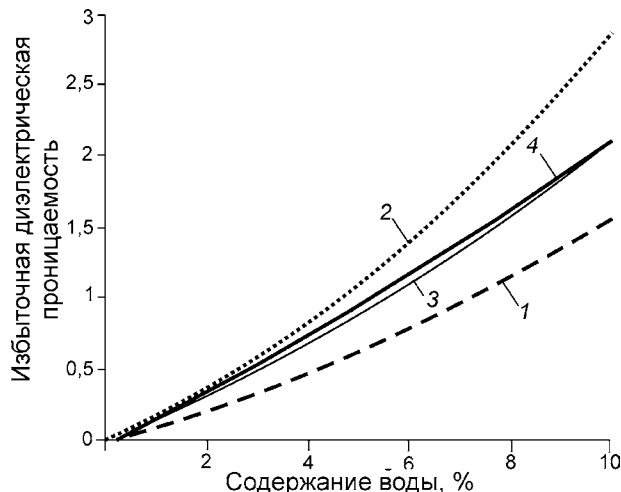


Рис. 5. Сравнение эмпирических зависимостей избыточной диэлектрической проницаемости $\Delta\epsilon'_s$ влажного снега плотностью 500 кг/м^3 от содержания воды W , полученных финской (1) [23] и австрийской (2) [32, 40] исследовательскими группами из работы [16], с аппроксимирующим соотношением (10) (3) и формулой Г. Луэнга (6) (4)

Fig. 5. Comparison of empirical relationships of incremental dielectric permittivity $\Delta\epsilon'_s$ of wet snow (with density 500 kg/m^3) with water content W , obtained by Finnish (1) [23] and Austrian (2) [32, 40] research groups from [16] with approximating relationship (10) (3) and Looyenga equation (6) (4)

ки структуры снежного покрова, что особенно важно для выявления горизонтов глубинной изморози и слоёв наложенного льда. Показано [41], что большие скорости имеют место, когда включения воды во лёду вытянуты перпендикулярно направлению электромагнитного поля, а меньшие — когда они расположены параллельно направлению поля, т.е. если включения вытянуты параллельно и по нормали к поверхности льда покрова. Для сред с включениями дискообразной формы диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{\parallel}$ и $\epsilon_{\perp}$ в направлении, параллельном и перпендикулярном электрическому полю, описывается соотношениями [42]

$$\epsilon_{\parallel} = [(1 - S)(\epsilon_1\epsilon_2) + (S + 2)(\epsilon_1\epsilon_2 + \xi\epsilon_2^2 - \xi\epsilon_1\epsilon_2)] / [(1 - S)\epsilon_2(1 - \xi) + (2 + S)\epsilon_2] \text{ и}$$

$$\epsilon_{\perp} = [(1 + 2S)\epsilon_1\epsilon_2 + (2 - 2S)(\epsilon_1\epsilon_2 + \epsilon_2^2 - \xi\epsilon_2^2)] / [(1 + 2S) + \epsilon_2(1 - \xi) + (2 - 2S)\epsilon_2],$$

где ϵ_1 и ϵ_2 — диэлектрическая проницаемость вмещающей среды (льда) и включений воды соответственно; ξ — объёмная доля включений воды; S — фактор деполяризации, характеризую-

щий, насколько упорядочена ориентация включений: если они вытянуты в одном направлении, то $S = 1$, если распределены случайно, то $S = 0$.

Эффективная диэлектрическая проницаемость ϵ смеси, где среда с относительной диэлектрической проницаемостью ϵ_1 содержит разбавленную примесь частиц с диэлектрической проницаемостью ϵ_2 и общим объёмным содержанием v_2 , может быть оценена по формуле Л. ван Бика [43, 44]

$$\epsilon = \epsilon_1 \{ [\epsilon_1 + A_j(1 - v_2) + v_2(\epsilon_2 - \epsilon_1)] / [\epsilon_1 + A_j(1 - v_2)(\epsilon_2 - \epsilon_1)] \}, \quad (13),$$

где $v_2 = \rho_{ice} - \rho_{meas}$ — содержание включений воздуха; ρ_{meas} — измеренная плотность смеси; A_j — фактор деполяризации, который зависит только от формы частиц, в наиболее общем случае — эллипсоидов; согласно [45], в формуле (13) фактор деполяризации

$$A_j = (1/2)(abc) \int ds / [(a^2 + s)^{1/2}(b^2 + s)^{1/2}(c^2 + s)^{1/2}(j^2 + s)],$$

где $j = a, b$ — оси эллипсоидов, вытянутых вдоль электрического поля E ; a, b, c — оси эллипсоидов; s — переменная, показывающая конфокальность эллипсоида по сравнению со стандартным эллипсоидом, характеризуемым уравнением $x^2/a^2 + y^2/b^2 + z^2/c^2 = 1$.

Размеры осей эллипсоидов описываются следующей формулой:

$$x^2/(a^2 + s) + y^2/(b^2 + s) + z^2/(c^2 + s) = 1.$$

Требуется также, чтобы $A_a + A_b + A_c = 1$. Для четырёх рассмотренных далее случаев предполагается, что эллипсоиды вытянутые, с осями $b = c$ и $a > b$. Тогда общее выражение для фактора деполяризации принимает следующий вид:

$$A_a = (ab^2/2) \int ds / [(s + a^2)^{3/2}(s + b^2)].$$

Вдоль короткой оси b фактор деполяризации A_j ($j = b$) равен $A_b = (1 - A_a)/2$. Для случая вытянутого сфероида, у которого отношение $a/b = p$, $A_a = -1/(p^2 - 1) + p/[(p^2 - 1)^{3/2} \{ \ln[p + (p^2 - 1)^{1/2}] \}]. \quad (14)$

Случай 1. Электрическое поле E направлено вдоль длинных a -осей эллипсоидов. В этом случае формула (13) принимает вид

$$\epsilon = \epsilon_a = \epsilon_1 \{ [1 + v_2(\epsilon_2 - \epsilon_1)] / [\epsilon_1 + A_a(\epsilon_2 - \epsilon_1)] \}. \quad (15)$$

Случай 2. Электрическое поле E направлено вдоль коротких b -осей эллипсоидов. Тогда

$$\epsilon = \epsilon_b = \epsilon_1 [1 + v_2(\epsilon_2 - \epsilon_1) / [\epsilon_1 + A_b(\epsilon_2 - \epsilon_1)]]. \quad (16)$$

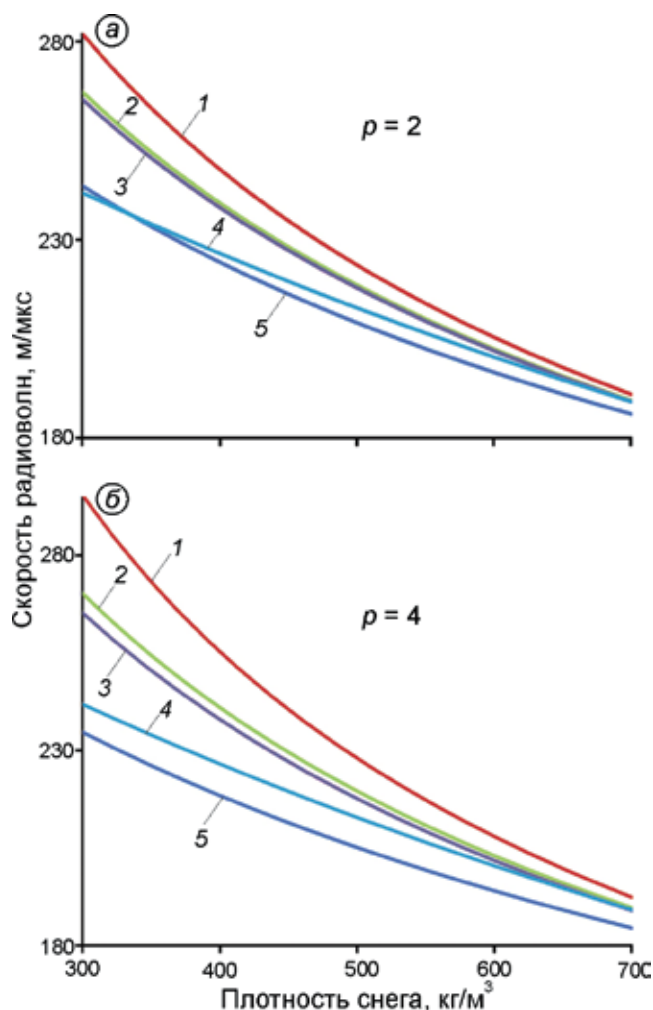


Рис. 6. Скорость распространения радиоволн $V_d = c/\epsilon_m^{0.5}$ ($c = 300$ м/мкс) в сухом снеге и фирне, рассчитанная по величине диэлектрической проницаемости ϵ_m двухкомпонентной смеси с включениями воздуха эллипсоидальной формы (1, 2, 5), с отношением полуосей $p = a/b = 2$ (а) и $p = a/b = 4$ (б) и включениями воздуха сферической формы (3, 4):

1 – электрическое поле E направлено вдоль коротких b -осей эллипсоидов, формула (16); 2 – оси эллипсоидов имеют случайную ориентацию, формула (17); 3 – включения сферической формы, формула (18); 4 – по формуле Луэнга (3); 5 – электрическое поле E направлено вдоль длинных a -осей эллипсоидов, формула (15)

Fig. 6. Radio wave velocity $V_d = c/\epsilon_m^{0.5}$ ($c = 300$ m/mcs) in dry snow, firn and ice, calculated by value of dielectric permittivity ϵ_m of two-component mixture with ellipsoidal inclusions of air (1, 2, 5) with axis ratio $p = a/b = 2$ (a), and $p = a/b = 4$ (b), and air inclusions of spherical form (3, 4):

1 – electrical field E is directed along short b -axis of ellipsoids, equation (16); 2 – axis of ellipsoids are randomly oriented in space, equation (17); 3 – inclusions of spherical form, equation (18); 4 – calculated by Looyenga equation (3); 5 – electrical field E is directed along long a -axis of ellipsoids, equation (15)

Случай 3. Случайная пространственная ориентация осей эллипсоидов. В данном варианте

$$\epsilon \equiv \epsilon_{ab} = \epsilon_a/3 + 2\epsilon_b/3. \quad (17)$$

Случай 4. Все эллипсоиды – сферы ($a = b$). При однородном распределении пузырьков воздуха изменения ϵ происходят только при изменении объёма включений, т.е. вариаций плотности льда. В этом случае

$$A_a = 1/3 \text{ и } \epsilon \equiv \epsilon_s = \epsilon_l [1 + 3v_2(\epsilon_2 - \epsilon_1)/(2\epsilon_1 + \epsilon_2)]. \quad (18)$$

Для сухого снега и фирна плотностью 300–700 кг/м³ зависимость скорости распространения радиоволн от формы, ориентации и размеров включений льда и воздуха, рассчитанная по формулам (13)–(18), представлена на рис. 6. Для плотности снега больше 300 кг/м³ различие в скорости распространения радиоволн для включений сферической формы и эллипсоидальных включений воздуха со случайной пространственной ориентацией (кривые 3 и 2 на рис. 6) отличаются менее чем на 0,7% при $p = 2$ и 1,9% при $p = 4$.

Скорости распространения радиоволн в снегу плотностью более 300 кг/м³, рассчитанные по формуле Г. Луэнга (3) и формулам (13)–(18), отличаются менее чем на 2% при $p = 2$ и не более чем на 4% при $p = 4$. Причём для снега плотностью 150–200 кг/м³ и $p = 2$ расчёты скорости распространения радиоволн по этим формулам отличаются на 4–6%, тогда как расчёты по другим формулам (см. рис. 6) для плотности снега меньше 300 кг/м³ дают неправдоподобные значения скоростей – более 300 м/мкс. Выполненные расчёты указывают на применимость формулы Г. Луэнга (3) для оценок средней плотности сухого снежного покрова. Из рис. 6 следует, что скорость распространения радиоволн в снеге, фирне и льде в зависимости от их плотности, влажности и структуры может меняться в широких пределах. В сухом снежном покрове, средняя плотность которого обычно составляет 400–500 кг/м³, средняя скорость радиоволн близка к 190 м/мкс. Однако она весьма заметно изменяется в зависимости от преимущественной ориентировки и формы включений льда и воздуха в снеге. Скорости в сухом снеге с вертикально и горизонтально вытянутыми и сферическими включениями различаются на 16% (38 м/мкс) при плотности снега 300 кг/м³ и на 7% (15 м/мкс) при плотности 500 кг/м³ и $p = 2$. При

$p = 4$ это отличие составит соответственно 26% (61 м/мкс) и 11% (23 м/мкс). При достаточно высокой точности измерений скорости распространения радиоволн это должно позволить выявлять рыхлые слои глубинной изморози и плотного наложенного и инфильтрационного льда и оценивать их толщину и среднюю плотность.

Для водно-ледяной смеси (влажного снега) при небольшой плотности снега (после его промачивания и полного заполнения пор водой) зависимость скорости распространения радиоволн от формы, ориентации и размеров включений льда и воды представлена на рис. 7. При этом эффективная диэлектрическая проницаемость смеси ϵ_m с $\epsilon_1 = 3,19$ и $\epsilon_2 = 87,9$ рассчитывалась по формулам (13)–(18), как и для смеси льда и воздуха. Из рис. 6 и 7 видно, что при росте плотности сухого снега различия в скорости распространения радиоволн, рассчитанной для рассмотренных здесь случаев 1–4, уменьшаются, однако в случае влажного и промоченного водой снега рост плотности снега мало изменяет соотношения между скоростями распространения радиоволн. Так, для смеси льда и воздуха наибольшее отличие в скорости распространения радиоволн, рассчитанной по разным формулам, для снега плотностью 700 кг/м^3 составляет 6–8 м/мкс (см. рис. 6), а для смеси льда и воды – 21–43 м/мкс (см. рис. 7).

Выводы

Анализ имеющихся данных по скорости распространения радиоволн в сухом и влажном снеге, фирне и ледниковом льде позволяет сделать ряд выводов.

1. В диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц скорость радиоволн в исследуемых средах существенно зависит от их плотности и влажности, практически не зависит от частоты зондирования и слабо зависит от температуры, содержания минеральных примесей и анизотропии льда.

2. По измеренной скорости распространения радиоволн могут быть оценены средняя плотность снежного покрова на суше и фирновой толщине на ледниках, а также среднее содержание воды в этих средах.

3. Данные радиолокационных измерений позволяют установить толщину снежного покрова и определить снегозапасы.

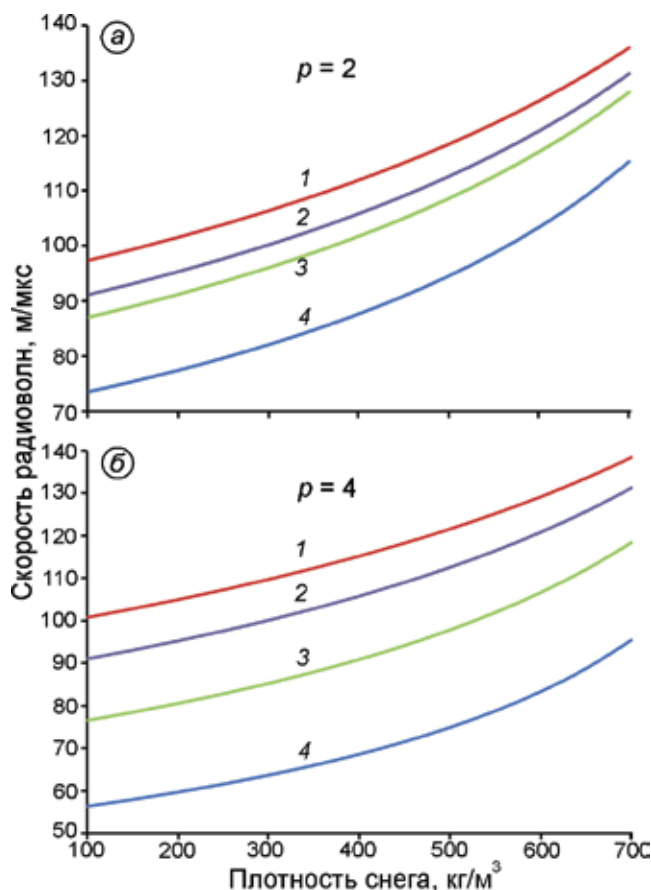


Рис. 7. Скорость распространения радиоволн $V_s = c/\epsilon_m^{0.5}$ ($c = 300 \text{ м/мкс}$) во влажном снеге и фирне, поры которых полностью заполнены водой, рассчитанная по величине диэлектрической проницаемости ϵ_m двухкомпонентной смеси с включениями воды эллипсоидальной формы (1, 3, 4) с отношением полуосей $p = a/b = 2$ (а) и $p = a/b = 4$ (б):

1 – электрическое поле E направлено вдоль коротких b -осей эллипсоидов, формула (16); 2 – включения воды сферической формы ($a = b$), формула (18); 3 – оси эллипсоидов имеют случайную ориентацию, формула (17); 4 – электрическое поле E направлено вдоль длинных a -осей эллипсоидов, формула (15)

Fig. 7. Radio wave velocity $V_s = c/\epsilon_m^{0.5}$ ($c = 300 \text{ m/mcs}$) in wet snow and firn with fully water-filled pores, calculated by value of dielectric ϵ_m of two-component mixture with ellipsoidal inclusions of air and water (1, 3, 4) with ratio of axis $p = a/b = 2$ (a) и $p = a/b = 4$ (b):

1 – electrical field E is directed along short b -axis of ellipsoids, equation (16); 2 – with water inclusions of spherical form ($a = b$), equation (18); 3 – axis of ellipsoids are randomly oriented in space, equation (17); 4 – electrical field E is directed along long a -axis of ellipsoids, equation (15)

4. Скорость радиоволн в сухом снежном покрове зависит от его плотности и структуры – преобладающей ориентации и размеров

включений воздуха. Разность скоростей при преобладающей вертикальной или горизонтальной ориентации включений воздуха в сухом снеге плотностью 300 кг/м³ достигает 32 м/мкс, а при плотности 700 кг/м³ уменьшается до 5 м/мкс.

5. Во влажном снеге при тех же плотностях различия в скоростях радиоволн с преобладающей вертикальной или горизонтальной ориентацией включений воды составляют соответственно 24 и 21 м/мкс. Увеличение отношения размеров большой и малой осей эллипсоидальных включений воздуха ($p = a/b$) в два раза приводит к увеличению разности скорости на 23 м/мкс в сухом снежном покрове плотностью 300 кг/м³ и на 22 м/мкс во влажном снежном покрове той же плотности. Это указывает на заметное влияние структуры сухого и влажного снежного покрова малой плотности на скорость распространения радиоволн.

6. Достоверность оценки плотности и структуры снежного покрова по скорости распространения радиоволн существенно зависит от термического состояния снежного покрова и уменьшается в период таяния по сравнению с холодным периодом. В значительной мере она

определяется и точностью измерения скорости распространения радиоволн во всем снежном покрове и в отдельных его слоях.

7. При достаточно высокой точности измерений скорости это позволяет по её величине обнаруживать рыхлые слои глубинной изморози и плотные слои инфильтрационного и наложенного льда, что важно при изучении снегозапасов на суше и баланса массы ледников. Именно поэтому точности определения средней скорости распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове и отдельных его слоях должно быть уделено особое внимание.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-05-22а и проекта РАН «Исследование изменчивости арктического снежного покрова и оценка его влияния на устойчивость многолетней мерзлоты на основе моделирования и радиозондирования».

Acknowledgements. This work was supported by grant RFBR 14-05-00022a and project of RAS «Investigation of changeability of snow cover and estimation of its influence on stability of permafrost based on modeling and radio-echo sounding».

Литература

1. Lundberg A., Granlund N., Gustafsson D. «Ground Truth» snow measurements – Review of operational and new measurement methods for Sweden and Finland // 65th Eastern Snow conference. Fairlee (Lake Morey), USA, Vermont, 2008. P. 215–237.
2. Arcone S.A. Airborne radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska. U.S.A. // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 161. P. 317–334.
3. Arcone S.A., Spikes V.B., Hamilton G.S. Phase structure of radar stratigraphic horizons within Antarctic firn // Annals of Glaciology. 2005. V. 41. P. 10–16.
4. Arcone S.A., Kreutz K. GPR reflection profiles of Clark and Commonwealth glaciers, Dry Valley, Antarctica // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 112–120.
5. Dunse T., Schuler T.V., Hagen J.O., Eiken T. Recent fluctuation in extent of the firn area of Austfonna, Svalbard, inferred from GPR // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 155–162.
6. Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // Journ. of Applied Geophysics. 2013. V. 99. P. 135–145.
7. Forte E., Dossi M., Pipan M., Colucci R.R. Velocity analysis from common offset GPR data inversion: theory

References

1. Lundberg A., Granlund N., Gustafsson D. «Ground Truth» snow measurements – Review of operational and new measurement methods for Sweden and Finland. 65th Eastern Snow Conference. Fairlee (Lake Morey), Vermont, USA. 2008: 215–237.
2. Arcone S.A. Airborne radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska. U.S.A. Journ. of Glaciology. 2002, 48 (161): 317–334.
3. Arcone S.A., Spikes V.B., Hamilton G.S. Phase structure of radar stratigraphic horizons within Antarctic firn. Annals of Glaciology. 2005, 41: 10–16.
4. Arcone S.A., Kreutz K. GPR reflection profiles of Clark and Commonwealth glaciers, Dry Valley, Antarctica. Annals of Glaciology. 2009, 50 (51): 112–120.
5. Dunse T., Schuler T.V., Hagen J.O., Eiken T. Recent fluctuation in extent of the firn area of Austfonna, Svalbard, inferred from GPR. Annals of Glaciology. 2009, 50 (51): 155–162.
6. Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. Journ. of Applied Geophysics. 2013, 99, 135–145.
7. Forte E., Dossi M., Pipan M., Colucci R.R. Velocity analysis from common offset GPR data inversion: theory

- and application to synthetic and real data // *Geophys. Journ. International*. 2014. V. 197. P. 1471–1483.
8. 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.
9. Holbrook W.S., Miller S.N., Pwovart M.A. Estimating snow equivalent over long mountain transects using snowmobile-mounted ground penetrating radar // *Geophysics*. 2016. V. 81. № 1. P. WA183–WA193.
10. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
11. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
12. Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // *Reports on Progress in Physics*. 2004. V. 67. P. 1821–1861.
13. Endres A.L., Murray T., Booth A.D., West L.J. A new framework for estimating englacial water content and pore geometry using combined radar and seismic wave velocities // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. L0450. doi: 10.1029/2008GL036876.
14. Mätzler C., Wegmüller U. Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies // *Journ. of Physics. D: Applied Physics*. 1987. V. 20. № 12. P. 623–630.
15. Фролов А.Д., Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в субполярных и теплых ледниках по данным измерений скорости распространения радиоволн // *МГИ*. 1998. Вып. 84. С. 148–154.
16. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. On dielectric properties of dry and wet snow // *Hydrological processes*. 1999. V. 13. P. 1755–1760.
17. Denoth A. On the calculation of the dielectric constant of snow // *Rencontre internationale sur la neige et les avalanches*. Association nationale pour l'étude de la neige et des avalanches. 1978. P. 61–70.
18. Denoth A. Effect of grain geometry on electrical properties of snow at frequencies up to 100 MHz // *Journ. of Applied Physics*. 1982. V. 53. Pt. 1. № 11. P. 7496–7501.
19. Denoth A. Snow dielectric measurements // *Advance Space Research*. 1989. V. 9. № 1. P. 233–243.
20. Denoth A., Schittelkopf H. Mixing formulas for determining the free water content of wet snow from measurements of the dielectric constant // *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 1978. Bd. 14. Ht. 1. S. 73–80.
21. Mätzler C. Microwave permittivity of dry snow // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1996. V. 34. № 2. P. 573–581.
22. Stiles W.H., Ulaby F.T. Dielectric properties of snow // *Proc. of the Workshop on the Properties of Snow*, and application to synthetic and real data. *Geophys. Journ. International*. 2014, 197: 1471–1483.
8. 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].
9. Holbrook W.S., Miller S.N., Pwovart M.A. Estimating snow equivalent over long mountain transects using snowmobile-mounted ground penetrating radar. *Geophysics*. 2016, 81 (1): WA183–WA193.
10. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p. [In Russian].
11. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
12. Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding. *Reports on Progress in Physics*. 2004, 67: 1821–1861.
13. Endres A.L., Murray T., Booth A.D., West L.J. A new framework for estimating englacial water content and pore geometry using combined radar and seismic wave velocities. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L0450. doi: 10.1029/2008GL036876.
14. Mätzler C., Wegmüller U. Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies. *Journ. of Physics. D: Applied Physics*. 1987, 20 (12): 623–630.
15. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. Estimation of water content in subpolar and temperate glaciers according to the data of radio sounding. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1998, 84: 148–154. [In Russian].
16. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. On dielectric properties of dry and wet snow. *Hydrological processes*. 1999, 13: 1755–1760.
17. Denoth A. On the calculation of the dielectric constant of snow // *Rencontre internationale sur la neige et les avalanches*. Association nationale pour l'étude de la neige et des avalanches. 1978: 61–70.
18. Denoth A. Effect of grain geometry on electrical properties of snow at frequencies up to 100 MHz. *Journ. of Applied Physics*. 1982, 53, Pt. 1 (11): 7496–7501.
19. Denoth A. Snow dielectric measurements. *Advance Space Research*. 1989, 9 (1): 233–243.
20. Denoth A., Schittelkopf H. Mixing formulas for determining the free water content of wet snow from measurements of the dielectric constant. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 1978, 14 (1): 73–80.
21. Mätzler C. Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1996, 34 (2): 573–581.
22. Stiles W.H., Ulaby F.T. Dielectric properties of snow. *Proc. of the Workshop on the Properties of Snow*,

- Snowbird, Utah, April 8–10, 1981. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Special report. № 82–18. United States. P. 91–103.
23. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hillikainen M.* The complex dielectric constant of snow using microwave techniques // *IEEE Journ. of Oceanic Engineering*. 1984. V. OE–9. № 5. P. 377–382.
 24. *Узлов В.А., Шишков Г.И., Щербakov В.В.* Основные физические параметры снежного покрова // *Тр. Нижегородского гос. техн. ун-та им. Р.Е. Алексеева*. 2014. Т. 103. № 1. С. 119–129.
 25. *Богородицкий В.В., Пасынков В.П.* Материалы в радиоэлектронике. М.–Л.: Мосэнергоиздат, 1961. 352 с.
 26. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
 27. *Robin G. de Q.* Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique // *Journ. of Glaciology*. 1975. V. 15. № 73. P. 151–159.
 28. *Kovacs A., Gow A., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. CREEL Report 93–26. 1993. P. 1–29.
 29. *Cumming W.A.* The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters // *Journ. of Applied Physics*. 1952. V. 23. № 7. P. 768–773.
 30. *Nyfors E.* On dielectric properties of dry snow in the 800 MHz to 13 GHz region. Helsinki University of Technology. Radio Laboratory. Report S13. 1982. 29 p.
 31. *Hempel L., Thyssen F., Gundestrup N., Clausen H.B., Miller H.* A comparison of radio–echo sounding data and electrical conductivity of the GRIP ice core // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 369–374.
 32. *Achammer T., Denoth A.* Snow dielectric properties: from DC to microwave X–band // *Annals of Glaciology*. 1994. V. 19. P. 92–96.
 33. *Denoth A.* An electronic device for long-term snow wetness recording // *Annals of Glaciology*. 1994. V. 19. P. 104–106.
 34. *Schneebeli M., Coléuo C., Touvier F., Lesaffre B.* Measurement of density and wetness in snow using time–domain reflectometry // *Annals of Glaciology*. 1998. V. 26. P. 69–72.
 35. *Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers // *Polar Research*. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216.
 36. *Sihvola A., Nyfors E., Tiuri M.* Mixing formulae and experimental results for the dielectric constant of snow // *Journ. of Glaciology*. 1985. V. 31. № 108. P. 163–170.
 37. *Bradford J.H., Nichols J., Mikesell D., Harper J.* Continuous profiles of electromagnetic velocity and water content in glaciers: an example from Bench glacier, Alaska, USA // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50 (51). P. 1–9.
 38. *Kuroiwa D.* The dielectric properties of snow // *IASH Publ.* № 4. 1956. P. 52–63.
 23. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hillikainen M.* The complex dielectric constant of snow using microwave techniques. *IEEE Journ. of Oceanic Engineering*. 1984, OE–9 (5): 377–382.
 24. *Uzlov V.A., Shishkov G.I., Shcherbakov V.V.* The main physical parameters of snow cover. *Trudy Nizhegorodskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. Transactions of Nizhniy Novgorod State Technical University. 2014, 103 (1): 119–129. [In Russian].
 25. *Bogoroditsky N.P., Pasyнков V.P.* *Materialy v radioelektronike*. Materials in radioelectronics. Moscow–Leningrad, Mosenergo Publishing House, 1961: 352 p. [In Russian].
 26. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406.
 27. *Robin G. de Q.* Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique. *Journ. of Glaciology*. 1975, 15 (73): 151–159.
 28. *Kovacs A., Gow A., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. CREEL Report 93–26. 1993: 1–29
 29. *Cumming W.A.* The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. *Journ. of Applied Physics*. 1952, 23 (7): 768–773.
 30. *Nyfors E.* On dielectric properties of dry snow in the 800 MHz to 13 GHz region. Helsinki, Helsinki University of Technology. Radio Laboratory, Report S13. 1982: 29 p.
 31. *Hempel L., Thyssen F., Gundestrup N., Clausen H.B., Miller H.* A comparison of radio–echo sounding data and electrical conductivity of the GRIP ice core. *Journ. of Glaciology*. 2000, 46 (154): 369–374.
 32. *Achammer T., Denoth A.* Snow dielectric properties: from DC to microwave X–band. *Annals of Glaciology*. 1994. V. 19. P. 92–96.
 33. *Denoth A.* An electronic device for long-term snow wetness recording. *Annals of Glaciology*. 1994, 19: 104–106.
 34. *Schneebeli M., Coléuo C., Touvier F., Lesaffre B.* Measurement of density and wetness in snow using time–domain reflectometry. *Annals of Glaciology*. 1998, 26: 69–72.
 35. *Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers. *Polar Research*. 2000, 19 (2): 205–216.
 36. *Sihvola A., Nyfors E., Tiuri M.* Mixing formulae and experimental results for the dielectric constant of snow. *Journ. of Glaciology*. 1985, 31 (108): 163–170.
 37. *Bradford J.H., Nichols J., Mikesell D., Harper J.* Continuous profiles of electromagnetic velocity and water content in glaciers: an example from Bench glacier, Alaska, USA. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (51): 1–9.
 38. *Kuroiwa D.* The dielectric properties of snow. *IASH Publ.* 4, 1956: 52–63.

39. *Sweeny B.D., Colbeck S.C.* Measurements of the dielectric properties of wet snow using a microwave technique // CREEL Res. Report 325, 1974.
40. *Ambach W., Denoth A.* Studies on the dielectric properties of snow // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1972. Bd. 8. Ht. 1–2. S. 113–123.
41. *Giordano S.* Order and disorder of heterogeneous material microstructure: electric and elastic characterization of dispersions of pseudo-oriented spheroids // Intern. Journ. of Engineering Science. 2005. V. 43. P. 1033–1058.
42. *Bradford J.H., Nichols J., Harper J.T., Meirbachtol T.* Compressional and EM velocity anisotropy in a temperate glacier due to basal crevasses, and implications for water content estimation // Annals of Glaciology. 2013. V. 54 (64). P. 168–178.
43. *van Beek L.K.H.* Dielectric behavior in heterogeneous systems // Progress in dielectrics. 1967. V. 7. P. 69–114.
44. *Ackley S.F., Keliher T.E.* Ice sheet internal radio-echo reflections and associated physical property changes with depth // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84-B10. P. 5675–5680.
45. *Stratton J.A.* Electromagnetic theory. New York, McGraw–Hill, 1941. 615 p.

Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая

© 2017 г. Н.С. Малыгина*, А.Н. Эйрих, Н.Ю. Курепина, Т.С. Папина

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*natmgn@gmail.com

Isotope composition of winter precipitation and snow cover in the foothills of the Altai

N.S. Malygina*, A.N. Eirikh, N.Yu. Kurepina, T.S. Papina

Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

*natmgn@gmail.com

Received April 18, 2016

Accepted September 22, 2016

Keywords: *foothills of the Altai, snow cover, stable isotopes of oxygen and hydrogen, winter precipitation.***Summary**

Over the past three decades, several general circulation models of the atmosphere and ocean (atmospheric and oceanic general circulation models – GCMs) have been improved by modeling the hydrological cycle with the use of isotopologues (isotopes of water) HDO and H₂¹⁸O. Input parameters for the GCM models taking into account changes in the isotope composition of atmospheric precipitation were, above all, the results obtained by the network GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation. At different times, on the vast territory of Russia there were only about 40 simultaneously functioning stations where the sampling of atmospheric precipitation was performed. In this study we present the results of the isotope composition of samples taken on the foothills of the Altai during two winter seasons of 2014/15 and 2015/16. Values of the isotope composition of precipitation changed in a wide range and their maximum fluctuations were 25, 202 and 18‰ for δ¹⁸O, *d_{exc}* and δD, respectively. The weighted-mean values of δ¹⁸O and δD of the precipitation analyzed for the above two seasons were close to each other (–21.1 and –158.1‰ for the first season and –21.1 and –161.9‰ for the second one), while *d_{exc}* values differed significantly. The comparison of the results of isotope analysis of the snow cover integral samples with the corresponding in the time interval the weighted-mean values of precipitation showed high consistency. However, despite the similarity of values of δ¹⁸O and δD, calculated for precipitation and snow cover, and the results, interpolated in IsoMAP (from data of the GNIP stations for 1960–2010), the *d_{exc}* values were close to mean annual values of IsoMAP for only the second winter season. According to the trajectory analysis (the HYSPLIT model), the revealed differences between both, the seasons, and the long-term average values of IsoMAP, were associated with a change of main regions where the air masses carrying precipitation were formed, namely, the North Atlantic (the winter season of 2014/15) and the inland areas with open ice-free water bodies (the season of 2015/16). Thus, with the correct interpretation of the results, the data on the snow cover isotope composition on the Altai foothills can be used as an alternative data sources instead of the GNIP data.

Поступила 18 апреля 2016 г.

Принята к печати 22 сентября 2016 г.

Ключевые слова: *зимние атмосферные осадки, предгорья Алтая, снежный покров, стабильные изотопы кислорода и водорода.*

Приводятся результаты изотопного анализа состава атмосферных осадков и снежного покрова предгорий Алтая. Показано, что средневзвешенные значения осадков двух зимних сезонов (2014/15 и 2015/16 гг.) для δ¹⁸O составили –21,1‰, а для δD –158,1 и –161,9‰ соответственно и хорошо согласуются с изотопным составом интегральных проб снежного покрова. Проявившиеся отличия в *d_{exc}* очевидно, связаны со сменой основных регионов формирования воздушных масс, приносящих атмосферные осадки: сменой открытых ото льда акваторий Северной Атлантики на внутриконтинентальные водоёмы. При корректной интерпретации результатов данные изотопного состава атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая могут быть использованы в ряде моделей МОЦ.

Введение

В последние три десятилетия в моделях общей циркуляции атмосферы и океана – МОЦ (англ. General Circulation Models) – в качестве входных параметров используются стабильные изотопологи HDO (δD) и H₂¹⁸O (δ¹⁸O) [1–13].

Соотношение стабильных изотопов воды в атмосферных осадках описывается эмпирической зависимостью, именуемой глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ, δD = 8δ¹⁸O + 10) [14, 15]. Отклонения δ¹⁸O÷δD от ГЛМВ позволяют оценить процессы изотопного фракционирования в изучаемом регионе, которые характеризуют-

ся локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ). Расчётный показатель — дейтериевый эксцесс ($d_{exc} = \delta D - 8\delta^{18}O$), предложенный В. Дансгором [16] на основе ГЛМВ-зависимости для определения региональных особенностей изотопного состава, например атмосферного водяного пара или осадков, успешно применяют для идентификации их источников [17, 18].

Среди последнего поколения моделей МОЦ выделяется разработанная в Институте Макса Планка (Германия) модель ЕСНАМ, которая была расширена дополнительным модулем для оценки изменений изотопного состава воды и пара на протяжении всего гидрологического цикла и получила в названии приставку «wiso» [2, 13, 19]. Дополнительно, наряду с ЕСНАМ-wiso, эффективно применяют модель ЕМАС, которая позволяет оценивать обменные процессы в тропо- и стратосфере (до 90 слоёв по вертикали), а также учитывать окисление метана при моделировании вариаций изотопологов воды в стратосфере [1]. Результаты расчётов, выполненных с помощью этих моделей, существенно повышают качество интерпретаций палеоархивных «изотопных сигналов» с точки зрения климатических и экологических изменений [7–9, 12, 20–26].

К входным параметрам для МОЦ, учитывающим изменения изотопного состава атмосферных осадков, в первую очередь относятся данные, полученные сетью GNIP — Global Network of Isotopes in Precipitation [27]. Постоянный мониторинг содержания стабильных изотопов в атмосферных осадках GNIP начали проводить в 1961 г. При этом на обширной территории Российской Федерации и Советского Союза в целом в разное время одновременно функционировало не более 40 станций, где отбирали пробы атмосферных осадков хотя бы в течение года или более [27]. К сожалению, с 2000-х годов непрерывный мониторинг изотопного состава атмосферных осадков, соответствующий рекомендациям международной сети GNIP, практически не проводился. Объём научных исследований по данной тематике в России и раньше, и сейчас крайне невелик, и охватывают они преимущественно равнинные территории [28–32]. Таким образом, необходимость изучения изотопного состава атмосферных осадков, выпадающих в предгорных и горных районах России, которые характеризуются

сложными климатическими и орографическими условиями, не вызывает сомнения.

Предгорья Алтая, граничащие с крупными орографическими барьерами и служащие ареной конвергенции океанических и континентальных воздушных масс, обуславливающих широкое варьирование изотопного состава атмосферных осадков, в том числе и внутри сезона, — один из перспективных районов исследования. Относясь к Алтае-Саянской гляциологической области, на территории которой находятся уникальные природные архивы, в первую очередь высокогорные ледниковые керны, алтайские предгорья могут быть хорошим модельным регионом для проведения изотопных исследований, результаты которых будут востребованы и при палеорекострукциях.

Цель настоящей работы — изучение особенностей формирования изотопного состава зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая для оценки возможности их использования в качестве альтернативного источника данных изотопного состава атмосферных осадков, получаемых по сети GNIP.

Методика исследований

Пробоотбор. Пробы атмосферных осадков отбирали в 2014/15 и 2015/16 гг. с ноября по февраль в предгорьях Алтая (рис. 1, *a*) на окраине села Первомайское (52,3° с.ш., 85,1° в.д., высота над ур. моря 270 м). Отобранные непосредственно после окончания выпадения атмосферных осадков пробы снега растапливали в герметичных пластиковых пакетах, а затем переносили в герметично закрывающиеся пробирки, которые хранили в холодильнике до начала анализа. При отборе проб атмосферных осадков определяли их количество в водном эквиваленте (в.э.), для этого массу взятой пробы делили на площадь пробоотборника. За два зимних сезона отобрано 48 проб атмосферных осадков. Пробы снежного покрова отбирали в конце февраля 2015 и 2016 гг., т.е. в период максимального снегонакопления (но до начала снеготаяния), в четырёх точках в радиусе 100 км от места сбора проб осадков. Отбор вели стандартным пробоотборником на всю глубину залегания снежного покрова (в двух–трёх параллелях). После отбо-

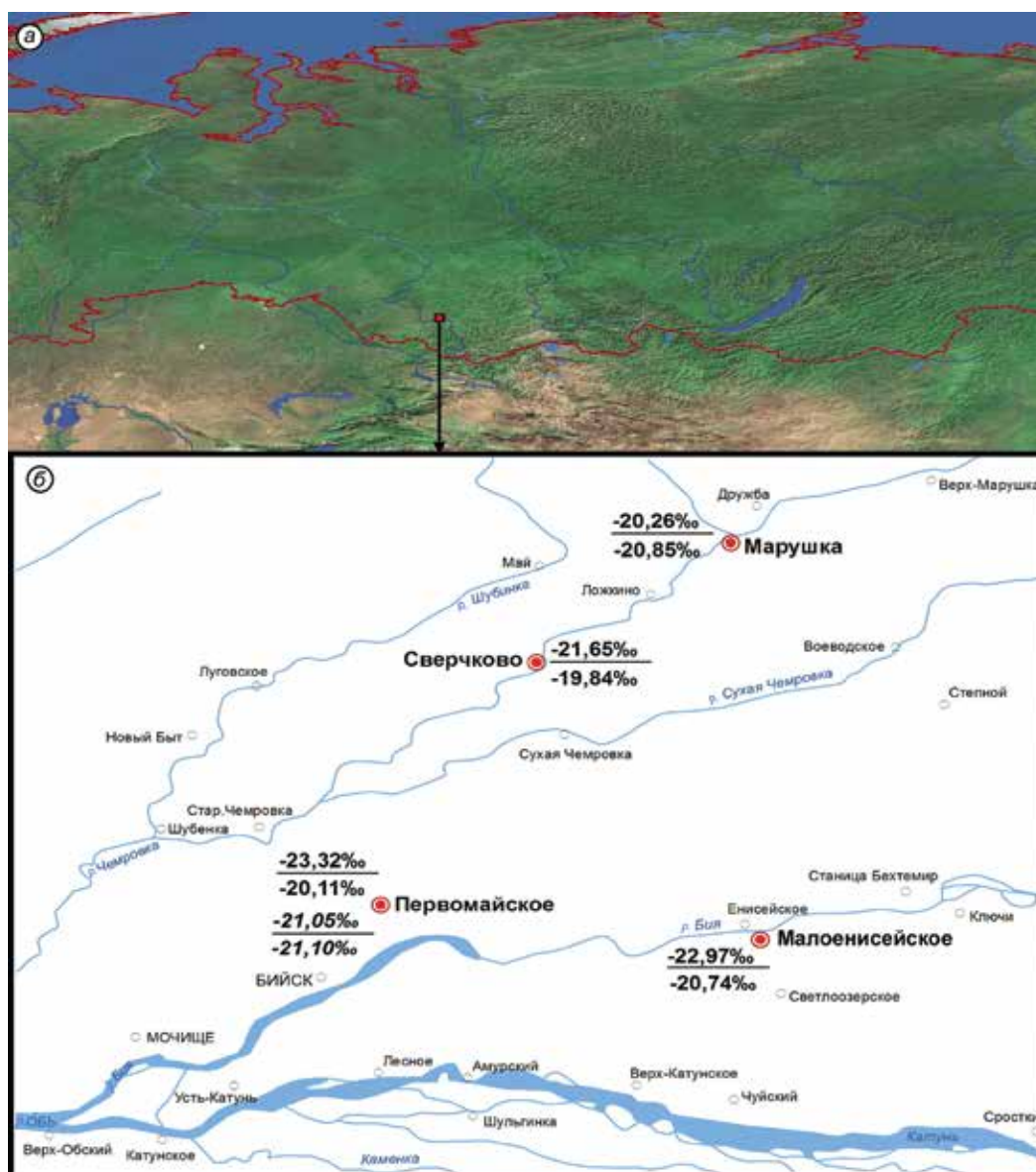


Рис. 1. Предгорья Алтая (а), значения $\delta^{18}\text{O}$ в интегральных пробах снега и атмосферных осадках для зимних сезонов (б):

числитель – 2014/15 г.; знаменатель – 2015/16 г.; курсивом даны средневзвешенные значения для атмосферных осадков

Fig. 1. The foothills of Altai (a), values of $\delta^{18}\text{O}$ for integrated samples of snow and precipitation (b):

numerator – for 2014/15; denominator – 2015/16; in italic – weighted average for precipitation

ра пробы помещали в герметичные пластиковые пакеты, затем их растапливали и переносили в герметичные пробирки, хранившиеся до начала анализа в холодильнике. При взятии проб фиксировали толщину снежного покрова, а также массу пробы. Всего отобрано 16 интегральных проб снежного покрова.

Синоптический анализ. Синоптические условия в период выпадения атмосферных осадков оценивали на основе метеонаблюдений в непо-

средственной близости от точки отбора осадков. Использовались также данные Росгидромета и Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA), представленные на сайтах [33, 34]. Дополнительно для оценки синоптических условий и потенциальных источников поступления атмосферных осадков в регион привлекали данные NCEP/NCAR Reanalysis [35] по направлению и скоро-

сти ветра, а также данные по высоте геопотенциала 700-миллибаровой поверхности.

Траекторный анализ. Обратные траектории движения воздушных масс, обуславливающих выпадение атмосферных осадков, рассчитывали с помощью модели HYSPLIT [36]. В качестве исходной метеорологической информации использовали архив GDAS с пространственным разрешением 1° , охватывающий временной интервал с 2006 г. по настоящее время. Обратные траектории рассчитывали для каждого случая выпадения атмосферных осадков. Начало построения траекторий соответствовало моменту начала выпадения осадков и отсчитывалось от точки их отбора, при этом каждая рассчитанная траектория охватывала временной интервал 240 часов. На основе анализа высоты нижней границы облачности для каждого случая была выбрана «ведущая» траектория (на высоте 300–600, 600–1000 или более 2500 м). Выбранные траектории приводились к одному масштабу для создания единого каталога обратных траекторий движения воздушных масс на основе Google Earth. Далее с помощью программы ArcGIS (производитель — компания ESRI, США) была создана геоинформационная система (ГИС) и выполнена конвертация полученных информационных сведений в картографическую модель данных. Картографическая визуализация позволила проанализировать закономерности пространственного распределения изучаемых параметров и показать их изменение во времени, а именно: проследить путь обратных траекторий воздушных масс до потенциального источника влаги (океана/большого водоёма).

Изотопный анализ. Изотопный анализ атмосферных осадков выполнен в химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на приборе PICARRO L2130-i, оснащённом системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Применение технологии WS-CRDS позволяет устранить спектральные наложения [37] и достигнуть высокой точности и воспроизводимости определения δD и $\delta^{18}O$ в анализируемых образцах. Точность измерения δD и $\delta^{18}O$ (1σ , $n = 5$) составляла $\pm 0,4$ и $\pm 0,1\%$ соответственно. В качестве внутренних стандартов использовали пробы воды, откалиброван-

ные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ). Расчёт средневзвешенных сезонных значений δD , $\delta^{18}O$ и d_{exc} в атмосферных осадках проводили с учётом вклада каждого индивидуального снегопада в общее количество осадков по формуле $X = \Sigma(X_i A_i / A)$, где X — средневзвешенное значение δD , $\delta^{18}O$ или d_{exc} ; X_i — значение δD , $\delta^{18}O$ или d_{exc} в снеге i -го снегопада; A_i — количество осадков в i -м снегопаде, мм в.э.; A — общее за сезон количество осадков, мм в.э.

Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction. IsoMAP — Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction представляет собой портал для пространственного анализа и визуализации данных состава стабильных изотопов в атмосферных осадках, полученных с помощью сети GNIP [38]. Использование онлайн-калькулятора, связанного с порталом IsoMAP [39], позволяет рассчитывать значения изотопного состава атмосферных осадков для конкретных периодов и территорий за период с 1960 по 2010 г.

Результаты и обсуждение

Характеристика синоптических условий. Суммарное количество выпавших атмосферных осадков в зимние сезоны 2014/15 и 2015/16 гг. практически не отличалось как между собой, так и от среднего значения за период 1960–2010 гг. (различие составляло не более 6 мм) (рис. 2). Однако распределение осадков по месяцам внутри зимних сезонов существенно разнилось. Так, если средние многолетние значения зимних осадков за период 1960–2010 гг. последовательно уменьшались от ноября к февралю, то в 2014/15 г. больше всего атмосферных осадков выпадало в декабре с последующим снижением их количества к февралю, а в 2015/16 г., напротив, количество осадков возрастало от начала к концу сезона. Представленные по данным NCEP/NCAR Reanalysis на рис. 3 средние скорости и направления ветра, а также высоты геопотенциала для поверхности 700 мб за период с ноября по март 1960–2010 гг. показали, что в анализируемые зимние периоды воздушные массы на территорию предгорий Алтая поступали преимущественно с запада. Ситуация, близкая к средним значениям зимних сезонов 1960–

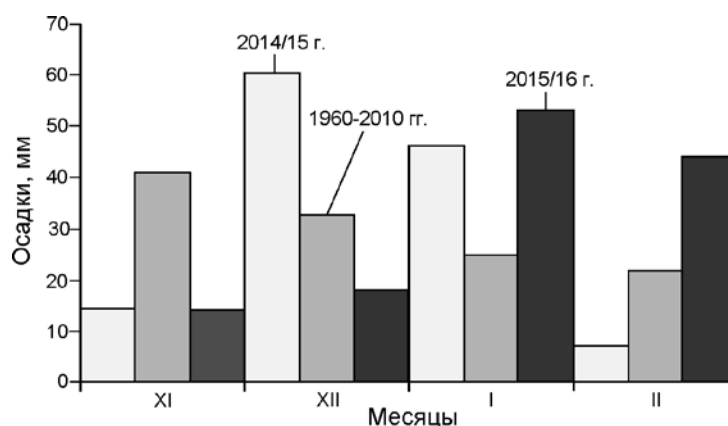


Рис. 2. Атмосферные осадки зимних сезонов 1960–2010, 2014/15 и 2015/16 гг. в предгорьях Алтая
Fig. 2. Precipitation for the winter seasons of 1960–2010, 2014/15 and 2015/16 in foothills of Altai

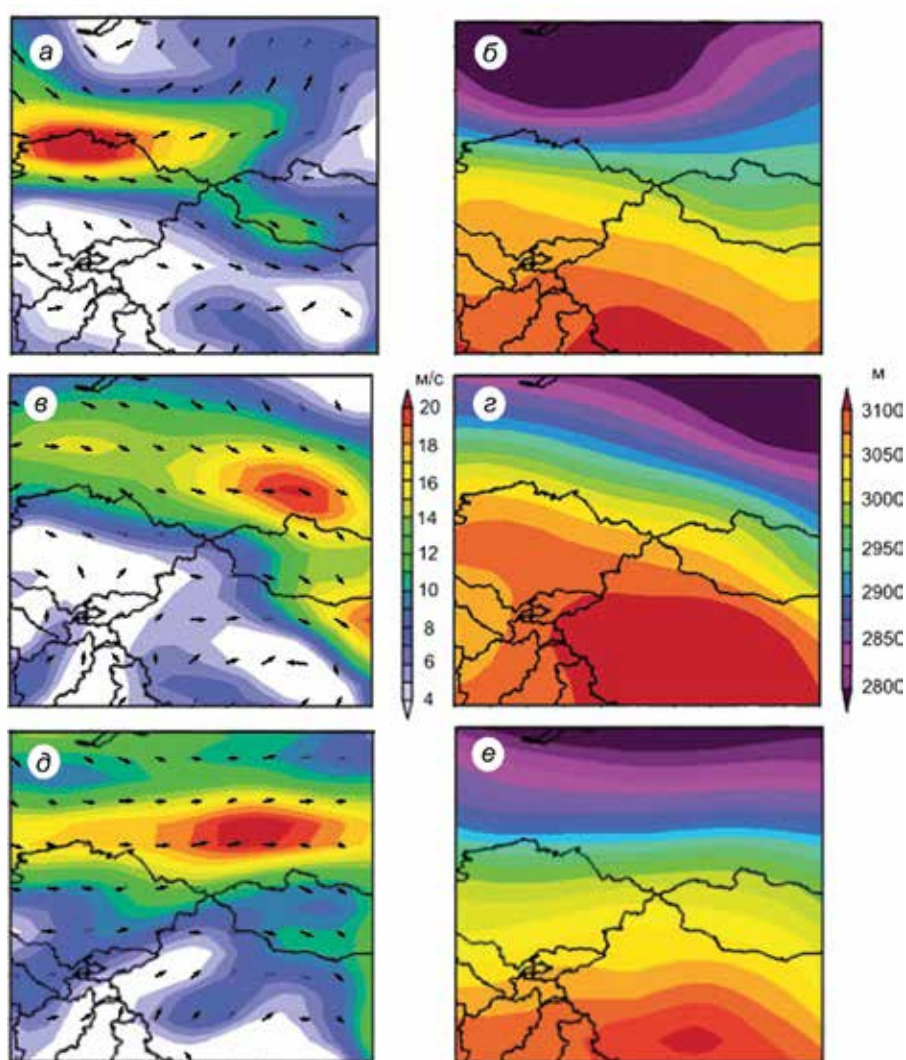


Рис. 3. Средние скорости и направление ветра (стрелки) (а, в, д), высоты геопотенциала 700 мб (б, г, е) для зимних сезонов 1960–2010 гг. (а, б), 2014/15 г. (в, г) и 2015/16 г. (д, е) [36]

Fig. 3. Average wind speed and vector (а, в, д), geopotential height of 700 mb (б, г, е) for the winter seasons of 1960–2010 (а, б), 2014/15 (в, г) and 2015/16 (д, е) [36]

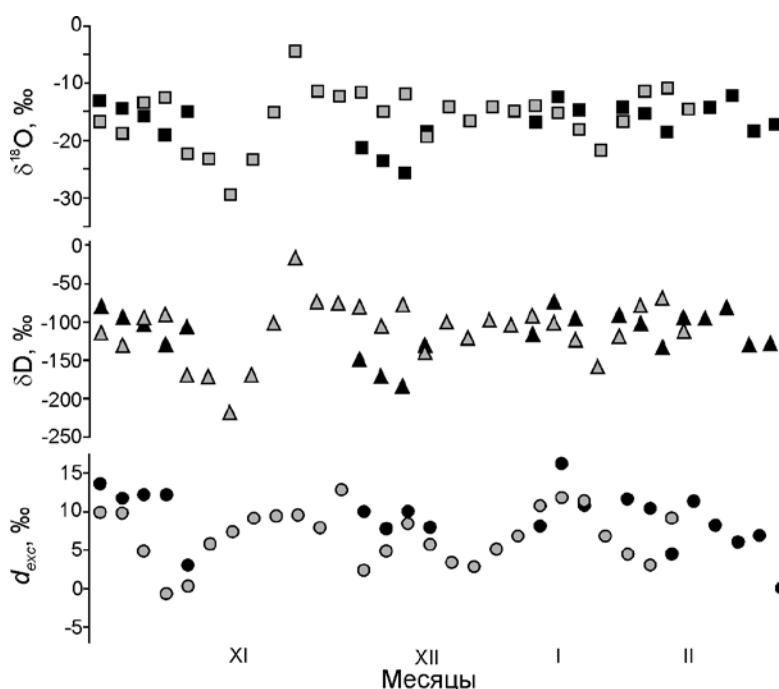


Рис. 4. Изотопный состав атмосферных осадков в предгорьях Алтая в зимние сезоны 2014/15 гг. (чёрные значки) и 2015/16 гг. (серые значки)

Fig. 4. Stable isotopes composition of atmospheric precipitation in foothills of Altai for the winter seasons of 2014/15 (black symbols) and 2015/16 (gray symbols)

2010 гг., наблюдалась и в 2015/16 г. в отличие от зимнего сезона 2014/15 г., когда воздушные массы приходили преимущественно с северо-западных территорий.

Изотопный состав атмосферных осадков. Значения изотопного состава атмосферных осадков зимнего сезона 2014/15 г. изменялись в широком диапазоне и варьировали от $-9,4$ до $-34,4‰$ для $\delta^{18}\text{O}$, от $-122,7$ до $-235,0‰$ для δD и от $0,1$ до $16,3‰$ для d_{exc} (рис. 4). При этом значения изотопного состава зимнего сезона 2015/16 г. для $\delta^{18}\text{O}$ изменялись в меньшем диапазоне (от $-17,4$ до $-30,6‰$), для δD — в большем (от $-65,7$ до $-268,0‰$), а d_{exc} характеризовался как отрицательными, так и положительными значениями (от $-5,3$ до $12,9‰$) (см. рис. 4). Средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков в 2014/15 г. составили $-21,1‰$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-158,1‰$ для δD , d_{exc} равен $10,3‰$. Для зимнего сезона 2015/16 г. средневзвешенные значения для $\delta^{18}\text{O}$ и δD были близки к значениям предыдущего сезона и составили $-21,1$ и $-161,9‰$ соответственно, в то время как значение d_{exc} , равное $6,9‰$, было ниже почти на $3‰$. Это позволяет предполагать

наличие более глубокого изотопного фракционирования атмосферных осадков зимнего сезона 2015/16 г. относительно сезона 2014/15 г. или смену источников их поступления.

Рассчитанные локальные линии метеорных вод атмосферных осадков холодных сезонов 2014/15 и 2015/16 гг. описываются соответственно следующими уравнениями регрессии: $\delta\text{D} = 8,23\delta^{18}\text{O} + 14,18$ ($r^2 = 0,98$), $\delta\text{D} = 8,01\delta^{18}\text{O} + 6,64$ ($r^2 = 0,99$), причём обе локальные линии метеорных вод расположены несколько ниже глобальной линии метеорных вод. Результаты анализа интегральных проб снежного покрова двух анализируемых зимних сезонов показали, что значения их изотопного состава незначительно отличаются как между собой (см. рис. 1, б), так и от средневзвешенных значений изотопного состава атмосферных осадков зимних сезонов 2014/15 и 2015/16 гг. (не более $3‰$ для $\delta^{18}\text{O}$, $18‰$ для δD и менее $1‰$ для d_{exc}).

Средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков за два зимних сезона хорошо согласуются (разница составляет менее $1‰$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $9‰$ для δD) со средними значениями для предгорий Алтая за период с ноября по февраль, представленными в IsoMAP [38] и

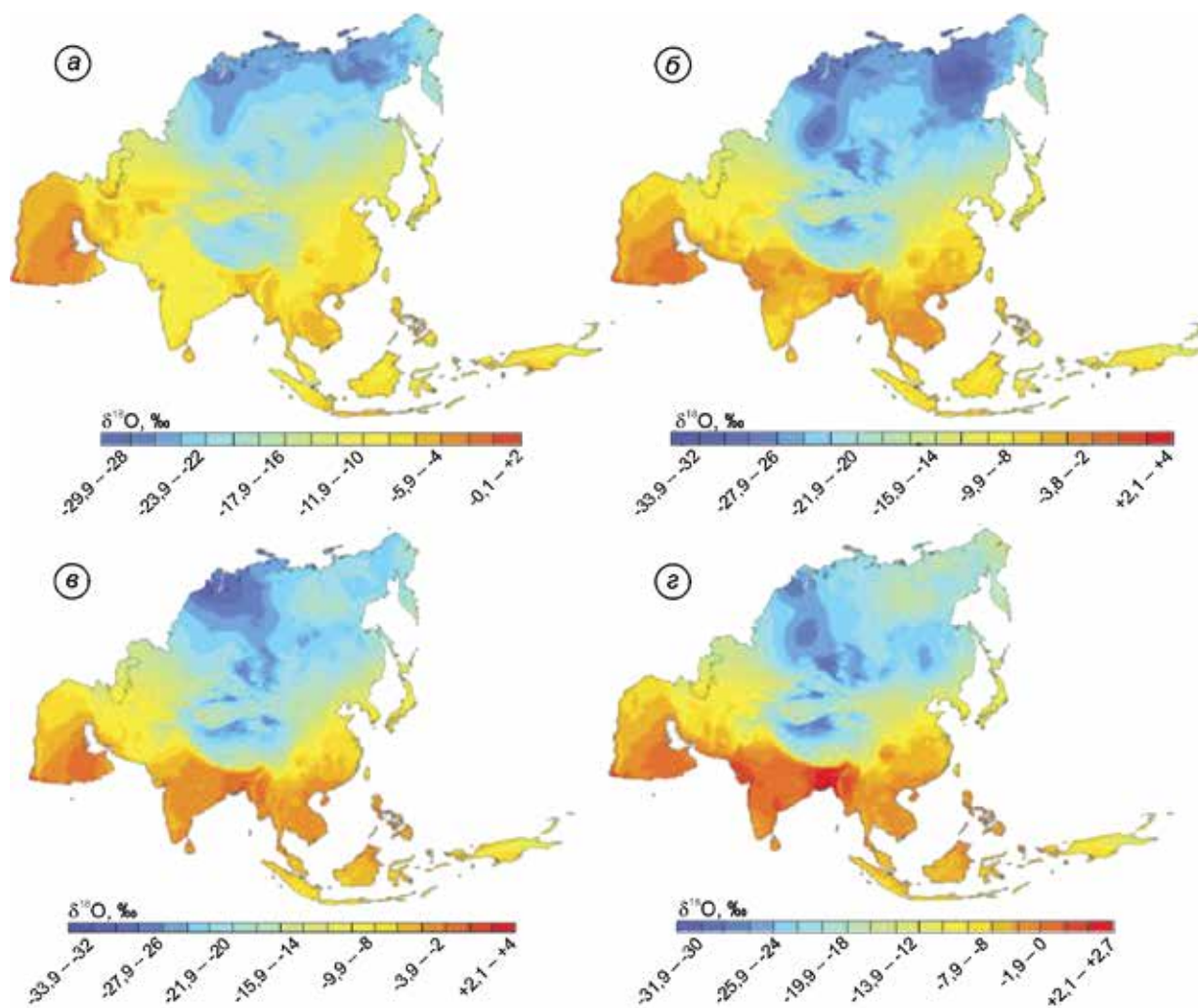


Рис. 5. Карты-схемы значений $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках ноября (а), декабря (б), января (в), февраля (з) [40]
Fig. 5. Schematic map for $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation in November (a), December (b), January (v) and February (z) [40]

рассчитанными с помощью онлайн-калькулятора [39]. Однако значения d_{exc} были близки к значениям d_{exc} (6,7‰), полученным из IsoMAP, только для второго зимнего сезона. Сопоставление ежемесячных значений изотопного состава, представленных в IsoMAP (рис. 5), со средневзвешенными значениями атмосферных осадков для каждого из четырёх месяцев зимних сезонов показало их отличие. Так, для ноября двух зимних сезонов измеренные нами средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и значения, представленные в IsoMAP, практически не отличались (разница менее 2‰), в то время как для декабря эта разница составила уже 7‰. Изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ в последующие месяцы отличались мало, но значения d_{exc} существенно разнились — в январе на 10‰, а в феврале на 7‰.

Таким образом, полученные результаты изотопного состава атмосферных осадков зимних сезонов для предгорий Алтая в целом за сезон, т.е. с ноября по февраль, неплохо согласуются с результатами, представленными в IsoMAP, в основу которых положены интерполированные данные сети GNIP (1960–2010 гг.). Однако при сравнении рассчитанных средневзвешенных значений изотопного состава осадков для каждого из трёх анализируемых месяцев по отдельности наблюдаются отличия. Аналогичная ситуация отмечается и при сравнении значений изотопного состава интегральных проб снежного покрова с результатами интерполяции IsoMAP. При этом значения d_{exc} близко к результатам, представленным в IsoMAP, только для зимнего сезона 2015/16 г. Выявленные различия между ме-

сячными значениями изотопного состава зимних атмосферных осадков, отобранных в 2014/15 и 2015/16 гг., и данными IsoMAP и GNIP могут быть связаны с изменением не только источников поступления атмосферных осадков, но и условий окружающей среды (например, синоптических условий между изучаемыми сезонами и усреднёнными значениями 1960–2010 гг.). Наблюдаемые различия могут быть также обусловлены удалённостью точки отбора проб (предгорья Алтая) на 300 км от ближайшей станции GNIP

(г. Новосибирск), данные которой использовались при интерполяции IsoMAP.

Траекторный анализ источников атмосферных осадков. Для оценки изменения источников поступления атмосферных осадков использовалась модель HYSPLIT, анализировалась также синоптическая ситуация (изменение нижней границы облачности). Это позволило рассчитать обратные траектории движения воздушных масс, определяющих выпадение атмосферных осадков в зимние сезоны 2014/15 (рис. 6, а) и 2015/16 гг. (см.

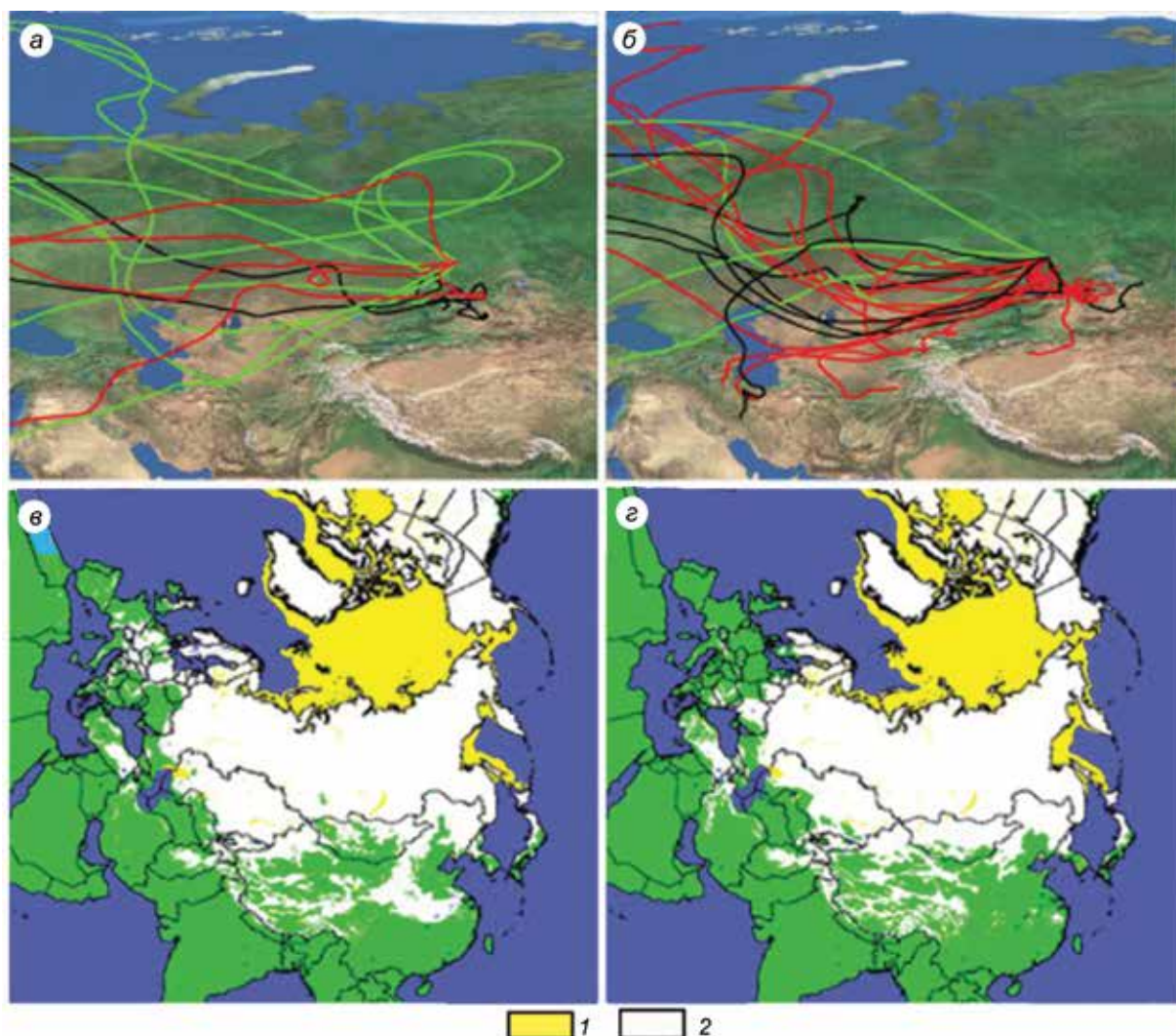


Рис. 6. Обратные траектории движения воздушных масс, обуславливающие осадки в предгорьях Алтая в зимние сезоны 2014/15 гг. (а) и 2015/16 гг. (б):

обратные траектории на высоте 450 м (чёрные линии), 800 м (красные линии) и 2500 м (зелёные линии); распространение ледяного (1) и снежного (2) покровов 31 января 2015 (в) и 2016 гг. (г) по данным [39]

Fig. 6. Backward trajectories of air masses responsible for precipitation in foothills of Altai in the winter seasons of 2014/15 (а) and 2015/16 (б):

backward trajectories at a height of 450 m (black lines), 800 m (red lines) and 2500 m (green lines); distribution of ice (1) and snow (2) cover on January 31, 2015 (в) and 2016 (г) according to [39]

рис. 6, б). Затем обратные траектории были конвертированы из Google Earth в созданную ГИС, позволяющую одновременно анализировать все траектории каждого из сезонов.

Анализ рассчитанных обратных траекторий для зимнего сезона 2014/15 г. показал, что воздушные массы, обуславливающие атмосферные осадки, поступали преимущественно с северо-запада (см. рис. 6, а), в том числе с не покрытой льдом акватории Северной Атлантики (см. рис. 6, в). Данное предположение подтверждают средневзвешенные значения d_{exc} (10,3‰) атмосферных осадков, которые несущественно отличаются от значений d_{exc} для Северной Атлантики [40], и средние значения направления ветра и высоты геопотенциала 700 мб (см. рис. 3, в–г). В зимний сезон 2015/16 г. траектории поступления воздушных масс, определяющих атмосферные осадки, имели преимущественно западное и юго-западное направления (см. рис. 6, б) и проходили над не покрытыми льдом внутриконтинентальными водоёмами (см. рис. 6, г), например Каспийским морем, испарившаяся влага которого могла изменить изотопный состав воздушных масс, принёсших осадки в предгорья Алтая. Возможность влияния влаги, поступающей из внутриконтинентальных водоёмов, на изменение изотопного состава атмосферных осадков подтверждается как снижением средневзвешенного значения d_{exc} для зимнего сезона 2015/16 г., так и средними значениями западного и юго-западного направления ветра (см. рис. 3, д–е). Траекторный анализ воздушных масс, вызывающих атмосферные осадки в зимние сезоны 2014/15 и 2015/16 гг., позволил идентифицировать основные регионы-источники поступления атмосферных осадков для двух анализируемых сезонов, изменчивость вклада которых проявилась в изменениях значений d_{exc} (около 3‰).

Выводы

1. Изотопный состав атмосферных осадков, отобранных в предгорьях Алтая в зимние сезоны 2014/15 и 2015/16 гг., изменялся в широком диапазоне: от $-9,4$ до $-34,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$, от $-65,7$ до $-268,0$ ‰ для δD и от $-5,3$ до $16,3$ ‰ для d_{exc} . Средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD для двух изучаемых сезонов были близки ($-21,1$ и $-158,1$ ‰ для первого сезона и $-21,1$ и $-161,9$ ‰ для второго сезона соответственно), в то время

как значения d_{exc} отличались значительно (10,9 и 6,3‰ соответственно).

2. Сравнение результатов изотопного анализа интегральных проб снежного покрова с соответствующими по временному интервалу средневзвешенными значениями атмосферных осадков зимних сезонов 2014/15 и 2015/16 гг. показали высокую согласованность.

3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD , полученные для атмосферных осадков и снежного покрова, показали хорошую согласованность в целом за сезон (три зимних месяца) с результатами интерполяции IsoMAP (по данным станций GNIP за 1960–2010 гг.), однако значения d_{exc} были близки к средним многолетним значениям IsoMAP лишь для второго зимнего сезона (2015/16 г.).

4. Согласно данным траекторного анализа (HYSPLIT-модель), проявившиеся отличия в изотопном составе как по сезонам, так и по средним многолетним значениям IsoMAP связаны со сменой основных регионов-источников формирования воздушных масс, обуславливающих атмосферные осадки. В зимний сезон 2014/15 г. таким источником была акватория Северной Атлантики, а в зимний сезон 2015/16 г. — не покрытые льдом водоёмы внутриконтинентальных территорий.

5. Данные изотопного состава снежного покрова в переходной зоне Алтая при корректной интерпретации результатов могут быть использованы в качестве альтернативного источника информации по отношению к данным сети наблюдения GNIP.

Благодарности. Авторы благодарят Г.Н. Малыгину и М.В. Малыгина за помощь в отборе проб атмосферных осадков и снежного покрова. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00188 мол_а и государственного задания по проекту VIII.77.1.5. «Климатические и экологические изменения в Сибири по данным гляциохимического, диатомового и споро-пыльцевого анализа ледниковых кернов» (№ 0383-2014-00052013).

Acknowledgments. We thank G.N. Malygina and M.V. Malygin for help in sampling of precipitation and snow cover. This work was supported by Russian Foundation for Basic Research (project № 16-35-00188 mol_a) and project VIII.77.1.5. «Climatic and ecological changes in Siberia according to data of glacio-chemical, diatomic and pollen analysis ice cores» (№ 0383-2014-00052013).

Литература

1. Eichinger R., Jöckel P., Brinkop S., Werner M., Lossow S. Simulation of the isotopic composition of stratospheric water vapour – Part 1: Description and evaluation of the EMAC model // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 5537–5555.
2. Griбанов K., Jouzel J., Bastrikov V., Bonne J.-L., Breon F.-M., Butzin M., Cattani O., Masson-Delmotte V., Rokotyan N., Werner M., Zakharov V. Developing a Western Siberia reference site for tropospheric water vapour isotopologue observations obtained by different techniques (in situ and remote sensing) // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2014. V. 14. P. 5943–5957.
3. Hoffmann G., Werner M., Heimann M. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years // *Journ. of Geophys. Research.* 1998. V. 103 (D14). P. 16871–16896. doi: 10.1029 / 98JD00423.
4. Jöckel P., Kerkweg A., Pozzer A., Sander R., Tost H., Riede H., Baumgaertner A., Gromov S., Kern B. Development cycle 2 of the Modular Earth Submodel System (MESSy2) // *Geosci. Model Dev.* 2010. V. 3. P. 717–752.
5. Joussaume S., Sadourny R., Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere // *Nature.* 1984. V. 311. № 5981. P. 24–29.
6. Jouzel J., Russell G.L., Suozzo R.J., Koster R.D., White J. W.C., Broecker W.S. Simulations of the HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS General Circulation Model: The seasonal cycle for present-day conditions // *Journ. of Geophys. Research.* 1987. V. 92 (D12). P. 14739–14760. doi: 10.1029/JD092iD12p14739.
7. Lee J.E., Fung I. «Amount effect» of water isotopes and quantitative analysis of post-condensation processes // *Hydrol. Process.* 2008. V. 22. № 1. P. 1–8.
8. Mathieu R., Pollard D., Cole J.E., White J.W.C., Webb R.S., Thompson S.L. Simulation of stable water isotope variations by the GENESIS GCM for modern conditions // *Journ. of Geophys. Research.* 2002. V. 107. D4. 4037. doi: 10.1029/2001JD900255.
9. Risi C., Bony S., Vimeux F., Jouzel J. Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records // *Journ. of Geophys. Research.* 2010. V. 115. D.12188. doi: 10.1029/2009JD013255.
10. Schmidt G.A. Oxygen-18 variations in a global ocean model // *Geophys. Research Letters.* 1998. V. 25. № 8. P. 1201–1204.
11. Schmidt G.A., LeGrande A.N., Hoffmann G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model // *Journ. of Geophys. Research.* 2007. V. 112. D.10103. doi: 10.1029/2006JD007781.

References

1. Eichinger R., Jöckel P., Brinkop S., Werner M., Lossow S. Simulation of the isotopic composition of stratospheric water vapour – Part 1: Description and evaluation of the EMAC model. *Atmos. Chem. Phys.* 2015, 15: 5537–5555.
2. Griбанов K., Jouzel J., Bastrikov V., Bonne J.-L., Breon F.-M., Butzin M., Cattani O., Masson-Delmotte V., Rokotyan N., Werner M., Zakharov V. Developing a Western Siberia reference site for tropospheric water vapour isotopologue observations obtained by different techniques (in situ and remote sensing). *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2014, 14: 5943–5957.
3. Hoffmann G., Werner M., Heimann M. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. *Journ. of Geophys. Research.* 1998, 103 (D14):16871–16896. doi: 10.1029 / 98JD00423.
4. Jöckel P., Kerkweg A., Pozzer A., Sander R., Tost H., Riede H., Baumgaertner A., Gromov S., Kern B. Development cycle 2 of the Modular Earth Submodel System (MESSy2). *Geosci. Model Dev.* 2010, 3: 717–752.
5. Joussaume S., Sadourny R., Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature.* 1984, 311 (5981): 24–29.
6. Jouzel J., Russell G.L., Suozzo R.J., Koster R.D., White J. W.C., Broecker W.S. Simulations of the HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS General Circulation Model: The seasonal cycle for present-day conditions. *Journ. of Geophys. Research.* 1987, 92 (D12): 14739–14760. doi: 10.1029/JD092iD12p14739.
7. Lee J.E., Fung I. «Amount effect» of water isotopes and quantitative analysis of post-condensation processes. *Hydrol. Process.* 2008, 22 (1): 1–8.
8. Mathieu R., Pollard D., Cole J.E., White J.W.C., Webb R.S., Thompson S.L. Simulation of stable water isotope variations by the GENESIS GCM for modern conditions. *Journ. of Geophys. Research.* 2002, 107. D4. 4037. doi: 10.1029/2001JD900255.
9. Risi C., Bony S., Vimeux F., Jouzel J. Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *Journ. of Geophys. Research.* 2010, 115: D.12188. doi: 10.1029/2009JD013255.
10. Schmidt G.A. Oxygen-18 variations in a global ocean model. *Geophys. Research Letters.* 1998, 25 (8): 1201–1204.
11. Schmidt G.A., LeGrande A.N., Hoffmann G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Journ. of Geophys. Research.* 2007, 112: D.10103. doi: 10.1029/2006JD007781.

12. Tindall J.C., Valdes P.J., Sime L.C. Stable water isotopes in HadCM3: Isotopic signature of El Niño-Southern Oscillation and the tropical amount effect // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 114. D. 04111. doi: 10.1029/2008JD010825.
13. Werner M., Langebroek P.M., Carlsen T., Herold M., Lohmann G. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale // *Journ. of Geophys. Research.* 2011. V. 116. D.15109. doi: 10.1029/2011JD015681.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science.* 1961. V. 133. P. 1702–1703.
15. Rozanski K., Aragufis-Aragufis L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate Change in Continental Isotopic Records.* Geophys. Monography. 1993. V. 78. P. 1–36.
16. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus.* 1964. V. 16. P. 436–468.
17. Fricke H., O'Neil J. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // *Earth Planetary Science Letters.* 1999. V. 170. P. 181–196.
18. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium -oxygen 18 relationship in precipitation // *Journ. of Geophys. Research.* 1979. V. 84. P. 5029–5033.
19. Roeckner E., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kornbluh L., Manzini E., Schlese U., Schulzweida U. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model // *Journ. of Climate.* 2006. V. 19. P. 3771–3791.
20. Herold M., Lohmann G. Eemian tropical and subtropical African moisture transport: An isotope modelling study // *Climate Dynamics.* 2009. V. 33. P. 1075–1088.
21. Hoffmann G., Jouzel J., Masson V. Stable water isotopes in atmospheric general circulation models // *Hydrol. Processes.* 2000. V. 14. № 8. P. 1385–1406.
22. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V. Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates // *Quaternary Science Reviews.* 2000. V. 19. P. 363–379.
23. Noone D., Simmonds I. Associations between d^{18}O of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95 // *Journ. of Climate.* 2002. V. 15. № 22. P. 3150–3169.
24. Sturm C., Zhang Q., Noone D. An introduction to stable water isotopes in climate models: Benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology // *Climate Past.* 2010. V. 6. № 1. P. 115–129. doi:10.5194/cp-6-115-2010.
25. Vuille M., Werner M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results // *Climate Dynamics.* 2005. V. 25. № 4 P. 401–413. doi: 10.1007/s00382-005-0049-9.
12. Tindall J.C., Valdes P.J., Sime L.C. Stable water isotopes in HadCM3: Isotopic signature of El Niño-Southern Oscillation and the tropical amount effect. *Journ. of Geophys. Research.* 2009, 114: D. 04111. doi: 10.1029/2008JD010825.
13. Werner M., Langebroek P. M., Carlsen T., Herold M., Lohmann G. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale. *Journ. of Geophys. Research.* 2011, 116: D.15109. doi: 10.1029/2011JD015681.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science.* 1961, 133: 1702–1703.
15. Rozanski K., Aragufis-Aragufis L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records.* Geophys. Monography. 1993, 78: 1–36.
16. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* 1964, 16: 436–468.
17. Fricke H., O'Neil J. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth Planetary Science Letters.* 1999, 170: 181–196.
18. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium -oxygen 18 relationship in precipitation. *Journ. of Geophys. Research.* 1979, 84: 5029–5033.
19. Roeckner E., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kornbluh L., Manzini E., Schlese U., Schulzweida U. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journ. of Climate.* 2006, 19: 3771–3791.
20. Herold M., Lohmann G. Eemian tropical and subtropical African moisture transport: An isotope modelling study. *Climate Dynamics.* 2009, 33: 1075–1088.
21. Hoffmann G., Jouzel J., Masson V. Stable water isotopes in atmospheric general circulation models. *Hydrol. Processes.* 2000, 14 (8): 1385–1406.
22. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V. Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. *Quaternary Science Reviews.* 2000, 19: 363–379.
23. Noone D., Simmonds I. Associations between d^{18}O of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95. *Journ. of Climate.* 2002, 15 (22): 3150–3169.
24. Sturm C., Zhang Q., Noone D. An introduction to stable water isotopes in climate models: Benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology. *Climate Past.* 2010, 6 (1): 115–129. doi:10.5194/cp-6-115-2010.
25. Vuille M., Werner M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results. *Climate Dynamics.* 2005, 25 (4): 401–413. doi: 10.1007/s00382-005-0049-9.

26. Werner M., Heimann M. Modeling inter annual variability of water isotopes in Greenland and Antarctica // *Journ. of Geophys. Research.* 2002. V. 107 (D1). 4001. doi: 10.1029/2001JD900253.
27. http://www.naweb.iaea.org/napc/ih/IHSresources_gnip.html [Электронный ресурс]
28. Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В. Пространственно-временные вариации изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии их связь с использованием температуры // *Водные ресурсы.* 1998. Т. 25. № 1. С. 73–84.
29. Васильчук Ю.К. Новые данные о тенденции и причинах изменения величины дейтериевого эксцесса в едином снегопаде // *ДАН.* 2014. Т. 459. № 1. С. 109–111.
30. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // *Криосфера Земли.* 2006. Т. 10. № 1. С. 56–68.
31. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н. Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // *Криосфера Земли.* 2010. Т. 14. № 1. С. 13–21.
32. Чижова Ю.Н., Васильчук Дж. Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станниловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // *Лёд и Снег.* 2015. Т. 55. № 3. С. 55–66.
33. <http://rp5.ru/docs/about/ru> [Электронный ресурс]
34. <http://www.noaa.gov> [Электронный ресурс]
35. <http://www.esrl.noaa.gov/> [Электронный ресурс]
36. <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLITtraj.php> [Электронный ресурс]
37. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-14973.pdf> [Электронный ресурс]
38. <http://isomap.rcac.purdue.edu:8080/gridsphere/gridsphere> [Электронный ресурс]
39. <http://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html> [Электронный ресурс]
40. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? // *Climate Past.* 2014. V. 10. P. 771–781. doi:10.5194/cp-10-771-2014.
26. Werner M., Heimann M. Modeling inter annual variability of water isotopes in Greenland and Antarctica. *Journ. of Geophys. Research.* 2002, 107 (D1): 4001. doi: 10.1029/2001JD900253.
27. http://www.naweb.iaea.org/napc/ih/IHSresources_gnip.html
28. Brezgunov V.S., Esikov A.D., Ferronskij V.I., Salnova L.V. Spatial and temporal variations in the isotopic composition of oxygen precipitation and river waters in the northern part of Eurasia, their relationship with the temperature. *Vodnye resursy. Water Resources.* 1998, 25 (1): 73–84. [In Russian].
29. Vasilchuk Yu.K. New data on the trends and reasons for changes in the value of the deuterium excess in a single snowfall. *Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences.* 2014, 459 (1): 109–111. [In Russian].
30. Vasilchuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Papesh V., Budanceva N.A. The isotopic composition of the ice tongue Big Azau Elbrus. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere.* 2006, 10 (1): 56–68. [In Russian].
31. Vasilchuk Yu.K., Chizhova Yu.N. Altitudinal gradient distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation and snow cover in mountainous areas. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere.* 2010, 14 (1): 13–21. [In Russian].
32. Chizhova Ju.N., Vasilchuk J.Yu., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Golovanov D.L., Sorokina O.I., Stanilovskaya Ju.V., Vasil'chuk Yu.K. Isotope composition of snow cover in the Lake Baikal area. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2015, 55 (3): 55–66. [In Russian].
33. <http://rp5.ru/docs/about/ru>
34. <http://www.noaa.gov>
35. <http://www.esrl.noaa.gov/>
36. <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLITtraj.php>
37. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-14973.pdf>
38. <http://isomap.rcac.purdue.edu:8080/gridsphere/gridsphere>
39. <http://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html>
40. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate Past.* 2014, 10: 771–781. doi:10.5194/cp-10-771-2014.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 550.837

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-69-76

Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая

© 2017 г. Г.С. Дьякова^{1*}, В.В. Оленченко², О.В. Останин¹¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия;²Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

*galinabarnaul@mail.ru

Application of electrical tomography to study the internal structure of rock glaciers in Altai

G.S. Dyakova^{1*}, V.V. Olenchenko², O.V. Ostanin¹¹Altai State University, Barnaul, Russia;²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

*galinabarnaul@mail.ru

Received in April 15, 2016

Accepted in August 11, 2016

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

Summary

Internal structure of rock glaciers was investigated at two key sites in Altai by means of electric tomography. It had been found that the rock glaciers of the same type, located at different altitude levels, differ in electric resistances of ice nuclei and the degree of consolidation of the ice material inside of them. Typical characteristics of the ice core of a rock glacier in the high-mountain area are the following: electrical resistivity is about 1000–2000 kOhm·m and a high degree of the ice consolidation, while the same for the mid-mountain region: the electrical resistivity is 150–300 kOhm·m and the presence of the talik zones within the glacier body. Using the method of electric tomography for investigation of the internal structure of the rock-glaciers makes possible to reveal presence of frozen soils and ice and to find the upper boundary of occurrence of them from anomalously high specific electric resistance. However, it is not always possible to determine a thickness of the rock-ice formation, and to estimate a degree of its consolidation that does not allow calculating the ice content volume. Limitations of this technology can be overcome by the use of electric tomography in combination with other geophysical methods.

Поступила 15 апреля 2016 г.

Принята к печати 11 августа 2016 г.

Ключевые слова: *Алтай, гляциально-мерзлотные каменные образования, каменный глетчер, электротомография.*

На двух ключевых участках территории Алтая выполнено исследование внутреннего строения каменных глетчеров с использованием метода электротомографии. Установлено, что каменные глетчеры, располагающиеся на различных высотных уровнях, отличаются по удельному электрическому сопротивлению и степени консолидации ледяного материала. Для каменно-ледяного ядра каменного глетчера в высокогорье характерны удельное электрическое сопротивление 1000–2000 кОм·м и высокая степень консолидации льда, а для каменного глетчера в среднегорье эта величина равна 150–300 кОм·м, а в теле каменного глетчера присутствуют таликовые зоны.

Введение

Арктические и высокогорные геосистемы — наиболее уязвимые структурные компоненты географической оболочки. В связи с современными климатическими изменениями в последние годы значительно активизировались исследования высокогорных геосистем в целом и отдельных их компонентов в частности. В настоящее время на Алтае наблюдается устойчивая тенденция деградации ледников, которые

служат регуляторами гидрологического режима рек на обширных прилегающих территориях. В результате деградации оледенения могут снизиться водозапасы и произойти аридизация территории, что вызывает в настоящее время беспокойство многих учёных. Однако запасы льда есть не только в ледниках: на Алтае широко распространена многолетняя мерзлота, а также каменные глетчеры.

Каменные глетчеры представляют собой скопления сцементированного льдом грубо-

обломочного материала, по форме напоминающие ледники и способные к самостоятельному движению. Предполагается, что данные образования содержат достаточно большое количество грунтового льда, но гораздо менее подвержены климатическим изменениям по сравнению с ледниками. В последнее десятилетие исследование каменных глетчеров на Алтае заметно активизировалось. Помимо каталогизации этих образований, ведутся точечные исследования, направленные на определение времени образования (радиоуглеродное датирование и лихенометрические исследования [1–3]), скорости течения каменных глетчеров (тахеометрическая съёмка [4]), а также их внутреннего строения [5]. К наименее изученным вопросам относятся: внутреннее строение каменных глетчеров, количество льда-цемента, наличие ледяных ядер и талых зон. Все эти вопросы имеют и практическое значение для оценки водозапаса, и фундаментальное, поскольку позволяют установить условия формирования данных образований и их таксономическую принадлежность. Путём изучения внутреннего строения каменных глетчеров можно выяснить их генезис и факторы формирования, а также оценить объём законсервированной в них воды. Эти образования состоят преимущественно из крупноглыбового обломочного материала, что весьма осложняет исследование их внутреннего строения с помощью бурения или проходки шурфов, делая его чрезвычайно трудоёмким или даже невозможным. В единичных случаях изучение внутреннего строения проводится на каменных глетчерах, «вскрытых» в результате тектонических (землетрясения) или склоновых (сели, оползни) процессов [6].

Использование геофизических методов позволяет изучать внутреннее строение каменных глетчеров по результатам измерений с поверхности. Среди всего многообразия геофизических методов для подобных исследований и в России, и за рубежом чаще всего применяется электротомография [5, 7, 8]. Опыт зарубежных и отечественных исследований показал эффективность этого метода, особенно в сочетании с георадиолокацией, а также с бурением и изучением стенок естественных обнажений в термоэрозионных каньонах и просадках для анализа внутреннего строения каменных глетчеров [7, 9–12].

Район исследований и ключевые участки

Исследования приурочены к российской части Алтая, где к настоящему времени обнаружено и описано более 5 тыс. каменных глетчеров [4, 13, 14]. Ключевые участки находятся в бассейне р. Чуя в пределах горного обрамления Чуйской впадины. Здесь хорошо выражена высотная поясность. Нижняя граница распространения многолетнемёрзлых пород расположена в интервале 1700–1900 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря), где криолитозона имеет прерывистый характер. В пределах Южно-Чуйского хребта имеется область современного оледенения; площадь ледников составляет около 115 км². Одно из ярких проявлений горной криолитозоны – широкое распространение каменных глетчеров различных типов (в бассейне р. Чуя более 1,5 тыс. образований общей площадью 352 км² [13]). В высокогорной области преобладают активные каменные глетчеры, в среднегорной – неактивные и реликтовые формы присклонового типа, хотя встречаются и активные формы.

Для высокогорий Алтая характерны суровый климат и практически полное отсутствие безморозного периода. Холодный период продолжается более восьми месяцев. Среднегодовая скорость ветра составляет 6–7 м/с; до 150 дней в году наблюдается сильный ветер со скоростью более 15 м/с [15]. Среднегодовое количество осадков в высокогорных долинах Южно-Чуйского хребта не превышает 350–400 мм/год; осадки преимущественно выпадают в тёплый период. Снежный покров – маломощный; он постоянно испытывает влияние метелевого переноса, что приводит к сильной дифференциации толщины снежного покрова на выпуклых и вогнутых формах рельефа. Подобные климатические условия весьма благоприятны для развития многолетнемёрзлых пород. Количество осадков в среднегорной области на территории исследования составляет 200 мм/год. В течение года осадки также распределены неравномерно: наибольшее их количество (около 80%) выпадает с мая по сентябрь. Для среднегорной области характерно островное и прерывистое распространение многолетнемёрзлых пород. Для исследования внутреннего строения каменных глетчеров выбрано два ключевых участка: в высокогорной и среднегорной областях (рис. 1).

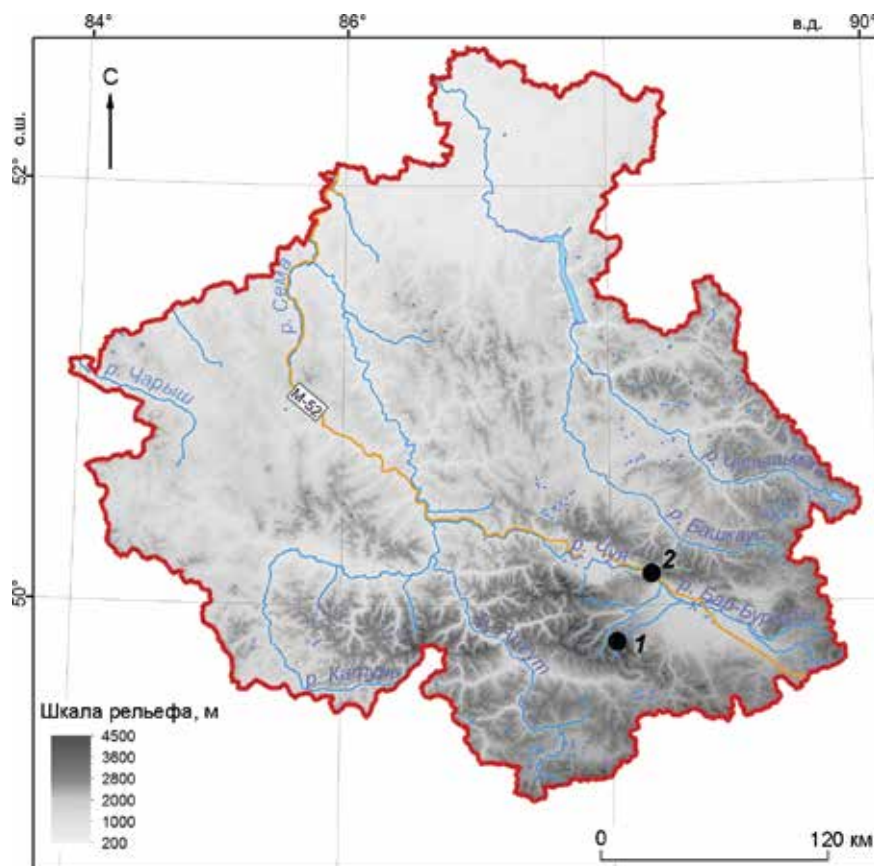


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследования на территории Республики Алтай:

1 – в долине р. Елангаш; 2 – в долине р. Чуя

Fig. 1. Location of key areas of research in the Republic of Altai:

1 – in the valley of Elangash; 2 – in the valley of Chuya

Первый ключевой участок расположен на северном макросклоне Южно-Чуйского хребта в средней части долины р. Елангаш (бассейн р. Чуя), близ впадения в неё р. Турой (49°49' с.ш., 88°02' в.д.) (рис. 2, а). Это – каменный глетчер присклонового (криогенного) типа. Его сложная в плане форма образована несколькими частично слившимися потоками языковидной формы, каждый из которых имеет ряд разновозрастных генераций. Корневая часть каменного глетчера формируется из материала осыпей в основании склона северо-западной экспозиции. Первые признаки движения и поверхностных деформаций рассматриваемого потока каменного глетчера начинают проявляться уже в его верхней части на высоте 2542 м. Фронтальная часть этого потока опускается до 2494 м. Общий уклон поверхности не превышает 20°. Общая длина потока каменного глетчера составляет около 515 м, а максимальная ширина – не менее 200 м.

Поток имеет три генерации, последовательно перекрывающие друг друга. Нижняя и средняя генерации имеют задернованную поверхность. Микрорельеф характеризуется слабовыраженной волнистой структурой; пространство между слагающими каменный глетчер крупными глыбами заполнено мелкозёмом. Водотоков (ключей) вдоль их фронтов нет. Поверхность верхней генерации сложена обломочным материалом разной величины. Растительный покров практически отсутствует. Межкаменное пространство незначительно заполнено мелкозёмом или свободно от него. Камни находятся в подвижном состоянии. Микрорельеф поверхности характеризуется слабовыраженными валами высотой от 0,5 до 1,5 м. Прифронтальная часть исследуемой генерации каменного глетчера заболочена.

Второй ключевой участок находится на правом берегу р. Чуя близ устья р. Куектанар, на южном макросклоне Курайского хребта (50°09' с.ш.,

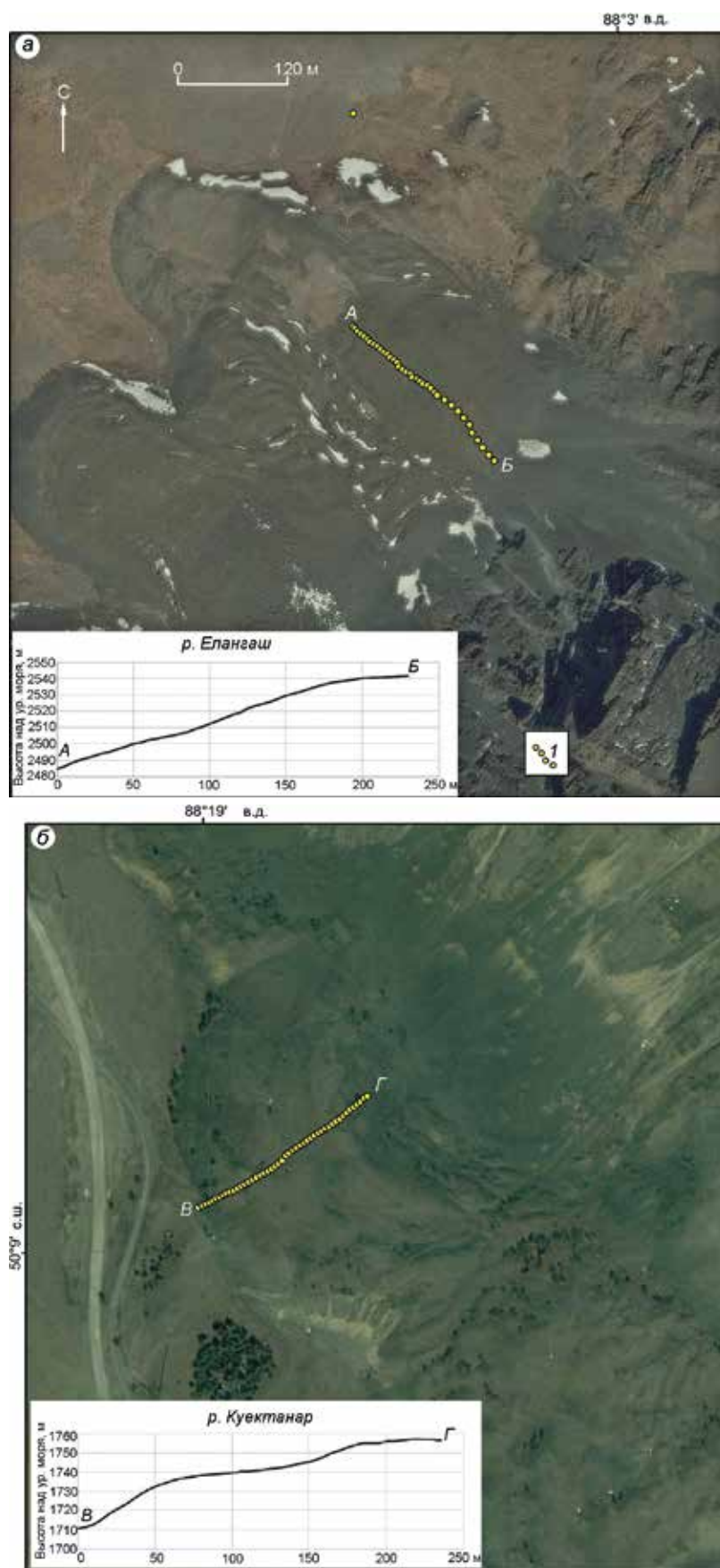


Рис. 2. Линия профиля на ключевых участках исследования:

a – в долине р. Елангаш (Южно-Чуйский хребет); *б* – в долине р. Чуя, близ устья р. Куктанар (Курайский хребет). *AB* и *BГ* – профили электротомограммы (*I*)

Fig. 2. Line of profile on the key areas of research:

a – in the Elangash valley (South-Chuiskii ridge); *б* – in the Chuya valley, near the mouth of the Kuektanar river (Kuray ridge). *AB* и *BГ* – the profiles of electrical resistivity tomography (*I*)

88°19' в.д.) (см. рис. 2, б). Это — также каменный глетчер криогенного (присклонового) типа, но расположен он на более низком высотном уровне. Подошва фронтального уступа нижней генерации находится на высоте 1754 м; верхняя граница второй, более молодой генерации, проходит на высоте 1828 м. Длина потока составляет не менее 320 м, ширина — 405 м. Высота фронтального уступа нижней генерации составляет около 25 м. Общий уклон поверхности каменного глетчера не превышает 16°.

Каменный глетчер имеет две генерации. Нижняя генерация характеризуется незадернованным осыпным фронтальным уступом крутизной не менее 33° с островками кустарниковой и травянистой растительности и отдельно стоящими деревьями (лиственница). Верхняя генерация отделяется от нижней уступом высотой до 10 м. На нижней генерации микрорельеф поверхности выражен слабо, поверхность верхней осложнена многочисленными валами высотой до 2 м. Пустоты между поверхностными обломками на нижней генерации каменного глетчера заполнены мелкозёмом; на верхней генерации количество мелкозёма незначительно, задернение слабое, преимущественно куртинного типа. В прифронтальной части каменного глетчера располагается исток ручья, температура воды в котором близка к 0 °С.

Методика исследований

Электротомография — один из современных методов электроразведки. Это технология, объединившая в себе электрическое зондирование и профилирование и решение двухмерной или трёхмерной обратной задачи электроразведки (инверсия данных) [9]. Данный метод как самостоятельно, так и в совокупности с другими геофизическими методами широко применяется российскими и зарубежными учёными для выявления и исследования многолетнемёрзлых пород и каменных глетчеров [7, 9, 12]. При электротомографии мы использовали многоэлектродную электроразведочную станцию «СКАЛА-48». Шаг измерений по профилю составлял 5 м. Последовательность подключения электродов соответствовала установке Шлюмберже с максимальными разносами питающей линии 235 м, при этом глубинность исследований составля-

ла около 40 м. Электроды заземляли с помощью влажного грунта, который размещался между каменным материалом и смачивался подсоленной водой, что позволяло снизить сопротивление заземлений до приемлемых значений. Инверсию данных электротомографии выполняли в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv [16]. В результате зондирования получены разрезы удельного электрического сопротивления каменных глетчеров по профилям (геоэлектрические разрезы).

Результаты исследований и их обсуждение

Каменный глетчер в долине р. Елангаш. Профиль электротомографии протяжённостью 235 м заложен вдоль оси движения каменного глетчера в пределах его наиболее молодой генерации в интервале высот 2485–2542 м. Анализ геоэлектрического разреза показывает, что кровля ледяного тела исследуемого каменного глетчера залегает на глубине 5–6 м от поверхности (рис. 3, а). Удельное электрическое сопротивление пород каменно-ледяного ядра изменяется от 43–48 до 900–2000 кОм·м. На данном каменном глетчере установить нижнюю границу залегания каменно-ледяного ядра невозможно из-за высокой степени консолидации ледяного материала в его теле и экранирующего эффекта от слоя-изолятора. Удельное электрическое сопротивление рыхлообломочного материала на поверхности каменного глетчера в среднем составляет 5500–6000 Ом·м.

Каменный глетчер в долине р. Чуя. Профиль электротомографии также был заложен вдоль оси движения криогенного каменного глетчера в интервале высот 1750–1797 м. Он пересёк прифронтальную зону, подошву, фронтальный уступ и обе генерации каменного глетчера, приуроченного к склону юго-западной экспозиции. Кровля ледяного тела залегает здесь на глубине от 3,5–5 м в нижней генерации до 10 м в верхней (более молодой) генерации. Мощность льдосодержащего материала на данном объекте (удельное электрическое сопротивление 150–300 кОм·м) оценивается в 20 м (см. рис. 3, б). По нашему мнению, более глубокое залегание мёрзлых пород на более молодой и гипсометрически выше расположенной генерации объясняется

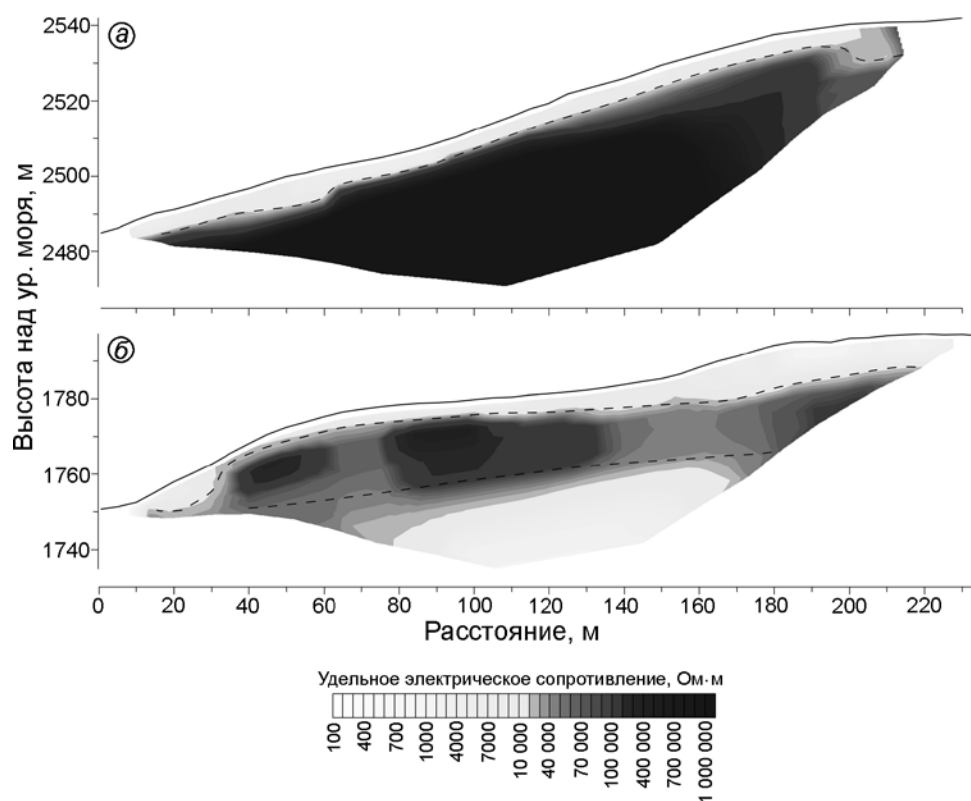


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы каменных глетчеров на участках Елангаш (а) и Кукетанар (б). Пунктиром показаны границы каменно-ледяного ядра

Fig. 3. Goelectrical cross-section of rock glaciers in areas of Elangash (a) and Kuektanar (b). The dotted line shows the boundary of rock-ice core

тем, что пустоты между крупнообломочным материалом, слагающем её поверхность, слабо заполнены, поэтому деятельный слой здесь более мощный, чем на нижней, более древней генерации. Удельное электрическое сопротивление рыхлообломочного материала на поверхности каменного глетчера в среднем составляет 3500–4000 Ом·м. В теле этого каменного глетчера чётко выделяются три ядра консолидации ледяного материала с повышенным сопротивлением (до 300 кОм·м), между которыми фиксируются мёрзлые зоны с пониженным сопротивлением (до 48 кОм·м). В нижней части каменного глетчера зафиксирована таликовая зона, сопротивление слагающих отложений в которой снижается с глубиной с 4500 до 2000 Ом·м.

Отличительные особенности изученных каменных глетчеров – разные удельное электрическое сопротивление их внутренних частей и степень консолидации в них льда. Ядро каменного глетчера, расположенного на высоте 2485–2542 м, отличается значительно большим

удельным электрическим сопротивлением (250–2000 кОм·м) по сравнению с сопротивлением каменно-ледяного ядра глетчера на высоте 1750–1797 м (150–300 кОм·м). Разница в высотном положении объектов составляет 785 м. Логично предположить, что температура мёрзлых пород на высоте 2542 м значительно ниже, чем на уровне 1797 м. На температуру объектов влияет и экспозиция склона.

Таким образом, можно считать, что аномально большое сопротивление объекта в долине р. Елангаш (склон северо-западной экспозиции, высота 2485–2542 м) связано с его относительно низкой отрицательной температурой. Электрическое сопротивление каменного глетчера будет определяться в первую очередь сопротивлением льда, которое сильно зависит от температуры, в то время как удельное электрическое сопротивление каменного материала от температуры зависит слабо. Поэтому, используя известную зависимость удельного электрического сопротивления ледникового льда от температуры [17],

мы можем выполнить приблизительную оценку температуры каменных глетчеров. Для ледникового льда с удельным электрическим сопротивлением около 1000–2000 кОм·м характерна температура порядка -5°C , а для льда с сопротивлением 150–300 кОм·м температура варьирует от -1 до $-1,5^{\circ}\text{C}$.

Заключение

Применение метода электротомографии для исследования внутреннего строения каменных глетчеров позволяет по аномально высокому удельному электрическому сопротивлению (> 20 кОм·м) установить наличие в них мёрзлых грунтов и льда, а также верхнюю, а иногда и нижнюю границы их залегания. Однако

не всегда удаётся определить мощность каменно-ледяного образования, а также оценить степень его консолидации, что препятствует расчётам объёма содержания льда. Использование электротомографии в комплексе с другими геофизическими методами, например георадиолокацией, может устранить ограничения данной технологии. Представленные результаты хорошо согласуются с материалами, полученными зарубежными учёными при исследовании каменных глетчеров и ледников на Юконе, в Альпах и Андах. Так, по данным М. Evin [9], удельное электрическое сопротивление ледникового льда составляет 700–1700 кОм·м, а согласно исследованиям Jan-Christoph Otto и Markus Keuschnig [18], льдосодержащий каменный материал имеет сопротивление более 10–20 кОм·м, а сплошной лёд — свыше 1000 кОм·м.

Литература

1. Дьякова Г.С., Останин О.В. Лихенометрический метод датирования: возможности и перспективы // География и природопользование Сибири. Вып. 15. Барнаул: Издательство Алтайского ун-та, 2013. С. 36–44.
2. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
3. Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. V. 18. Is. 2. P. 129–136.
4. Останин О.В., Михайлов Н.Н. Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая). Барнаул: Издательство Алтайского ун-та, 2014. 171 с.
5. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потанов В.В., Шеин А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Строение каменного глетчера Суковского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. междунар. конф. Тюмень: Издательство «Эпоха», 2015. С. 195–198.
6. Галанин А.А. Комплексные каменные глетчеры — особый тип горного оледенения Северо-Востока России // Вест. ДВО РАН. 2005. № 5. С. 59–70.
7. Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И. Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня — источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогео-

References

1. Dyakova G.S., Ostanin O.V. Lichenometry method of dating: opportunities and prospects. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri*. Geography and natural resources of Siberia. Barnaul: Publ. of Altai State University, 2013, 15: 36–44. [In Russian].
2. Solomina O.N. *Gornoe oledenenie Severnoi Evrazii v golocene*. Mountain glaciation of Northern Eurasia in Holocene. Moscow: Nauchnyi Mir, 1999: 272 p. [In Russian].
3. Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, 18 (2), April/June: 129–136.
4. Ostanin O.V., Mikhailov N.N. *Sovremennye izmeneniya vysokogornnykh geosistem (na primere Tsentralnogo i Yugo-Vostochnogo Altaya)*. Modern changes of alpine geosystems (on the example of the Central and South-Eastern Altai). Barnaul: Publ. of Altai State University, 2014: 171 p. [In Russian].
5. Lapkovskaya A.A., Olenchenkov V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of the rock glaciers of the Sukorsky landslip (Altai Mountain) according electrical resistivity tomography. *Arktika, Subarktika: mozaichnost, kontrastnost, variativnost kriosfery*. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere: Proc. of the Intern. Conf. Tyumen: Epoha publishing house, 2015: 195–198. [In Russian].
6. Galanin A.A. Complex rock glaciers — a special type of mountain glaciers of the North-East of Russia. *Vestnik DVO RAN*. Herald of the Far East Branch of the RAS. 2005, 5: 59–70. [In Russian].

- логии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. С. 369–375.
8. Farbrøt H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard // Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journ. of Geography. 2005. V. 59. P. 139–148.
9. Evin M., Fabre D., Johnson P. Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon // Permafrost and Periglacial Processes. 1997. № 8. P. 179–189.
10. Hauck C. Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography // Geophys. Research Letters. 2016. V. 29. № 21. P. 121–124.
11. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Volkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. doi: 10.1002/ppp.706.
12. Maurer H., Hauck C. Geophysical imaging of alpine rock glaciers // Journ of Glaciology. 2007. V. 180. P. 110–118.
13. Дьякова Г.С., Останин О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуя (Горный Алтай). Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2014. 152 с.
14. Останин О.В., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3–2 (79). С. 167–170.
15. Сухова М.Г., Русанов В.И. Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 150 с.
16. Loke M.H., Acworth I., Dahlin T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys // Explorat. Geophys. 2003. V. 34. P. 182–187.
17. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино: изд. ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
18. Электронный ресурс: Otto J., Keuschnig M. Geophysical prospecting on a complex rock glacier in the semi-arid Andes of Argentina (Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina). 2012. <http://serc.carleton.edu/vignettes/collection/31903.html>
7. Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I. New data about the internal structure, hydrological regime and rheology of rock glaciers of the Northern Tien Shan – sources of catastrophic ice–dirtstone mudflows. *Fundamentalnye i prikladnye problemy gidrogeologii*. Fundamental and applied problems of hydrogeology. 2015: 369–375. [In Russian].
8. Farbrøt H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journ. of Geography. 2005, 59: 139–148.
9. Evin M., Fabre D., Johnson P. Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. Permafrost and Periglacial Processes. 1997, 8: 179–189.
10. Hauck C. Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. Geophys. Research Letters, 2016, 29 (21): 121–124.
11. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Volkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA. Permafrost and Periglacial Processes, 2011. doi: 10.1002/ppp.706.
12. Maurer H., Hauck C. Geophysical imaging of alpine rock glaciers. Journ. of Glaciology. 2007, 180: 110–118.
13. Dyakova G.S., Ostanin O.V. *Glyatsialno-merzlotnye kamennye obrazovaniya basseina r. Chuya (Gornyi Altai)*. Glacial-permafrost rock formations of Chuya river basin (Altai Mountain). Barnaul: Publ. of Altai State University, 2014: 152 p. [In Russian].
14. Ostanin O.V., Dyakova G.S. Glacial-permafrost rock formations of the Central Altai. *Izvestiya AGU*. Proc. of the Altai State University. Barnaul: 2013, 3–2 (79): 167–170. [In Russian].
15. Sukhova M.G., Rusanov V.I. *Klimaty landshaftov Gornogo Altaya i ikh otsenka dlya zhiznedeyatel'nosti cheloveka*. Climates of landscapes of the Altai Mountains and their assessment for human life. Novosibirsk: Publ. of Siberian Branch of the RAS, 2004: 150 p. [In Russian].
16. Loke M.H., Acworth I., Dahlin T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Explorat. Geophys. 2003, 34: 182–187.
17. Frolov A.D. *Elektricheskie i uprugie svoistva merzlykh porod i ldov*. Electrical and elastic properties of permafrost and ice. Pushchino: ONTI PSC RAS, 1998: 515 p. [In Russian].
18. <http://serc.carleton.edu/vignettes/collection/31903.html>

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467+551.581.1

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-77-107

Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5

© 2017 г. В.А. Семенов^{1,2*}, Т. Мартин³, Л.К. Беренс⁴, М. Латиф^{3,5}, Е.С. Астафьева²¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия;³Центр океанических исследований Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия;⁴Бременский университет, Бремен, Германия; ⁵Кильский университет, Киль, Германия

*vasemenov@mail.ru

Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles

V.A. Semenov^{1,2*}, T. Martin³, L.K. Behrens⁴, M. Latif^{3,5}, E.S. Astafieva²¹Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany;⁴University of Bremen, Bremen, Germany; ⁵Kiel University, Kiel, Germany

*vasemenov@mail.ru

Received September 21, 2016

Accepted December 23, 2016

Keywords: Arctic sea ice area, climate models, climate change scenarios, CMIP3 model, CMIP5 model.

Summary

The shrinking Arctic sea ice cover observed during the last decades is probably the clearest manifestation of ongoing climate change. While climate models in general reproduce the sea ice retreat in the Arctic during the 20th century and simulate further sea ice area loss during the 21st century in response to anthropogenic forcing, the models suffer from large biases and the results exhibit considerable spread. Here, we compare results from the two last generations of climate models, CMIP3 and CMIP5, with respect to total and regional Arctic sea ice change. Different characteristics of sea ice area (SIA) in March and September have been analysed for the Entire Arctic, Central Arctic and Barents Sea. Further, the sensitivity of SIA to changes in Northern Hemisphere (NH) temperature is investigated and dynamical links between SIA and some atmospheric variability modes are assessed.

CMIP3 (SRES A1B) and CMIP5 (RCP8.5) models not only simulate a coherent decline of the Arctic SIA but also depict consistent changes in the SIA seasonal cycle. The spatial patterns of SIC variability improve in CMIP5 ensemble, most noticeably in summer when compared to HadISST1 data. A better simulation of summer SIA in the Entire Arctic by CMIP5 models is accompanied by a slightly increased bias for winter season in comparison to CMIP3 ensemble. SIA in the Barents Sea is strongly overestimated by the majority of CMIP3 and CMIP5 models, and projected SIA changes are characterized by a high uncertainty. Both CMIP ensembles depict a significant link between the SIA and NH temperature changes indicating that a part of inter-ensemble SIA spread comes from different temperature sensitivity to anthropogenic forcing. The results suggest that, in general, a sensitivity of SIA to external forcing is enhanced in CMIP5 models. Arctic SIA interannual variability in the end of the 20th century is on average well simulated by both ensembles. To the end of the 21st century, September variability is strongly reduced in CMIP5 models under RCP8.5 scenario, whereas variability changes in CMIP3 and in both ensembles in March are relatively small. The majority of models in both CMIP ensembles demonstrate an ability to capture a negative correlation of interannual SIA variations in the Barents Sea with North Atlantic Oscillation and sea level pressure gradient in the western Barents Sea opening serving as an index of oceanic inflow to the Sea.

Поступила 21 сентября 2016 г.

Принята к печати 23 декабря 2016 г.

Ключевые слова: арктический морской лёд, модели климата, модели CMIP3, модели CMIP5, сценарии изменений климата.

Сокращение площади арктических морских льдов в течение последних десятилетий служит, пожалуй, самым ярким проявлением изменений климата. Хотя глобальные модели климата в целом воспроизводят уменьшение площади морских льдов в Арктике во второй половине XX в. и предсказывают сокращение этой площади в XXI в. при заданных сценариях антропогенного воздействия, результаты моделей характеризуются значительным разбросом и систематическими ошибками. В работе сравниваются результаты моделирования площади морских льдов в Арктике двумя последними поколениями глобальных климатических моделей CMIP3 и CMIP5 в XX и XXI вв. Рассматриваются различные характеристики площади льдов в марте и сентябре для всей Арктики, Центральной Арктики и Баренцева моря. Также анализируются чувствительность площади морских льдов к изменению приземной температуры в Северном полушарии и связь вариаций этой площади с некоторыми модами атмосферной циркуляции.

В статье используются следующие сокращения:

ДУМ — давление на уровне моря
КМЛ — концентрация морского льда
ПМЛ — площадь морского льда
ПРМЛ — площадь распространения морского льда
ПСДВ — потепление середины XX в.
ПТВ — приповерхностная температура воздуха
САК — Северо-Атлантическое колебание
СКО — среднеквадратичное отклонение

Введение

Сигнал климатических изменений в последние десятилетия лучше всего заметен в высоких широтах Северного полушария. В последние 30 лет приземная температура в Арктике повышалась как минимум вдвое быстрее, чем происходило глобальное потепление (см., например, [1]). Такая особенность получила название арктического усиления, механизмы которого однозначно не определены и интенсивно обсуждаются. В качестве наиболее вероятных причин рассматриваются: сокращение площади арктических морских льдов с увеличением потока тепла из океана в атмосферу; растущий перенос тепла в высокие широты океаном и атмосферой; положительные обратные связи радиационного воздействия, связанные с изменениями вертикального градиента температуры, «эффектом Планка», ростом концентрации водяного пара [2–8].

Потепление в Арктике сопровождается быстрым сокращением площади распространения морских льдов в летний период с темпами примерно 10% в десятилетие начиная с 1979 г. (эра спутниковых наблюдений). При этом в начале XXI в. сокращение ускорилось почти в 2 раза [9–11]. Далее часто будут использованы термины площадь морского льда (ПМЛ) и площадь распространения морского льда (ПРМЛ). ПМЛ считается как интегральная площадь океана, покрытая морскими льдами; ПРМЛ — это площадь внутри границы 15%-й сплошности (концентрации) морских льдов. В целом это близкие по значениям и связанные характеристики. Особенности использования ПМЛ и ПРМЛ будут обсуждаться далее.

Реконструкции ледовых условий позволяют предположить, что современное сокращение площади арктических морских льдов — беспрецедентное в последнем тысячелетии [12, 13], хотя

данные наблюдений и реконструкций, а также результаты моделей климата свидетельствуют о сильной мультideкадной изменчивости [14–19]. Например, оценки региональных изменений площади морских льдов в Восточной Арктике указывают на значительное сокращение этой площади во время потепления середины XX в. (ПСДВ) [14, 20, 21, 22]. Зимой в период спутниковых наблюдений сокращение морских льдов значительно слабее, чем летом. Однако объём таких наблюдений в ранний период был меньше, а качество — хуже. Тем не менее, не прямые методы оценки с использованием моделей климата позволяют предположить, что сокращение площади морских льдов в Арктике зимой в период ПСДВ было сравнимо с современным [17]. Несмотря на меньшие по сравнению с летним периодом изменения ПМЛ, соответствующие турбулентные потоки тепла из свободного ото льда океана в атмосферу зимой значительно сильнее (в разы), чем летом. Аномальные потоки тепла, связанные как с монотонным уменьшением ПМЛ, так и с её межгодовыми и декадными вариациями, могут приводить к изменению крупномасштабной циркуляции атмосферы в высоких и средних широтах Северного полушария и к формированию аномальных погодных режимов (см. обзор [23]).

Достоверные данные по долгопериодным изменениям ПМЛ во всей Арктике, полученные с помощью регулярных наблюдений с самолётов и морских судов, доступны лишь со второй половины XX в. Анализ этих наблюдений позволил составить сеточный архив концентрации морских льдов [24]. С 1979 г. пассивное микроволновое зондирование со спутников позволяет для ПМЛ получать, пожалуй, самые точные и достоверные (по сравнению с другими климатическими характеристиками) оценки изменчивости и климатических трендов. Отметим, однако, зависимость таких оценок от используемого алгоритма обработки спутниковых данных, что может вызывать разброс между среднемесячными значениями ПМЛ до 10%, хотя климатические тренды согласуются хорошо [25–29].

Глобальные климатические модели при задании внешних антропогенных и естественных воздействий на климат воспроизводят тенденцию сокращения распространения и площади морских льдов в Арктике в современный исторический период (с середины XX в.). Вместе с тем ансамбль моделей, участвующий в третьей фазе проекта по сравнению

моделей (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) CMIP3 Всемирной программы по изучению климата (World Climate Research Programme, WCRP) [30], данные которого использовались в Четвёртом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изучению климата (МГЭИК) AR4 IPCC [31], заметно недооценивает наблюдаемое сокращение площади распространения морских льдов в сентябре. В моделях CMIP3 только от 47 до 57% сокращения ПРМЛ можно отнести на счёт внешних (преимущественно антропогенных) воздействий на климат, для остальной части предполагаются вклад естественной изменчивости, ошибки в моделях или в задаваемом внешнем воздействии [9]. Некоторые модели, результаты которых хорошо согласуются с эмпирическими данными, предсказывают сезонно свободную ото льда Арктику уже до 2040 г. при сценарии антропогенного воздействия «business as usual» SRES A1B [32]. Заметим, что результаты моделей характеризуются большим разбросом [9, 10, 21].

Важный вклад в сокращение ПРМЛ и увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере отмечен в ряде исследований, основанных исключительно на эмпирических данных [33, 34]. Правда, эти результаты основаны на предположении об отсутствии значительного вклада долгопериодных естественных колебаний ПРМЛ/ПМЛ, на которые, в частности во время ПСДВ, указывают результаты анализа изменений климата Арктики в XX в. [35, 36].

Новое поколение моделей климата CMIP5 [37], используемое в Пятом отчёте МГЭИК IPCC AR5 [38], показало лучшее соответствие результатов моделирования с наблюдаемыми трендами ПРМЛ в сентябре, что указывает на больший вклад (от 52 до 67%) антропогенного воздействия [10]. Режим сезонно свободной ото льда Арктики в ансамбле моделей CMIP5 наступает быстрее, чем в ансамбле CMIP3 [10]. Вместе с тем разброс результатов моделей CMIP5 и неопределённость проекций климатических изменений в XXI в. остались такими же высокими, как и в ансамбле CMIP3 [10]. Эти результаты относятся к трендам ПРМЛ для всей Арктики в сентябре.

Для лучшего понимания механизмов формирования исторических изменений ПРМЛ/ПМЛ и оценки неопределённости проекций сценариев изменений важно сравнить результаты моделей разного поколения друг с другом и с эмпири-

ческими данными. Необходимо учитывать, что новые, более современные данные наблюдений служат эталоном для моделей климата, к которому результаты моделей следует максимально приблизить, изменяя настраиваемые параметры моделей в диапазоне неопределённости их эмпирических оценок [39]. Такой подход ярко иллюстрируется моделированием сокращения ПРМЛ/ПМЛ, которое в начале XXI в. по данным наблюдений значительно ускорилось и обеспечило различные перспективы для модельеров, участвовавших в создании моделей CMIP3 и CMIP5. Площадь и объём морского льда в целом для Арктики весьма чувствительны к выбору параметров моделей климата, в частности, к значению альбедо льда, которое по разным эмпирическим оценкам может варьировать в относительно широких пределах, что позволяет легко настроить его на необходимые средние величины [40, 41].

В отличие от большинства предшествующих исследований на аналогичную тему мы анализируем ПМЛ, а не ПРМЛ. Последняя характеристика используется более часто, поскольку её проще, чем ПМЛ, с большой достоверностью определять по наблюдениям с морских и воздушных судов, а также со спутников [29]. При этом уменьшаются и ошибки, связанные с неопределённостью исходных данных. Однако цена этих достоинств — потеря информации о концентрации морских льдов в пределах выбранной границы распространения льдов (обычно 15%). Но часто именно изменения концентрации морских льдов в оставшемся диапазоне (от 15 до 100%) вносят значительный вклад в модуляцию турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу, особенно в зимний период, влияют они и на альбедо поверхности.

Кроме того, в ранних работах, где анализируются результаты моделей CMIP3 и CMIP5, использованы данные одного из этих ансамблей моделей и/или исследовали изменения морских льдов в Арктике в сентябре и (в меньшей степени) в марте (например [9, 10, 21, 27, 42]). В настоящей работе сравниваются результаты по марту и сентябрю для обоих модельных ансамблей для всей Арктики и на региональном масштабе. Кроме этого, анализируется амплитуда годового хода ПМЛ.

Как прошлые изменения, так и проекции будущих изменений климата имеют значительную пространственную неоднородность [43–46]. Некоторые регионы выделяются ввиду своей важности

для формирования изменений климата в Арктике. К такому региону относится Баренцево море. Сильная изменчивость океанской и атмосферной циркуляции, интенсивные потери тепла с поверхности моря и положительные обратные связи в совместной системе атмосфера—морской лёд—океан приводят к усилению климатической изменчивости в Баренцевом море, что влияет на климат всего арктического региона [16, 35, 45, 47, 48]. На распространение морского льда в Баренцевом море оказывает прямое воздействие (ветровое и термодинамическое) Северо-Атлантическое колебание (САК) [49] — ведущая мода крупномасштабной внутренней динамики атмосферы в зимний период во внетропических широтах Северного полушария [50]. САК воздействует и на интенсивность океанического притока в Баренцево море через его западную границу [51], причём эта связь как в материалах наблюдений, так и в результатах климатических моделей не стационарна [52, 16, 48]. Отметим, что Баренцево море относится к региону, где наиболее сильны ошибки моделей климата при воспроизведении характеристик морского льда и приземной температуры [53, 38]. Кроме того, модели климата показывают для него сильное потепление к концу XXI в. в экспериментах с антропогенным воздействием на климат [54], поэтому Баренцево море выбрано в качестве примера региональных изменений для детального анализа.

Не считая Арктики и Баренцева моря, в работе анализируется Центральная Арктика (область севернее 80° с.ш.). Вплоть до конца XX в. этот регион был покрыт многолетним льдом практически весь год, поэтому в отличие от Баренцева моря изменения площади морских льдов в Центральной Арктике в XX в. были очень незначительными и эволюция концентрации морских льдов в климатических моделях в этом регионе в последние десятилетия и в будущем вызывает большой интерес, учитывая, что спутниковые данные вблизи Северного полюса отсутствуют, а в окружающих полюс регионах отличаются большой погрешностью.

Результаты климатических моделей ансамблей CMIP характеризуются не только различиями в параметрах морских льдов, но и амплитудой отклика температуры на внешнее радиационное воздействие. Являются ли различия в величине изменений ПМЛ в моделях следствием различий в скорости глобального потепления и/или они вызваны различиями в формализации процессов ди-

намики морского льда в различных моделях и региональными процессами — эти вопросы остаются открытыми. Мы будем анализировать зависимость изменения ПМЛ в Арктике от изменения средней температуры в Северном полушарии в обоих модельных ансамблях. Рассмотрим и амплитуду годового хода ПМЛ, который характеризует сезонные контрасты и представляет собой важный параметр при анализе различных последствий изменений климата. Так, рост продолжительности сезона открытой воды в арктических морях имеет большое значение для морской навигации вдоль Северного морского пути и северо-западного прохода [55].

В результате изменения площади и толщины арктических морских льдов меняется изменчивость ПМЛ на различных временных масштабах, в том числе межгодовые вариации [56]. Как изменится интенсивность межгодовых вариаций ПМЛ при глобальном потеплении, пока не ясно, поэтому в работе мы анализируем межгодовую изменчивость ПМЛ.

Анализ эмпирических данных и результатов климатических моделей указывает на связь между изменениями атмосферной циркуляции и площадью морского льда в Баренцевом море [16, 18, 19, 35, 48, 51]. Воспроизведение такой связи в моделях климата — непростая задача. Для этого необходимо реалистично воспроизводить как региональную динамику атмосферы, океана и морского льда, так и их взаимодействие. В настоящей работе анализируется способность моделей воспроизвести связь между ПМЛ в Баренцевом море и Северо-Атлантическим колебанием, а также градиентом давления между Шпицбергом и северной оконечностью Норвегии, который служит индексом океанического притока через западную границу моря.

Данные и методы исследования

Анализ основан на данных ансамбля климатических моделей, участвующих в проекте Всемирной программы исследования климата (WCRP) по сравнению совместных моделей климата третьего (CMIP3) и пятого (CMIP5) поколений [30, 37]. Анализируемые данные моделей охватывают период 1900—2100 гг. Они сравниваются с сеточными данными HadISST1 [57] Центра Гадлея (Великобритания) по концентрации морских льдов и температуре поверхности океана с 1870 г. по настоящее время.

Данные HadISST1 представляют собой анализ результатов наблюдений и с 1979 г. включают в себя материалы спутникового зондирования с использованием алгоритма NASA Team [58]. Эти сведения широко используют при анализе изменений климата. Спутниковая информация для широт севернее 84° и 87° с.ш. для различных инструментов зондирования отсутствует, поэтому данные по концентрации морского льда (КМЛ) в этой области рассчитывались с помощью интерполяции с условием 100%-й концентрации на Северном полюсе [57]. Данные HadISST1 по КМЛ в период с 1953 по 1979 г. основаны на регулярных судовых и самолётных наблюдениях. До 1953 г. источники данных по КМЛ неоднородны и характеризуются продолжительными пропусками [59]. В связи с этим в настоящей работе данные HadISST1 используются только для периода с 1960 по 2014 г.

Сравнивая характеристики морских льдов в климатических моделях с эмпирическими данными, следует учитывать, что сами эмпирические данные также характеризуются значительными неопределённостями даже в эпоху регулярных спутниковых наблюдений с 1979 г. Для расчёта КМЛ на основе данных пассивного микроволнового зондирования используются различные алгоритмы (см. обзоры в работах [28, 29]). Разные алгоритмы достаточно хорошо согласуются в оценках климатических трендов (за период 1979–2012 гг.) ПМЛ и ПРМЛ в Арктике, но характеризуются значительным разбросом средних значений [28]. Величина этого разброса среди 11 применяемых алгоритмов составляет около $1,0 \cdot 10^6$ км² для среднегодовых значений ПМЛ и $0,5 \cdot 10^6$ км² для ПРМЛ. О неопределённости эмпирических оценок средних значений порядка 10% следует помнить при сравнении с данными моделей.

При анализе модельных данных использовались «исторические» эксперименты с ансамблями моделей CMIP3 и CMIP5, в которых внешнее воздействие на климат в XX в. задавалось согласно эмпирическим оценкам, а для XXI в. — согласно экспериментам, в которых внешнее радиационное воздействие на климат задавалось по сценарию SRES A1B для моделей ансамбля CMIP3 и сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5 для моделей ансамбля CMIP5 [60]. Для анализа использовался только один (первый) член ансамбля экспериментов каждой модели, поскольку различные модели представлены разным количеством членов ансамбля для соот-

ветствующих сценариев. Все модельные данные интерполировались на регулярную широтно-долготную сетку $1 \times 1^\circ$ (пространственное разрешение данных HadISST1) с использованием метода билинейной интерполяции. Такое пространственное разрешение имеет большинство океанических компонентов климатических моделей ансамбля CMIP5.

В настоящем исследовании анализируется площадь морских льдов как интегрированная по выбранному региону концентрация морских льдов, поэтому результаты анализа количественно отличаются от полученных при анализе площади распространения морских льдов. При использовании ПРМЛ площадь ячейки, содержащая более 15% морского льда, полностью учитывается при интегрировании в общую площадь, в то время как ПМЛ учитывает только часть ячейки, покрытую льдом. Это приводит к большим значениями ПРМЛ, чем ПМЛ, и даже может стать причиной количественных расхождений в значениях климатических трендов [61]. Необходимо учитывать, что отличия результатов различных моделей могут быть связаны и с разным пространственным разрешением моделей, а соответственно, и с разными масками суши и океана.

Как правило, при анализе рассматривались данные для сентября и марта, в среднем соответствующие минимуму и максимуму сезонного хода ПМЛ и ПРМЛ. Среднесезонные значения использовались при анализе связи с изменениями температуры Северного полушария. Амплитуда и фаза сезонного хода рассчитывались на основе среднемесячных значений с помощью разложения Фурье [62], при этом из исходных временных рядов вычитался полиномиальный тренд четвёртого порядка.

Результаты

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 1970–2000 гг. На рис. 1 представлена наблюдаемая (по данным HadISST1) и средняя по ансамблям климатических моделей межгодовая изменчивость КМЛ в марте и сентябре в период 1970–2000 гг. как среднеквадратическое отклонение соответствующих среднемесячных значений (после вычета климатического тренда, представленного полиномом 4-го порядка). Эмпирические данные (см. рис. 1 а, б) показывают, что регионы с высокой изменчивостью КМЛ распо-

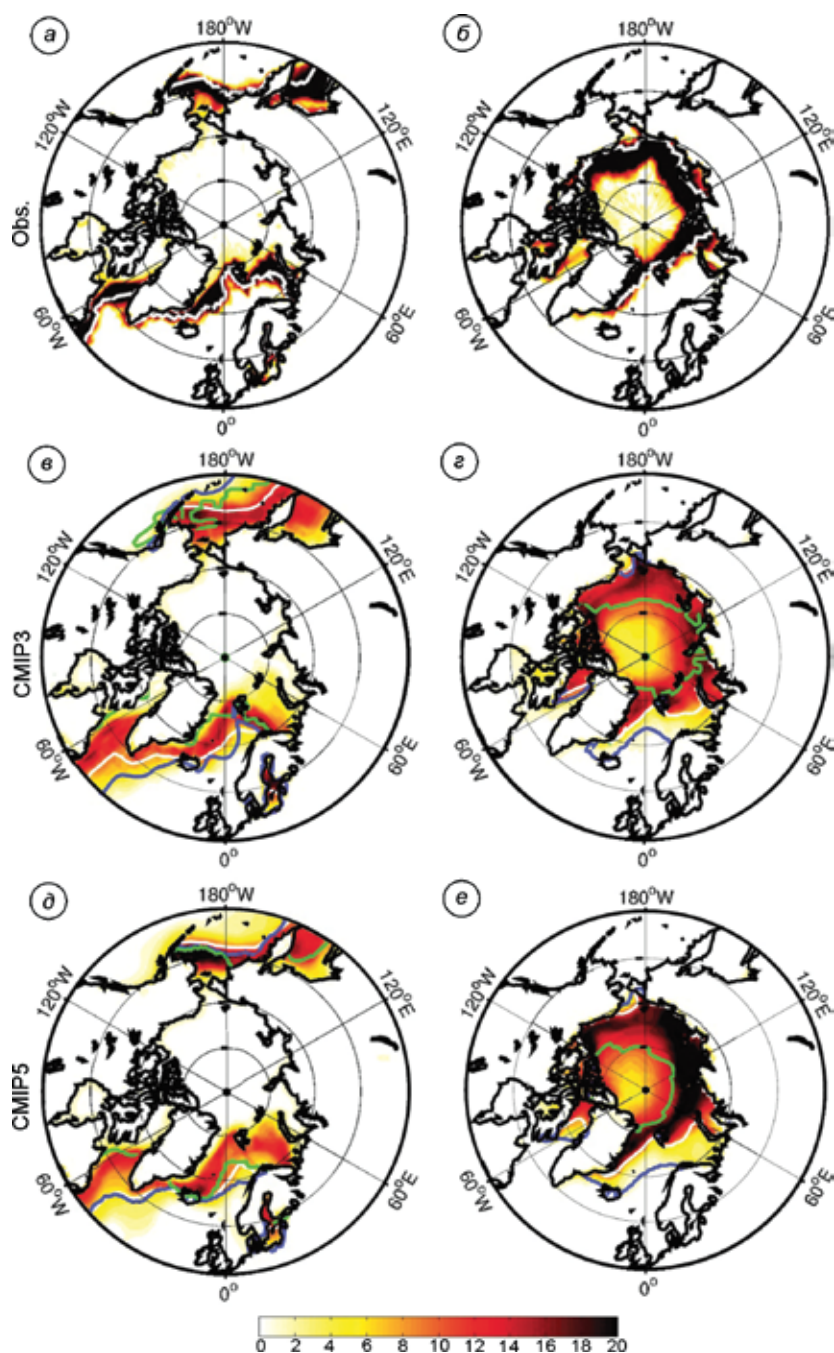


Рис. 1. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (слева) и в сентябре (справа) для периода 1970–2000 гг., оценённые по данным наблюдений (HadISST1) (а, б), средние для ансамблей CMIP3 (в, г) и CMIP5 (д, е).

Результаты моделей CMIP взяты из экспериментов с «историческим» внешним радиационным воздействием, включающим в себя антропогенные и естественные факторы. СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялись после удаления климатического тренда. Белые контуры показывают среднее для соответствующего ансамбля положение границы морских льдов (изолиния с 15% КМЛ); синие линии — границу льдов в моделях с наибольшей ПМЛ для соответствующего ансамбля: GFDL-CM2.0 (в), CSIRO-MK3.0 (г), CMCC-CM (д, е); зелёные линии — в моделях с наименьшей ПМЛ: INM-CM 3.0 (в, г), GISS-E-2H (д, е).

Fig. 1: Standard deviation (STD) of interannual sea ice concentration (SIC) variability (in %) in March (left) and September (right) during 1970–2000 as estimated from historical observational data (HadISST1) (a, b), CMIP3 (ensemble average; в, г), and CMIP5 (ensemble average; д, е). The CMIP results are from historical simulations. The long-term trend was removed from all datasets before estimating the STDs. White contours indicate corresponding ensemble average 15% ice concentration position; blue lines represent models with Arctic SIA close to high values of the corresponding intra-ensemble spread (GFDL-CM2.0 (в), CSIRO-MK3.0 (г), CMCC-CM (д, е), whereas the green lines represent models simulating low SIA (INM-CM 3.0 (в, г), GISS-E-2H (д, е).

ложены вдоль средней границы ледяного покрова, обозначенной на рисунках как контур с 15%-й КМЛ. Самая высокая межгодовая изменчивость КМЛ зимой (в марте) наблюдается в Атлантическом секторе в Баренцевом, Гренландском и Лабрадорском морях, т.е. в регионах, характеризующихся сильной изменчивостью атмосферной и океанской циркуляции в зимний период, а также в Тихоокеанском секторе Берингова и Охотского морей — ещё одном регионе с интенсивной изменчивостью атмосферной циркуляции. Летом (в сентябре) области с высокой изменчивостью КМЛ расположены более симметрично во внутренних арктических морях с центром в регионе с наибольшей толщиной льда вблизи Канадского архипелага.

Модельные данные по КМЛ представлены средними по ансамблям моделей CMIP3 и CMIP5 значениями, т.е. арифметическим средним полей межгодовой изменчивости КМЛ для индивидуальных моделей. Модели обоих ансамблей качественно воспроизводят наблюдаемую структуру изменчивости. Модели значительно недооценивают (примерно на 50% в регионах с максимальной изменчивостью) стандартное отклонение межгодовых вариаций КМЛ как в марте, так и в сентябре. Изменчивость в марте в моделях также характеризуется очевидным смещением на запад области с максимальной изменчивостью в Баренцевом море, что указывает на переоценку площади морских льдов в Баренцевом море большим числом моделей (см. рис. 1, в). Завышенная по сравнению с данными наблюдений ПМЛ в моделях отмечается и в сентябре в виде более южного расположения области максимальной изменчивости на рис. 1, г. В марте изменчивость КМЛ в моделях ансамбля CMIP5 (см. рис. 1, д) значительно лучше согласуется с данными HadISST1, чем в моделях ансамбля CMIP3. В частности, область сильной изменчивости КМЛ в Баренцевом море воспроизводится более реалистично, но в целом распространение морских льдов во всех регионах завышено.

В сентябре изменчивость КМЛ в арктических морях в моделях CMIP5 (см. рис. 1, е) значительно выше, чем в моделях CMIP3, и лучше согласуется с данными наблюдений. Улучшенное воспроизведение изменчивости вдоль границы морских льдов в моделях CMIP5 сопровождается увеличенной изменчивостью (по сравнению с данными HadISST1) в регионах Центральной Арктики, покрытой льдом. Это может свидетельствовать о

более сильной чувствительности летней КМЛ к изменениям баланса тепла на границе океан—атмосфера из-за более тонкого льда. Однако данные HadISST1 могут недооценивать изменчивость КМЛ вблизи Северного полюса из-за процедуры интерполяции, используемой для восстановления КМЛ в регионах, для которых нет спутниковых данных. Кроме того, спутниковые данные в летний период в регионах, в целом покрытых льдом, характеризуются значительной неопределённостью из-за наличия областей талой воды на поверхности льда, которые могут ошибочно интерпретироваться как поверхность океана. Таким образом, можно сделать вывод, что ансамбль CMIP5 характеризуется более высокой изменчивостью КМЛ, чем модели ансамбля CMIP3, и в большинстве регионов лучше согласуется с данными наблюдений, особенно в Атлантическом секторе. Отметим и явное улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости КМЛ в сентябре в моделях CMIP5 по сравнению с моделями CMIP3.

Осреднение пространственных полей изменчивости КМЛ индивидуальных моделей приводит к зависимости результата не только от самих значений изменчивости КМЛ, но и от расположения границы льда в индивидуальных моделях. Для иллюстрации на рис. 1 показаны границы распространения льда (изолинии с 15% КМЛ) в моделях с максимальной и минимальной ПМЛ в современный период в обоих ансамблях. Это позволяет оценить, насколько сильно может различаться распространение морских льдов в моделях. Как следует из рис. 1, зимой значительный разброс в модельных результатах отмечается в Лабрадорском и Охотском морях. Летом в некоторых моделях граница льда проходит вблизи Северного полюса. Таким образом, переоценка изменчивости в Центральной Арктике и недооценка вблизи современной границы льдов в Атлантическом секторе могут частично объясняться существенными различиями в воспроизведении границы морских льдов в моделях.

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг. При задании сценариев будущего антропогенного воздействия на климат модели CMIP показывают значительные изменения пространственной структуры межгодовой изменчивости КМЛ к концу XXI в. (2070–2100 гг.) относительно современного (1970–2000 гг.) режима (см. рис. 1, в–е). Рис. 2 и 3 иллюстрируют измене-

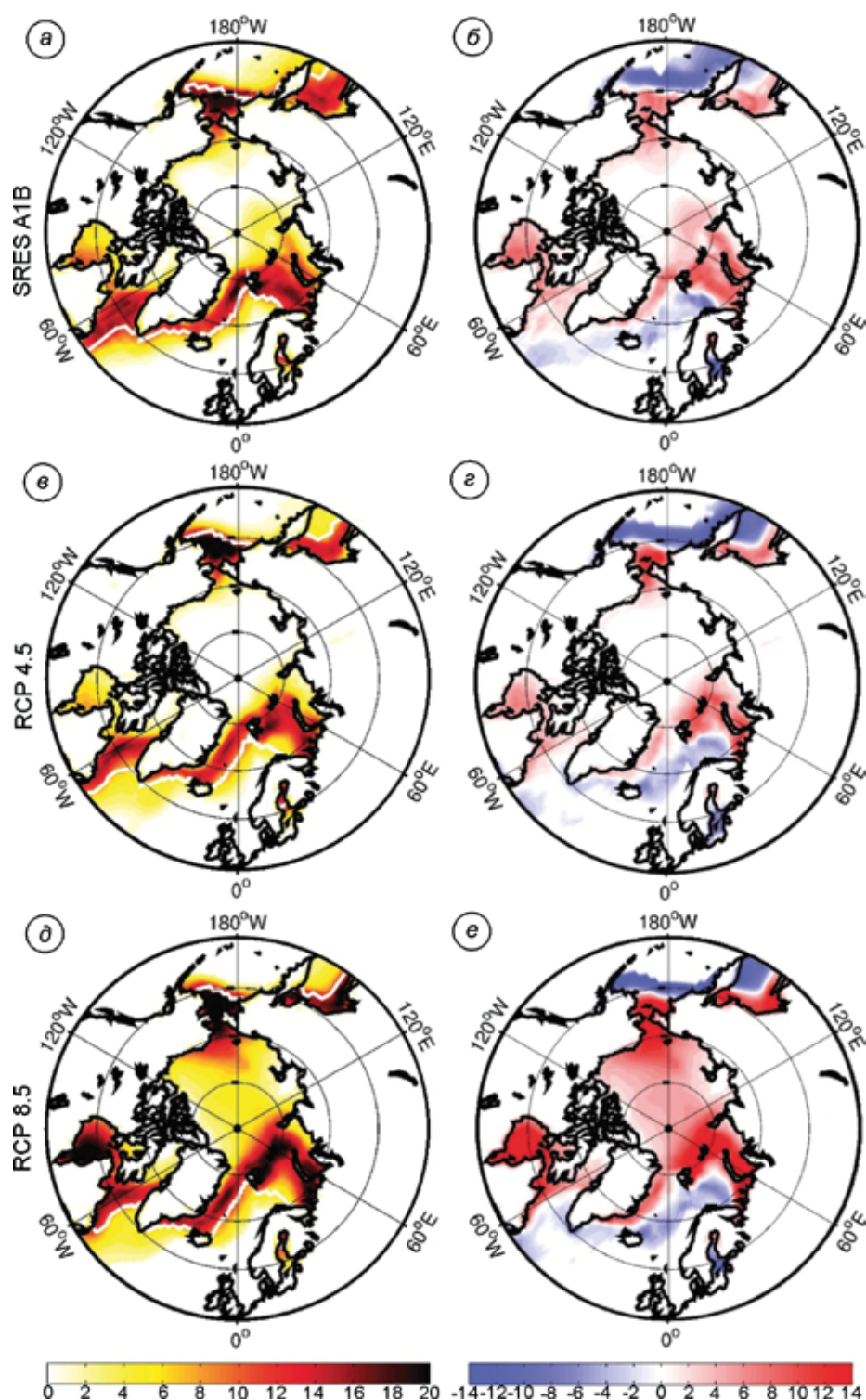


Рис. 2. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (для периода 2070–2100 гг. средние для ансамбля CMIP3 при сценарии антропогенного воздействия SRES A1B (a) и ансамбля CMIP5 при сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5 (e) и RCP 8.5 (d)). Изменения СКО между периодами 1970–2000 и 2030–2100 гг. для соответствующих (расположенных слева) ансамблей и сценариев показаны в правой колонке: CMIP3 SRES A1B (б), CMIP5 RCP 4.5 (z), CMIP5 RCP 8.5 (e). СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялось после удаления климатического тренда

Fig. 2. Standard deviation (STD) of interannual sea ice concentration (SIC) variability (in %) during 2070–2100 in March in CMIP3-A1B (a) and CMIP5 (RCP 4.5, e; and RCP 8.5, d). Difference between STD during 2070–2100 and 1970–2000 for CMIP3-A1B (б) and CMIP5 (RCP 4.5, z; and RCP 8.5, e). The STDs have been computed for detrended data

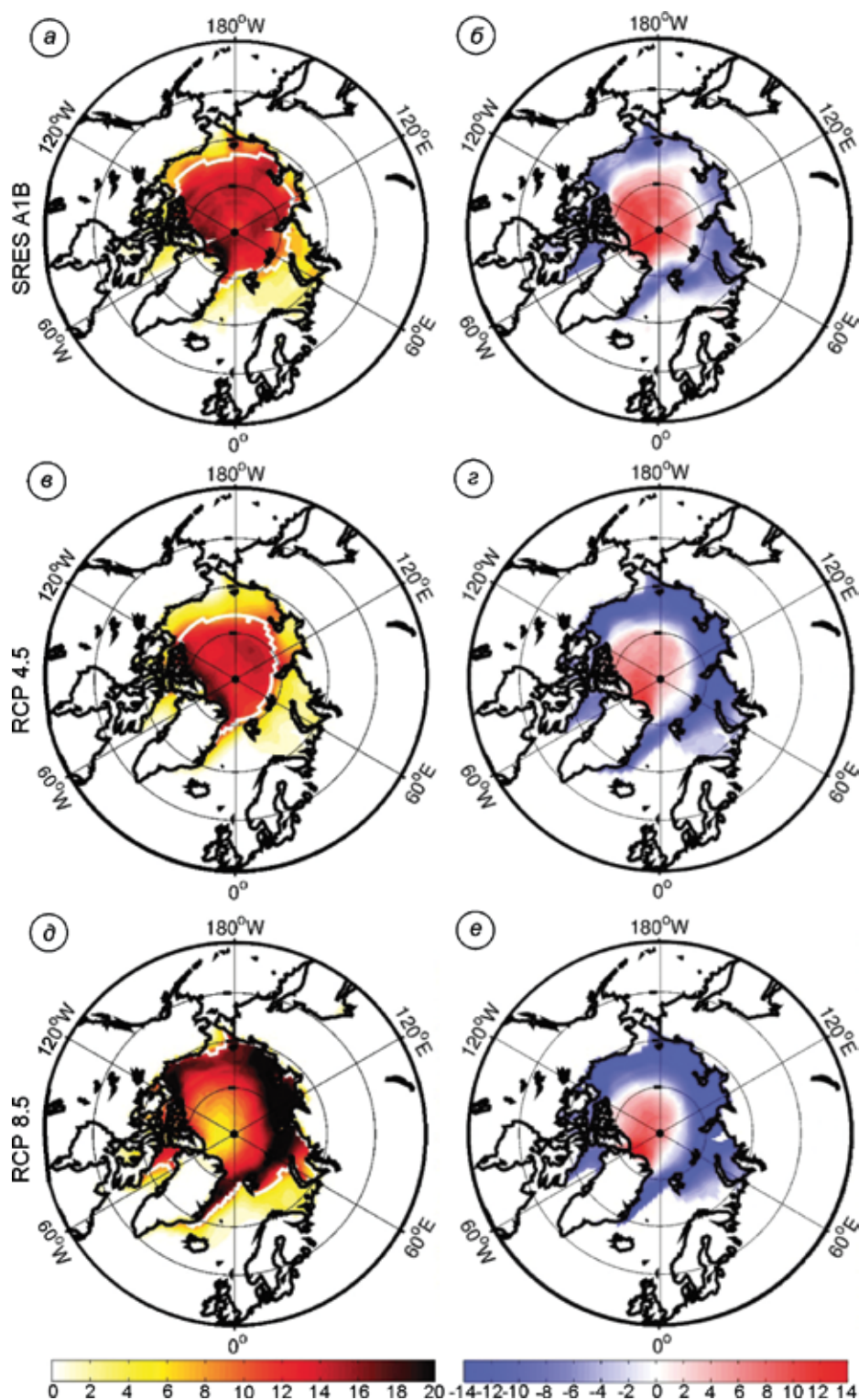


Рис. 3. Аналогично рис. 2, но для сентября

Fig. 3. Same as in Fig. 2 but for September

ния межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг. относительно современного периода (см. рис. 1) в моделях ансамбля CMIP3 при

сценарии антропогенного воздействия SRES A1B и в моделях CMIP5 при сценариях RCP 4.5 и RCP 8.5 в марте и сентябре соответственно.

Заметим, что сценарий RCP 8.5 соответствует наиболее сильному радиационному воздействию на климат при увеличении экстраполяции роста промышленности и населения без принятия мер по сокращению выбросов парниковых газов. Сценарий RCP 4.5 приводит примерно к вдвое более слабому радиационному воздействию и менее интенсивен, чем сценарий SRES A1B, использовавшийся в модели CMIP3. По значениям концентрации углекислого газа в атмосфере к концу XXI в. сценарий SRES A1B расположен между сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5 (см. например [60]). Это показывает, что прямое сравнение результатов двух ансамблей климатических моделей невозможно. Кроме того, динамика изменений характеристик ледяного покрова существенно нелинейна и линейная интерполяция результатов может привести к ошибочным выводам.

К концу XXI в. в моделях ансамблей CMIP при сценариях антропогенного воздействия на климат происходят значительные изменения межгодовой изменчивости КМЛ в марте (см. рис. 2). Слева на рис. 2 представлены карты межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг., справа — её изменения относительно периода 1970–2000 гг. Изменчивость КМЛ в марте сильно возрастает к концу XXI в. вблизи границы ледяного покрова и во внутренней части Северного Ледовитого океана (см. рис. 2). Это может быть связано с увеличением чувствительности более тонкого льда к вариациям потоков тепла на границе с океаном и атмосферой. Самое сильное увеличение изменчивости КМЛ в марте, особенно в Центральной Арктике, отмечается в моделях CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 (см. рис. 2, е). Интересно, что модели CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5, который менее агрессивен по сравнению со сценарием SRES A1B, используемом в моделях CMIP3, показывают большее увеличение изменчивости КМЛ в некоторых регионах, чем модели CMIP3. Это также показывает более высокую чувствительность КМЛ к изменению потоков тепла в моделях CMIP5, чем в моделях CMIP3, вероятно, из-за более толстого льда в исторический период в моделях CMIP3. Уменьшение изменчивости в областях вне средней границы распространения льдов связано с полным исчезно-

ванием морских льдов в этих регионах к концу XXI в. Эти же причины могут объяснять результаты для сентября (см. рис. 3). Полное исчезновение морских льдов в арктических морях приводит к нулевой изменчивости и уменьшению относительно значений 1970–2000 гг. Многолетний лёд в Центральной Арктике становится тоньше и более изменчивым.

Изменения площади морских льдов

Изменения ПМЛ для всей Арктики, Центральной Арктики и Баренцева моря по данным модельных ансамблей CMIP3 и CMIP5, а также по данным анализа наблюдений HadISST1 в марте и сентябре приведены на рис. 4 и 5 соответственно. Для ансамбля CMIP5 показаны результаты сценария RCP 8.5 для иллюстрации последствий наиболее агрессивного антропогенного воздействия на климат.

Вся Арктика. Различия между модельной ПМЛ (средней по ансамблям) и данными наблюдений в марте (см. рис. 4, а, б) для периода 1970–2000 гг. больше для ансамбля CMIP5, чем для CMIP3, достигая почти $2,0 \cdot 10^6$ км² по сравнению с $1,5 \cdot 10^6$ км² для CMIP3. Сокращение средней по ансамблю ПМЛ к концу XXI в. составляет $3,5 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP3 (сценарий SRES A1B) и $6,0 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP5 (сценарий RCP 8.5). Средняя для ансамбля CMIP5 ПМЛ к концу XXI в. составляет примерно $10 \cdot 10^6$ км², что сравнимо с современными значениями вблизи $13 \cdot 10^6$ км². Три модели (GGFDL-CM3, MIROC-ESM и MIROC-ESM-CHEM) показывают резкое уменьшение ПМЛ до значений менее $4,0 \cdot 10^6$ км², в то время как три других модели (GFDL-ESM2G, BCC-CSM1.1 и BCC-CSM1.1m) воспроизводят слишком большие значения ПМЛ, превышающие $20 \cdot 10^6$ км² в течение XX в. (см. рис. 4, б). Из-за таких разнонаправленных отклонений средний внутриансамблевый разброс результатов моделей становится больше в ансамбле CMIP5 по сравнению с CMIP3.

В отличие от результатов для марта, ПМЛ в сентябре в период наблюдений воспроизводится в моделях CMIP5 заметно лучше (см. рис. 5, а). Средняя по ансамблю ПМЛ в сентябре во всей Арктике уменьшается к концу XXI в. на $3,6 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP3 (см. рис. 5, а) и

Fig. 4. Time series of the sea ice area (SIA) for March (km^2) as observed (thick red) and simulated by CMIP3-A1B (left) and CMIP5-RCP 8.5 (right) models (thin colored) for the Entire Arctic (a , δ), Central Arctic (θ , ϵ), and Barents Sea (∂ , e).

Time series are smoothed with a five year running mean. The thick black lines represent the multi-model mean. Grey shading depicts the 90% confidence intervals estimated from the standard deviation of the intra-ensemble spread.

ем модели CSIRO Mk3.6.0) показывают полностью свободную ото льда Арктику в сентябре к концу XXI в. при сценарии антропогенного воз-

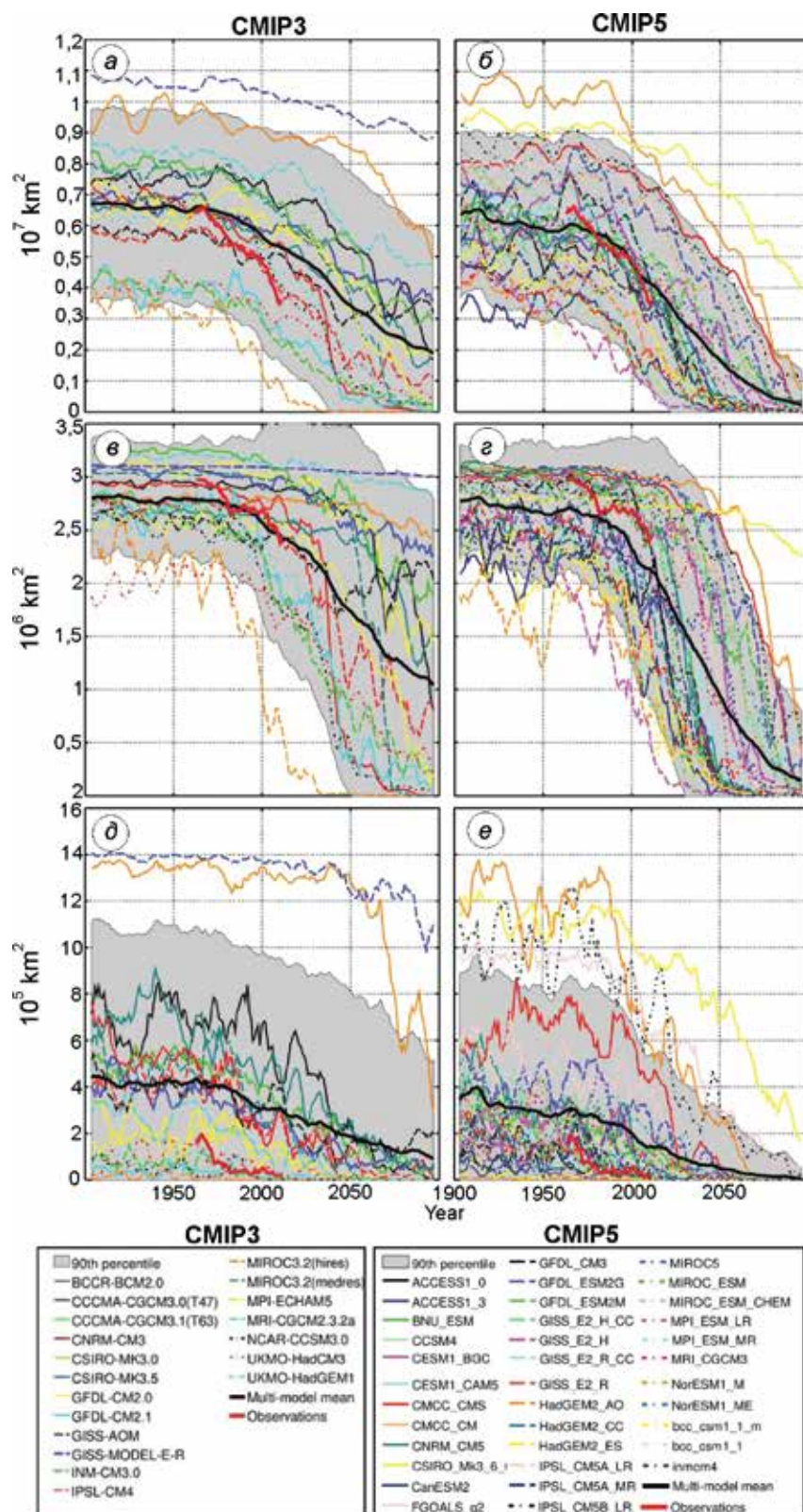


Рис. 5. Аналогично рис. 4, но для сентября

Fig. 5. Same as in Fig. 4 but for September

действия RCP 8.5. Изменения ПРМЛ для моделей CMIP5 при сценарии RCP 4.5 анализировались в работе [10] и показали, что, несмотря на

более слабое антропогенное воздействие, сокращение ПРМЛ сравнимо с изменениями в ансамбле CMIP3 при сценарии SRES A1B. Несколько-

ко моделей из ансамбля CMIP5 (см. рис. 5, б) показывают резкое сокращение ПМЛ в 2030-х годах, указывая на возможное существование порога неустойчивости, или «точку перелома» («tipping point», [63]). Ускорившееся сокращение ПМЛ в начале XXI в., отмеченное по данным наблюдений, тем не менее не воспроизводится в средней по ансамблю CMIP5 эволюции ПМЛ, что предполагает значительный вклад естественной изменчивости в наблюдаемые изменения ПМЛ [18] и/или может объясняться недостаточно высокой чувствительностью ПМЛ в моделях к антропогенному воздействию. В случае заниженной чувствительности следует ожидать уменьшения ПМЛ ускоренными темпами (как в начале XXI в.) и сезонно свободной ото льда Арктики уже в 2020-х годах [21, 32]. Скорее всего, главная причина менее быстрых темпов сокращения средней по ансамблю моделей ПМЛ — фактор естественной изменчивости, на что указывают значительные декадные и мультидекадные вариации ПМЛ в индивидуальных моделях, амплитуда которых достаточно велика, чтобы объяснить расхождение между модельными результатами и наблюдениями [17]. В моделях такая внутренняя изменчивость происходит стохастически и может находиться в иной фазе, чем аналогичные наблюдающиеся колебания. Совпадение сокращения ПМЛ, вызванного естественными факторами (например, Атлантическим долгопериодным колебанием [19]), с антропогенным трендом могло привести к ускоренному таянию льдов в начале XXI в. Таким образом, модели CMIP5 лучше воспроизводят долгопериодный тренд ПМЛ во всей Арктике в сентябре, чем модели CMIP3 в период достоверных наблюдений.

Отметим, что представленные результаты для ПМЛ во всей Арктике отличаются от результатов в работах [9, 10]. Причина расхождений связана с использованием различных методов анализа. В указанных работах анализировали ПРМЛ, суммируя площадь ячеек с КМЛ, превышающей 15%. Помимо этого, в исследовании [10] исключили из анализа некоторые модели, которые воспроизводили очень завышенные или заниженные значения ПРМЛ в XX в., в то время как в данной работе анализировались все модели.

Центральная Арктика. Зимой Центральная Арктика (севернее 80° с.ш.) полностью покрыта

морскими льдами, занимающими площадь примерно $3,1 \cdot 10^6$ км² до 2050 г. во всех моделях (см. рис. 4, в, г), после чего ПМЛ начинает уменьшаться. Среднее по ансамблю сокращение ПМЛ в течение XXI в. весьма незначительно и составляет $0,15 \cdot 10^6$ и $0,50 \cdot 10^6$ км² в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно. Некоторые модели CMIP5 показывают сокращение ПМЛ в Центральной Арктике в марте до $1,5 \cdot 10^6$ км² и более. В сентябре ПМЛ в обоих ансамблях меньше, чем по данным HadISST1 (см. рис. 5, в, г), причём расхождения сильнее для ансамбля CMIP5. Это показывает, что большинство моделей недооценивают ПМЛ в сентябре в Центральной Арктике в период наблюдений. Как уже отмечалось, из-за отсутствия спутниковых данных вблизи Северного полюса и проблем с идентификацией водоёмов на поверхности льда эмпирические оценки ПМЛ в Центральной Арктике характеризуются значительной неопределённостью. Расхождения между спутниковыми данными и данными моделей можно также объяснить недооценкой КМЛ в данных HadISST1.

При сценарии RCP 8.5 часть моделей ансамбля CMIP5 показывает резкое, за 2–3 десятилетия, сокращение ПМЛ от современных значений до полного исчезновения ледяного покрова. Значительный внутриансамблевый разброс модельных результатов в обоих ансамблях связан с отличиями во времени начала быстрого сокращения ПМЛ в разных моделях. Можно выделить две группы моделей в ансамбле CMIP5, в которых резкое сокращение ПМЛ происходит достаточно согласованно примерно в 2030 и 2050 гг. (см. рис. 5, г).

Баренцево море. В среднем ПМЛ в Баренцевом море составляет лишь около 5% общей площади морских льдов в Арктике, и её вклад в средние значения, тренды и изменчивость для всей Арктики невелик. Поэтому ошибки воспроизведения ПМЛ в моделях существенно не сказываются на воспроизведении ПМЛ в Арктике в целом, но могут приводить к принципиально разным режимам атмосферной циркуляции зимой во внетропических широтах Северного полушария (см. например [64, 65]), а также играть главную роль в способности моделей воспроизводить важные обратные связи в системе атмосфера—морской лёд—океан, ответственные за формирование декадной и междекадной кли-

матической изменчивости, в частности в Атлантическом секторе Арктики [35, 52, 66].

ПМЛ в Баренцевом море в марте во время периода наблюдений имеет практически одинаковые значения в обоих ансамблях моделей (средние по ансамблю значения $1,1 \cdot 10^6$ км²), что значительно выше эмпирических оценок (уменьшение с $0,810^6$ км² до менее чем $0,610^6$ км² с 1960 по 2010 г.). Модели CMIP5 воспроизводят более сильное сокращение ПМЛ, что лучше согласуется с данными наблюдений (см. рис. 4, д, е). При этом систематическая ошибка моделей в среднем превышает наблюдаемое сокращение ПМЛ за период 1960–2010 гг. И в сентябре, и в марте ПМЛ в индивидуальных моделях характеризуется сильной декадной изменчивостью, что указывает на важную роль внутренней изменчивости в формировании наблюдаемых декадных трендов ПМЛ, в частности ускорившегося сокращения ПМЛ в начале XXI в. (см. рис. 4, е). Модели обоих ансамблей в среднем сильно переоценивают ПМЛ в Баренцевом море в сентябре (в 3–4 раза) и характеризуются значительным разбросом — от практически свободного ото льда Баренцева моря в XX в. до условий полного покрытия моря льдом (см. рис. 5 д, е). В настоящее время Баренцево море летом почти свободно ото льда, в то время как для моделей такие условия достигаются лишь к концу и к середине XXI в. в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно. В целом модели CMIP5 воспроизводят ПМЛ в Баренцевом море заметно лучше, чем модели CMIP3.

Чувствительность площади морского льда к изменению приземной температуры в Северном полушарии

Внутриансамблевый разброс модельных результатов обусловлен разными причинами: различиями в используемых моделях атмосферы, океана и морского льда; интенсивной изменчивостью атмосферной и океанской циркуляции в высоких широтах; сложной нелинейной динамикой атмосферы и океана; неопределённостями, связанными с выбором различных параметров, в частности альбедо льда и снега, значительным разбросом в воспроизведении облачного покрова в Арктике [40, 67, 68]. Вместе с тем значения

ПМЛ и её трендов могут быть связаны не только с процессами в высоких широтах Северного полушария, но и (даже при прочих равных условиях) зависеть от скорости глобального потепления в моделях. Поэтому вопрос о связи изменений ПМЛ с изменениями температуры важен для понимания причин неопределённости воспроизведения ПМЛ в моделях. Этот вопрос был рассмотрен для общей площади арктических льдов летом в ансамбле моделей CMIP3 в целях уменьшения неопределённости модельных проекций, в частности срока наступления режима сезонно безлёдной Арктики [42, 69, 70].

Чувствительность ПМЛ к изменениям приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Северном полушарии оценивалась как отношение между среднесезонными изменениями (для зимы и лета) ПМЛ и ПТВ, осреднёнными для периодов 1970–2000 и 2070–2100 гг. для моделей ансамблей CMIP3 и CMIP5. Корреляционные диаграммы на рис. 6 (для зимы: январь, февраль, март) и рис. 7 (для лета: июль, август, сентябрь) иллюстрируют чувствительность изменений КМЛ во всей Арктике, Центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям ПТВ Северного полушария для моделей ансамбля CMIP3 (сценарий SRES A1B) и CMIP5 (сценарий RCP 8.5).

Внутриансамблевые регрессии ПМЛ на ПТВ в Северном полушарии и соответствующие значения корреляций представлены в таблице, которая содержит также результаты для сценария RCP 4.5 для моделей CMIP5. Для ПМЛ во всей Арктике отмечается устойчивая линейная связь между зимней ПМЛ и соответствующими изменениями ПТВ в Северном полушарии (см. рис. 6, а, б) для обоих ансамблей с корреляцией, близкой к $-0,8$. Коэффициент линейной регрессии составляет $-1,9 \cdot 10^6$, $-1,9 \cdot 10^6$ и $-1,4 \cdot 10^6$ км² °C⁻¹ соответственно для моделей CMIP3 (сценарий SRES A1B) и для моделей CMIP5 (сценарии RCP8.5 и RCP4.5). Таким образом, зимняя ПМЛ в моделях CMIP5 менее чувствительна к увеличению ПТВ в Северном полушарии по сравнению с моделями CMIP3. Результаты также показывают, что более сильное антропогенное воздействие (сравнение сценариев RCP 4.5 и RCP 8.5) ускоряет уменьшение ПМЛ летом (см. рис. 7, а, б). Эти различия, однако, лежат в диапазоне неопределённости (см. таблицу). Отметим, что модели с очень

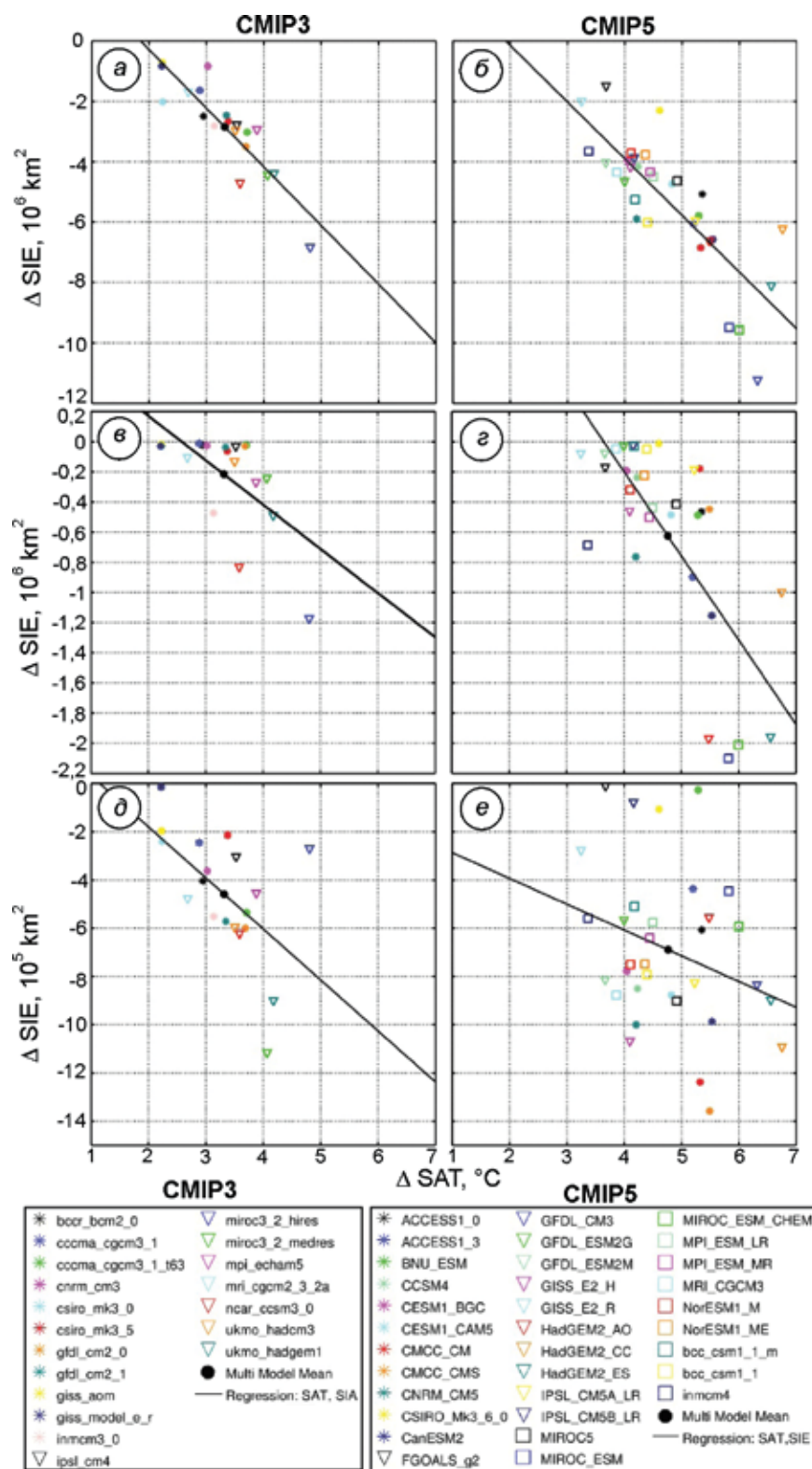


Рис. 6. Изменения площади морских льдов зимой (январь–март) от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. как функция соответствующих изменений приземной температуры в Северном полушарии для ансамблей моделей CMIP3 (сценарий 20c3m/SRES A1B, слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP 8.5, справа). Показаны результаты для всей Арктики (а, б), Центральной Арктики (в, г) и Баренцева моря (д, е). Значения соответствующих коэффициентов регрессии и корреляции представлены в таблице

Fig. 6. Changes of sea ice area in winter (January, February and March) between 1970–2000 and 2070–2100 periods as a function of corresponding changes of Northern Hemisphere surface air temperature for CMIP3 (20c3m/SRES A1B left) and CMIP5 (historical/RCP 8.5, right).

Shown are results for the Entire Arctic (a, b), Central Arctic (v, g), and Barents Sea (d, e). Corresponding regression and correlation values are shown in Table

сильным потеплением в Северном полушарии к концу XXI в. (около 6°C и более) имеют чувствительность ПМЛ к температурным изменениям, лежащую далеко в стороне от линии

линейной регрессии, указывая на возможные нелинейные эффекты.

ПМЛ в Центральной Арктике не имеет значимой линейной связи с изменениями ПТВ в

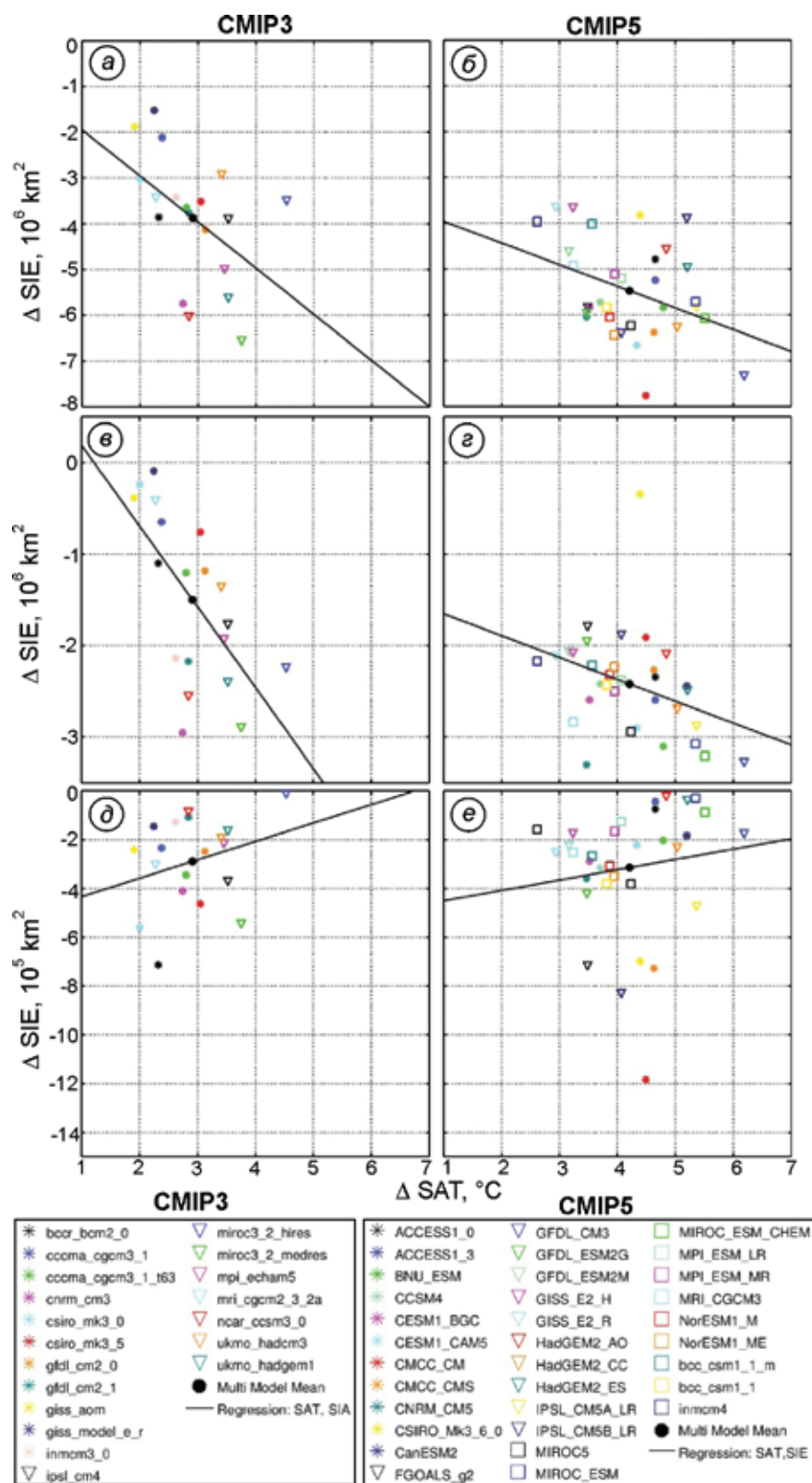


Рис. 7. Аналогично рис. 6, но для лета (июль–сентябрь)

Fig. 7. Same as in Fig. 6 but for summer (July, August and September)

Северном полушарии в моделях CMIP (см. рис. 6, в, г, а также таблицу), что объясняется не-

большими изменениями ПМЛ в данном регио-

не в большинстве моделей даже к концу XXI в.

Большие значения регрессии в моделях CMIP5

связаны с несколькими отмеченными ранее мо-

Внутриансамблевая чувствительность площади морских льдов во всей Арктике, в Центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям приземной температуры воздуха Северного полушария для зимы и лета в моделях ансамблей СМIP3 (при сценарии SRES A1B) и СМIP5 (при сценариях RCP 4.5 и RCP 8.5)*

Исследуемая территория	Ансамбль моделей и сценарий антропогенного воздействия		
	СМIP3	СМIP5	
	SRES A1B	RCP 4.5	RCP 8.5
Вся Арктика	-1,9 (-0,88) -1,0 (-0,49)	-1,4 (-0,81) -1,3 (-0,71)	-1,9 (-0,81) -0,5 (-0,38)
Центральная Арктика	-0,3 (-0,63) -0,9 (-0,64)	-0,2 (-0,72) -0,7 (-0,56)	-0,6 (-0,73) -0,2 (-0,36)
Баренцево море	-0,2 (-0,56) 0,1 (0,28)	-0,3 (-0,63) 0,02 (0,07)	-0,1 (-0,29) 0,04 (0,14)

*Чувствительность представлена как коэффициент линейной регрессии (в $10^6 \text{ км}^2/^\circ\text{C}$) изменений ПМЛ от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. от соответствующих изменений ПТВ (в $^\circ\text{C}$) для каждого ансамбля (см. рис. 6 и 7). В скобках показан коэффициент корреляции для соответствующего ансамбля. Прямым шрифтом даны значения для зимнего периода, курсивом – для летнего.

делями, показывающими резкое сокращение ПМЛ в Центральной Арктике. Большинство же моделей СМIP5 не воспроизводит заметных изменений ПМЛ в этом регионе даже при агрессивном сценарии RCP 8.5.

Чувствительность ПМЛ в Баренцевом море (см. рис. 6, д, е) характеризуется сильным внутриансамблевым разбросом, особенно для моделей ансамбля СМIP5. Правда, большее число моделей СМIP5 реалистично воспроизводит наблюдаемые значения ПМЛ в Баренцевом море как в марте, так и в сентябре, в то время как большинство моделей ансамбля СМIP3 существенно завышает ПМЛ, что может быть связано с возросшим пространственным разрешением моделей в ансамбле СМIP5.

Чувствительность ПМЛ к ПТВ в Северном полушарии летом существенно отличается от зимней зависимости. Если модели ансамбля СМIP3 показывают достаточно хорошую связь между ПМЛ и температурой (см. рис. 7, а), то в ансамбле СМIP5 отмечается лишь слабая зависимость ПМЛ от изменений температуры (см. рис. 7, б). Это определяется более сильным радиационным форсингом, который приводит летом к свободной ото льда Арктике к концу XXI в. в большинстве моделей. В данном случае чувствительность главным образом зависит от ПМЛ в 1970–2000 гг., а эта величина в ансамбле моделей распределена случайно, поэтому при относительно слабом сценарии RCP 4.5 модели СМIP5 показывают более высокую чувствительность (см. таблицу). Приведённые здесь результаты относятся и ко всей Арктике, и к Централь-

ной Арктике (см. рис. 7, а–г). Для Баренцева моря ни один из ансамблей не показывает статистически значимых внутриансамблевых корреляций ПМЛ с ПТВ в Северном полушарии (см. рис. 7, д, е). Это также можно объяснить полным исчезновением морских льдов в Баренцевом море летом уже к середине XXI в., что приводит к зависимости чувствительности только от современных значений ПМЛ.

Изменения амплитуды сезонного хода площади морских льдов

Отмеченное по данным наблюдений и воспроизведённое климатическими моделями СМIP более сильное сокращение ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом (см. рис. 4, 5), подразумевает увеличение амплитуды сезонного хода ПМЛ (рис. 8). Такие тенденции очевидны в данных наблюдений HadISST1 для всей Арктики и Центральной Арктики (см. рис. 8, а–г). Модели СМIP недооценивают наблюдаемый тренд увеличения амплитуды сезонного хода в XX в. К концу XX в. амплитуда сезонного хода ПМЛ для всей Арктики составляет около $5,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в моделях СМIP5 (сценарий RCP 8.5) и $5,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в моделях СМIP3 (сценарий SRES A1B). Представленные значения амплитуды – половина размаха колебаний, оценённого с помощью гармонического анализа, и они не равны половине разницы между значениями ПМЛ в марте и сентябре. По данным моделей, в XXI в. амплитуда растёт. В моделях СМIP5 при сценарии

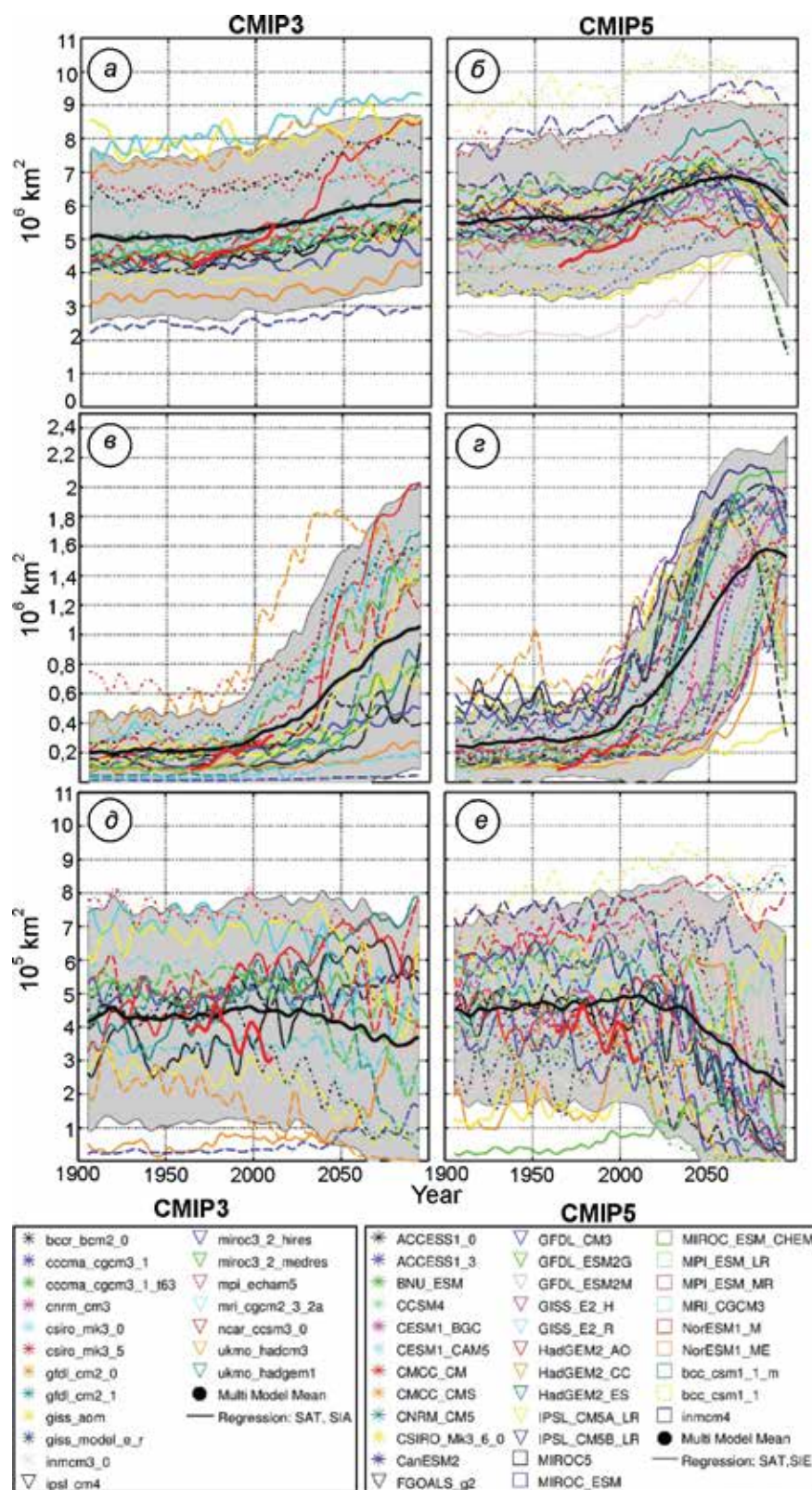


Рис. 8. Амплитуда сезонного хода площади морских льдов, оценённая по данным наблюдений (Had-ISST1) (жирная красная линия) и результатам климатических моделей ансамблей CMIP3 (сценарий 20c3m/SRES A1B) (слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP8.5) (справа).

Индивидуальные модели представлены тонкими цветными кривыми, средние по ансамблю значения обозначены жирными чёрными кривыми. Показаны результаты для всей Арктики (а, б), Центральной Арктики (в, г) и Баренцева моря (д, е). Временные ряды сглажены пятилетним скользящим осреднением

Fig. 8. The peak amplitude of the sea ice area (SIA) seasonal cycle as estimated from observations (Had-ISST1) (thick red) and the CMIP3 (20c3m/SRES A1B) (left) and CMIP5 (historical/RCP8.5) (right) ensembles (thin colored).

The individual models are presented by different colors. Time series have been smoothed with a five year running mean. The thick black lines represent the multi-model mean. Shown are the results for the Entire Arctic (a, б), Central Arctic (в, г), and Barents Sea (д, е)

рии RCP 8.5 средняя по ансамблю амплитуда достигает максимума в $6,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ примерно в 2060 г., а затем уменьшается до значений, соот-

ветствующих современному климату. Такая динамика связана с тем, что многие модели после 2050 г. становятся безлёдными и амплитуда се-

зонного хода ПМЛ меняется в результате более медленного сокращения зимней ПМЛ. Амплитуда сезонного хода ПМЛ в моделях CMIP3 (сценарий SRES A1B) монотонно увеличивается примерно до $6,2 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ к концу XXI в., так как в большинстве моделей морской лёд присутствует и летом до конца века.

Модели в среднем для ансамбля существенно переоценивают амплитуду в период 1960–2010 гг. Разница между результатами ансамбля CMIP5 и наблюдениями в 2 раза больше (около $1,0 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), чем для ансамбля CMIP3. Основной вклад в уменьшение амплитуды сезонного хода ПМЛ для всей Арктики в моделях вносят изменения в Центральной Арктике (см. рис. 8, в, г). В этом регионе оба модельных ансамбля лучше воспроизводят наблюденный тренд амплитуды в последние два десятилетия, но также показывают и систематическое завышение амплитуды, особенно хорошо заметное (около $0,2 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) для ансамбля CMIP5 (сценарий RCP 8.5). Эта разница, как отмечалось ранее, может быть связана не только с модельными ошибками, но и с недооценкой изменений ПМЛ в этом регионе в данных HadISST1.

В Баренцевом море данные наблюдений показывают небольшое уменьшение амплитуды ПМЛ со значительными декадными колебаниями (см. рис. 8, д, е). Результаты моделей обоих ансамблей характеризуются значительным разбросом. Средние по ансамблям тренды не соответствуют модам соответствующих внутриансамблевых распределений трендов, поскольку большинство воспроизведённых значений принадлежит хвостам распределений. Среднее по ансамблю уменьшение амплитуды сезонного хода после 2000 г. в моделях CMIP5 (сценарий RCP 8.5) — результат большинства моделей, которые предсказывают свободное ото льда море летом, в то время как пять моделей показывают слишком много льда даже по второй половине XXI в. (см. рис. 8, е). Средняя по ансамблю CMIP3 амплитуда не показывает значительных изменений в течение XXI в. Изменения фазы сезонного хода ПМЛ в течение XX и XXI вв. (не показаны) характеризуются значительной неопределённостью. Для ПМЛ во всей Арктике средние по обоим ансамблям изменения фазы составляют лишь около пяти дней в течение XXI в. В наблюдениях не присутствует климати-

ческий тренд, но отмечается сильная декадная изменчивость во всех регионах (не показано).

Межгодовая изменчивость

Изменения климата влияют не только на средние значения ПМЛ и её сезонный ход, но и на межгодовую изменчивость. Эта характеристика важна для предсказуемости изменений ПМЛ на различных временных масштабах, а также оценки риска возникновения экстремальных аномалий ПМЛ. В данном разделе мы проанализируем стандартное отклонение (несмещённая оценка дисперсии межгодовых вариаций) сентябрьской и мартовской ПМЛ для исследуемых регионов в периоды 1970–2000 и 2070–2100 гг. по данным моделей ансамбля CMIP3 (сценарий SRES A1B) и CMIP5 (сценарии RCP4.5 и RCP8.5). До расчёта стандартных отклонений из исходных данных был исключён полиномиальный тренд четвёртого порядка. На рис. 9 представлены среднеквадратичные отклонения (СКО) ПМЛ для всей Арктики в моделях ансамблей CMIP3 и CMIP5, а также средние по ансамблям СКО для марта и сентября. Результаты представлены как функция сентябрьских значений от мартовских, что позволяет сопоставить относительные изменения для двух сезонов. Показаны также СКО по данным наблюдений HadISST1 для периода 1970–2000 гг.

В течение 1970–2000 гг. оба ансамбля в среднем воспроизводят более сильную изменчивость в марте ($3,2 \cdot 10^5$ и $3,0 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно) по сравнению с данными HadISST1 ($2,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$), что, в том числе, связано с переоценкой средней ПМЛ в моделях (см. рис. 4 а, б). В сентябре среднее по ансамблю CMIP3 СКО почти точно воспроизводит эмпирическую оценку по данным HadISST1 ($3,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$), в то время как для ансамбля CMIP5 СКО существенно выше — $4,3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ (см. рис. 9, а). Такой результат получен на фоне меньшей ПМЛ в сентябре (и лучше согласующейся с наблюдениями) для всей Арктике в моделях CMIP5 по сравнению с моделями CMIP3 (см. рис. 5, а, б). Значения для большинства моделей обоих ансамблей на рис. 9 расположены выше диагональной прерывистой линии, что указывает на более высокую измен-

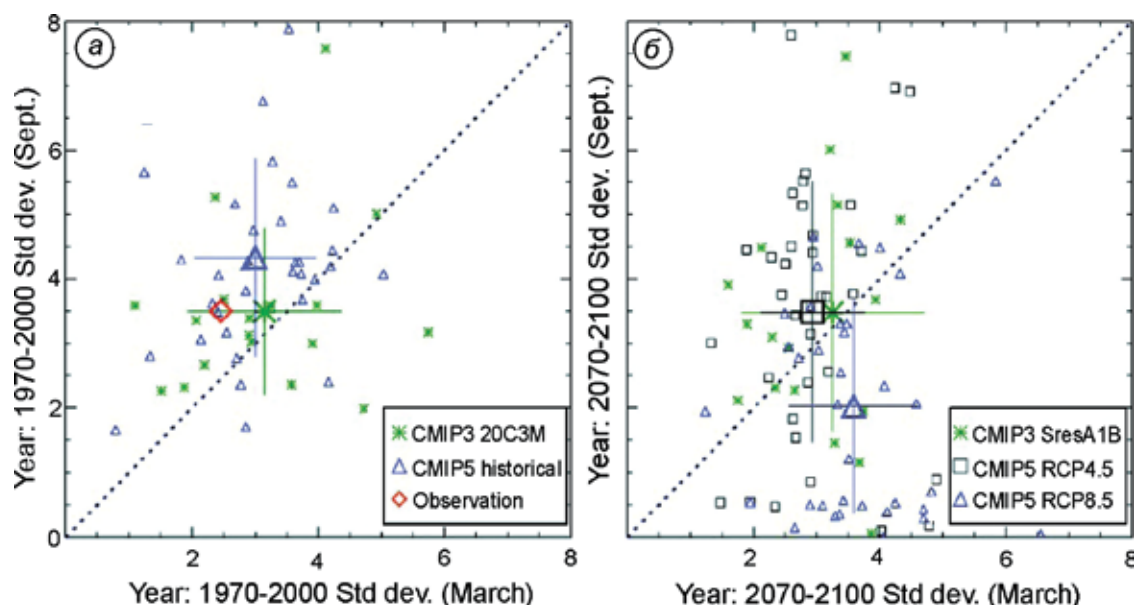


Рис. 9. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости площади морских льдов во всей Арктике в сентябре (в 10^5 км²) как функция СКО в марте для периодов 1970–2000 гг. (а) и 2070–2100 гг. (б). Индивидуальные модели представлены маленькими символами. Большие символы показывают средние по ансамблю значения. Вертикальные и горизонтальные линии обозначают соответствующие внутриансамблевые СКО

Fig. 9. Standard deviation (STD) of September SIA variability in the Entire Arctic (in 10^5 км²) as a function of March STD in (a) 1970–2000 and (б) 2070–2100.

Small symbols depict results for individual models; large symbols are for the ensemble means. The bars indicate intra-ensemble standard deviation

чивость ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом. В среднем отношение между величиной СКО в сентябре и марте составляет 1,6 для моделей CMIP5, 1,3 — для моделей CMIP3 и 1,4 — для данных HadISST1.

В период 2070–2100 гг. средняя СКО по ансамблю моделей CMIP3 в марте практически не изменяется и отношение СКО в сентябре и марте остаётся близким к единице. СКО в моделях CMIP5 не изменяется при сценарии RCP4.5 и увеличивается до $3,5 \cdot 10^5$ км² при сценарии RCP8.5. Изменения СКО в сентябре гораздо заметнее со снижением ПМЛ с $4,3 \cdot 10^5$ до $3,5 \cdot 10^5$ при сценариях RCP4.5 и до $2,0 \cdot 10^5$ км² при RCP8.5. Уменьшение СКО в сентябре в моделях CMIP5 связано с тем, что большое число моделей становятся свободными ото льда при агрессивном сценарии RCP8.5. Как уже отмечалось, СКО в марте значительно увеличивается в моделях CMIP5 при сценарии RCP8.5 (предположительно из-за меньшей толщины льда), что приводит к уменьшению отношения изменчивости в сентябре и марте до 0,6. Наблюдения в последние десятилетия показывают рост межгодовой

изменчивости ПМЛ [56]. Уменьшение межгодового СКО в сентябре к концу XXI в. в моделях CMIP5 не противоречит обнаруженным по данным наблюдений тенденциям и может быть объяснено нелинейной зависимостью изменчивости от средней ПМЛ [71].

Площадь морских льдов и изменчивость атмосферной циркуляции

Главная мода межгодовой изменчивости зимней крупномасштабной циркуляции атмосферы во внетропических широтах Северного полушария — Северо-Атлантическое колебание (САК) [50, 72]. Выдвигаются гипотезы о влиянии глобального потепления на САК (например [73]), а также о роли океанической циркуляции (в том числе Атлантической долгопериодной осцилляции) в формировании низкочастотной изменчивости САК [74]; наблюдаемые изменения индекса САК за последние 150 лет неотличимы (статистически значимо) от белого шума [75]. САК существенно влия-

ет на ПМЛ в Баренцевом море [51], которая напрямую связана с изменчивостью атмосферной циркуляции и океаническим притоком. Приток атлантических вод в Баренцево море также зависит от региональной атмосферной циркуляции [48]. Таким образом, Баренцево море — ключевой регион для оценки способностей моделей воспроизводить важные физические связи в Арктической климатической системе.

САК влияет на океанический приток в Баренцево море, хотя эта связь и не стационарна [16, 35, 48, 51]. Приток главным образом формируется из-за ветрового воздействия и зависит от силы юго-западного ветра в западной части Баренцева моря. В свою очередь сила ветра связана с градиентом давления на уровне моря (ДУМ) между северной оконечностью Норвегии и Шпицбергом [35]. Поэтому в настоящем разделе анализируется линейная связь между градиентом ДУМ, среднего для января—марта, который служит индексом океанического притока в Баренцево море, САК и ПМЛ в Баренцевом море в марте. Корреляции вычислялись после удаления полиномиального тренда четвёртого порядка для периодов 1900—1970 и 2030—2100 гг. Корреляции вычислялись для межгодовых и декадных (после сглаживания скользящими пятилетними средними) вариаций.

Площадь морского льда в Баренцевом море и Северо-Атлантическое колебание. Значения корреляций для периодов 1900—1970 и 2030—2100 гг. на рис. 10 отложены по осям x и y соответственно, в результате каждой модели соответствует одна точка (символ). Такой способ презентации показывает, как в XXI в. изменились корреляции в моделях. Если точка для какой-либо модели расположена в нижнем левом или в верхнем правом квадранте, то это означает, что связь между индексом атмосферной циркуляции и ПМЛ в XX и XXI вв. качественно не меняется. Попадание в два других квадранта показывает, что в XXI в. знак корреляции поменялся. Поскольку изменчивость атмосферной циркуляции в высоких широтах наиболее сильна в зимний период, анализировались только связи с ПМЛ в марте.

Корреляции между ПМЛ в Баренцевом море в марте и индексом САК в моделях CMIP3 и CMIP5 (сценарий RCP 8.5) показаны на рис. 10. В XX в. практически все модели показывают от-

рицательную корреляцию межгодовой изменчивости ПМЛ и индексом САК (см. рис. 10, *а, б*), при этом корреляции для 10 и 13 моделей из ансамблей CMIP3 и CMIP5 соответственно статистически значимы на уровне 10% ($|r| > 0,22$). Таким образом, около половины моделей каждого ансамбля воспроизводят наблюдаемую связь между САК и ПМЛ в Баренцевом море. Величина корреляций небольшая, но эмпирические оценки имеют сходные значения [16, 52]. Отрицательная связь отмечается и в XXI в., но для меньшего числа моделей (восемь и семь для ансамблей CMIP3 и CMIP5 соответственно). На декадном временном масштабе связь, как правило, сильнее в обоих ансамблях, но внутриансамблевый разброс становится больше и число моделей со статистически значимой корреляцией уменьшается до одного и трёх (CMIP3 и CMIP5) (см. рис. 10, *в, г*).

Площадь морского льда в Баренцевом море и разность давления между Скандинавией и Шпицбергом. На рис. 11 показаны корреляции между ПМЛ в марте в Баренцевом море и разницы ДУМ среднего для января—марта. Отметим, что юго-восточные ветры, описываемые таким индексом давления, не только влияют на океанический приток, но и напрямую воздействуют на ПМЛ как динамически, так и термодинамически путём переноса тёплых воздушных масс. На межгодовом временном масштабе большинство моделей (за исключением двух и пяти в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно) показывают статистически значимые отрицательные корреляции (см. рис. 11, *а, б*). Эта связь остаётся устойчивой и в XXI в., хотя гораздо большее число моделей ансамбля CMIP5 (11) не проходят тест на значимость корреляций. Те модели, которые показывают сильные корреляции в XX в., имеют сильные корреляции и в XXI в. Для декадной изменчивости результаты качественно похожи (см. рис. 11, *в, г*), но, как и для межгодовой изменчивости, увеличивается внутриансамблевый разброс значений корреляции. Сильно уменьшается число моделей со статистически значимыми отрицательными корреляциями в XXI в. по сравнению с XX в., особенно в моделях CMIP5 (см. рис. 11, *г*). Это может быть связано с сильным радиационным форсингом при сценарии RCP 8.5, приводящим к значительному сокращению ПМЛ в марте уже к середине XXI в. (см. рис. 4, *е*). Вы-

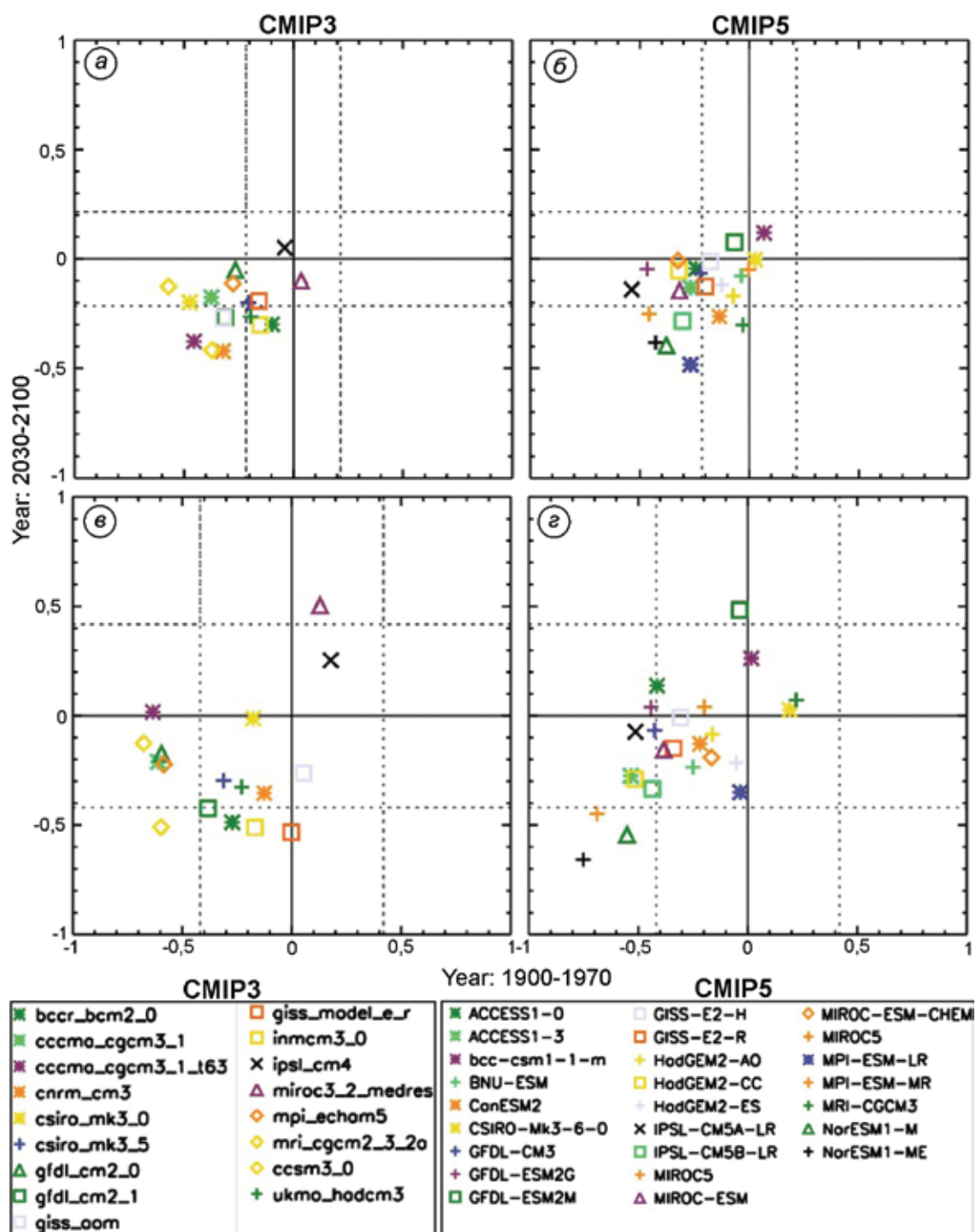


Рис. 10. Корреляции между индексом Северо-Атлантического колебания и площадью морских льдов в марте в Баренцевом море по данным моделей CMIP3 (а, в) и CMIP5 (б, г) для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. По осям х и у отложены значения корреляций для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. соответственно. Корреляции рассчитывались для исходных данных (а, б) и данных, сглаженных пятилетним скользящим осреднением (в, г). Уровни 90%-й значимости показаны пунктирной линией

Fig. 10. The correlations between the NAO index and March SIA in the Barents Sea as simulated by the CMIP3 (а, б) and CMIP5 (в, г) models during 1900–1970 and 2030–2100 periods.

The correlation for 1900–1970 and 2030–2100 periods is shown on the x-axis and y-axis, respectively. Correlations have been computed using annual data (а, б) and after applying a 5-year running mean filter (в, г). Correlations significant at 90% confidence level are indicated by dotted lines

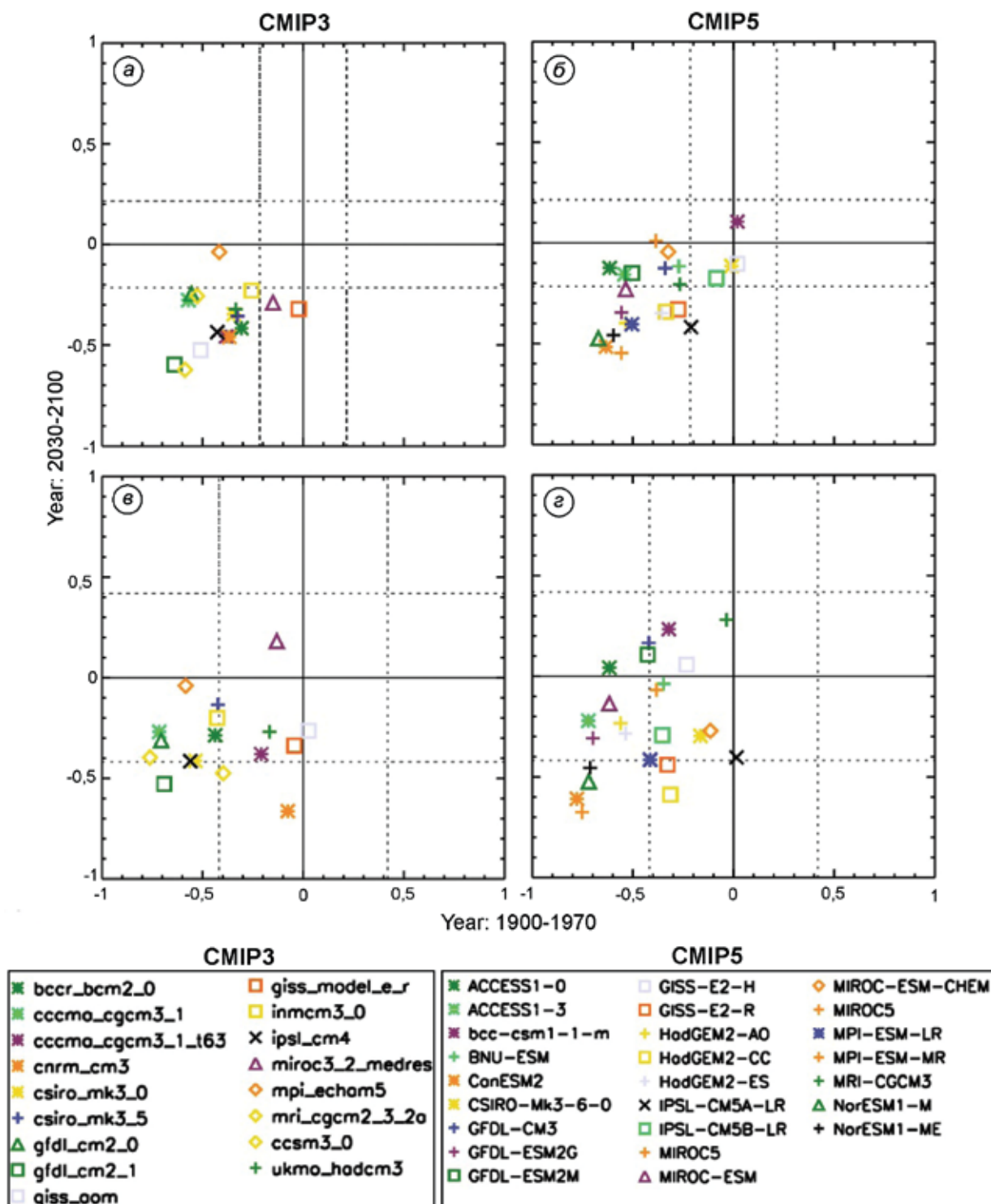


Рис. 11. Аналогично рис. 10, но для корреляций с разницей давления на уровне моря между Скандинавией и Шпицбергом

Fig. 11. Same as in Fig. 10 but for the correlation of with the sea level pressure difference Scandinavia-Svalbard

полненный анализ показывает, что, несмотря на значительную переоценку ПМЛ в Баренцевом море, большое число моделей способно воспро-

изводить связь между океаническим притоком и ПМЛ в Баренцевом море на межгодовом и меж-декадном временных масштабах.

Заключение и выводы

Проведённый анализ площади арктических морских льдов летом во всей Арктике согласуется с результатами, полученными ранее [9, 10, 32] для площади распространения морских льдов. Модели ансамблей CMIP3 и CMIP5 показывают сокращение ПМЛ при воздействии заданного исторического и сценариев будущих изменений радиационного воздействия, связанного с антропогенными выбросами парниковых газов и аэрозолей. Модели ансамбля CMIP5 гораздо лучше (в сравнении с данными HadISST1) воспроизводят средние значения и климатический тренд ПМЛ для всей Арктики в сентябре по сравнению с моделями предшествующего поколения CMIP3. Модели CMIP5 в среднем показывают более сильное сокращение ПМЛ в последние десятилетия, что лучше согласуется с наблюдаемым трендом. Тем не менее ускорившееся сокращение ПМЛ в последнее десятилетие не полностью воспроизводится (как отклик на внешнее воздействие). Причины этого — вклад естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемый тренд, недостаточная чувствительность моделей к заданному внешнему воздействию, заниженные оценки внешнего воздействия на климат.

Многие модели CMIP5 показывают резкое сокращение ПМЛ в первой половине XXI в. с достижением режима сезонно свободной ото льда Арктики к 2050 г., указывая на возможность существования порога неустойчивости, или «точки перелома», в арктической климатической системе [63]. Явное улучшение результатов моделей CMIP5 по сравнению с ансамблем CMIP3 по воспроизведению наблюдаемых в период 1960–2014 гг. изменений ПМЛ для всей Арктики сопровождается увеличенной систематической ошибкой для средней ПМЛ в марте по сравнению с данными HadISST1. В Баренцевом море ПМЛ и зимой, и летом характеризуется в моделях CMIP5 увеличенной систематической ошибкой и более высокой неопределённостью проекций будущих изменений. Модели обоих ансамблей значительно переоценивают ПМЛ в Баренцевом море в сентябре (более чем в 3 раза). Результаты большинства моделей обоих ансамблей для Баренцева моря не согласуются с данными наблюдений, однако большее число моделей ансамбля CMIP5 показывает реалистичные результаты и в марте, и

в сентябре. В индивидуальных экспериментах (во всех анализировавшихся регионах) ПМЛ показывают сильную декадную изменчивость и в марте, и в сентябре, что согласуется с данным наблюдений и может объяснить ускорившееся уменьшение ПМЛ в начале XXI в.

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в моделях CMIP5 в сентябре также стала более реалистичной, с более сильной изменчивостью по сравнению с ансамблем CMIP3. Несмотря на заметное улучшение, изменчивость в ансамбле CMIP5 в среднем всё ещё слабее, чем в данных HadISST1, особенно в Атлантическом секторе. Внутриансамблевый разброс межгодовой изменчивости КМЛ моделей CMIP5 также меньше, чем для моделей CMIP3. Улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости вдоль границы ледяного покрова сопровождается переоценкой изменчивости в Центральной Арктике, что указывает на общее увеличение чувствительности летней КЛМ к вариациям потоков тепла на границе океан–атмосфера. Различия между данными наблюдений и моделями может также объясняться переоценкой изменчивости вблизи Северного полюса в данных HadISST1 из-за отсутствия там спутниковых данных и применения интерполяции. Зимой модели CMIP5 также показывают лучшее согласие с данными наблюдений, хотя и не в такой степени, как летом. При сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5 для модели CMIP5 характерно более сильное увеличение изменчивости, чем для модели CMIP3 при сценарии SRES A1B, который слабее, что также указывает на более высокую чувствительность КМЛ в ансамбле CMIP5 к росту концентрации парниковых газов в атмосфере.

Связь между изменениями температуры Северного полушария и ПМЛ во всей Арктике наиболее сильна зимой и слабо отличается в обоих ансамблях. Летом модели CMIP5 при сценарии RCP 8.5 демонстрируют более слабую зависимость ПМЛ от температуры, чем модели CMIP3 при сценарии SRES A1B. Это может быть связано с более сильным радиационным воздействием, приводящим к исчезновению в большинстве моделей ледяного покрова летом к 2050 г. При сценарии RCP 4.5 чувствительность ПМЛ к температурным изменениям сильнее и сравнима со значениями для зимы. Модельные

результаты для всей Арктики показывают сильную зависимость ПМЛ от среднеполушарных изменений ПТВ как отклика на антропогенное воздействие. В Центральной Арктике модели ансамбля CMIP5 (сценарий RCP 8.5) также показывают более слабую зависимость ПМЛ от ПТВ в Северном полушарии по сравнению с моделью CMIP3. В Баренцевом море эта зависимость, особенно летом, практически отсутствует.

Амплитуда сезонного хода ПМЛ в последние 50 лет увеличивается по данным наблюдений, что связано с более сильным сокращением ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом. Такая тенденция воспроизводится моделями для всей Арктики и Центральной Арктики, с более сильными трендами амплитуды сезонного хода в моделях CMIP5 (при сценарии RCP 8.5). Однако модели в обоих ансамблях переоценивают амплитуду сезонного хода по сравнению с данными HadISST1, причём в моделях CMIP5 отличие от данных наблюдений более сильное как для всей Арктики, так и для Центральной Арктики. Увеличенная амплитуда в моделях вместе с заниженными средними значениями ПМЛ во все сезоны приводит к существенно увеличенной (примерно на 50%) сезонности ледяного покрова для всей Арктики, особенно в моделях CMIP5. Изменения амплитуды сезонного хода ПМЛ могут служить индикатором количества сезонного льда, формирующегося осенью и зимой.

Результаты моделей обоих ансамблей характеризуются очень сильной неопределённостью изменений ПМЛ в Баренцевом море. Значительная декадная и междекадная изменчивость воспроизводится большинством моделей, что согласуется с данными наблюдений и интенсивной внутренней изменчивостью атмосферной и океанической циркуляции в этом регионе.

Изменения межгодовой изменчивости ПМЛ для всей Арктики оценивались путём сравнения стандартных отклонений в моделях в конце XX и конце XXI вв. Модели CMIP3 в среднем лучше воспроизводят изменчивость ПМЛ (по сравнению с данными HadISST1) в сентябре, которая переоценена в моделях ансамбля CMIP5. В условиях современного климата модели обоих ансамблей воспроизводят более сильную изменчивость в сентябре, чем в марте. К концу XXI в. стандартное отклонение в сентябре уменьшается в моделях CMIP5, особенно при сценарии

RCP8.5, что связано с большим числом моделей, свободных ото льда к концу века. Изменения стандартного отклонения в марте значительно меньше. Изменчивость в моделях ансамбля CMIP3 в среднем практически не меняется.

Большинство моделей в обоих ансамблях способны воспроизводить важные динамические связи между Северо-Атлантическим колебанием и ПМЛ в Баренцевом море, при этом примерно половина моделей показывает статистически значимую связь для межгодовой изменчивости. Значения корреляций относительно слабые ($|r| < 0,5$) с объяснённой долей дисперсии не более 20–25%. Связь, обнаруженная в XX в., как правило, остаётся устойчивой и в XXI в. Несмотря на сильно переоценённую ПМЛ в Баренцевом море, большинство моделей CMIP3 и примерно половина моделей CMIP5 также воспроизводят связь с разницей давления между северной оконечностью Скандинавии и Шпицбергом (являющейся индексом интенсивности океанического притока в Баренцево море) и межгодовыми вариациями ПМЛ. Это показывает, что большое число моделей способно воспроизводить процессы влияния естественной изменчивости океана и атмосферы на изменения ПМЛ и объясняет значительные различия с данными наблюдений на декадном масштабе.

Высокая неопределённость и большие систематические ошибки в моделях, характерные для Баренцева моря, служат важными факторами при оценке современных и будущих изменений атмосферной циркуляции в средних и высоких широтах, связанных с сокращением арктических морских льдов (см. обзор [23]). При анализе будущих изменений атмосферной циркуляции в моделях следует учитывать нелинейность отклика атмосферной циркуляции на изменения ПМЛ в Баренцевом море в последние десятилетия [65] и зависимость этого отклика от средних значений ПМЛ [64].

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00647) и Программ Президиума РАН.

Acknowledgments. This study was supported by Russian Science Foundation (grant no. 14-17-00647) and Programs of the Presidium of Russian Academy of Sciences.

Литература

1. Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 3888–3906.
2. Holland M.M., Bitz C.M. Polar amplification of climate change in coupled models // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. P. 221–232.
3. Alexeev V.A., Langen P.L., Bates J.R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in «ghost forcing» experiments without sea ice feedbacks // *Climate Dynamics*. 2005. V. 24. P. 655–666.
4. Graverson R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. Vertical structure of recent Arctic warming // *Nature*. 2008. V. 451. P. 53–54.
5. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*. 2010. V. 464. P. 1334–1337.
6. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 77. P. 85–96.
7. Walsh J.E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes // *Global and Planetary Change*. 2014. V. 117. P. 52–63.
8. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 181–184.
9. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34 (9). P. 1–5. doi: 10.1029/2007GL029703.
10. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. doi:10.1029/2012GL052676.
11. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдуннов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исследования Земли из космоса*. 2013. № 4. С. 50–65.
12. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. P. 509–512.
13. Halfar J., Adey W.H., Kronz A., Hetzinger S., Edinger E., Fitzhugh W.W. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy // *Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2014. V. 110. P. 19737–19741. doi: 10.1073/pnas.1313775110.
14. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. P. 2078–2085.

References

1. Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23: 3888–3906.
2. Holland M.M., Bitz C.M. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*. 2003, 21: 221–232.
3. Alexeev V.A., Langen P.L., Bates J.R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in «ghost forcing» experiments without sea ice feedbacks. *Climate Dynamics*. 2005, 24: 655–666.
4. Graverson R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*. 2008, 451: 53–54.
5. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010, 464: 1334–1337.
6. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global Planetary Change*. 2011, 77: 85–96.
7. Walsh J.E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Global and Planetary Change*. 2014, 117: 52–63.
8. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*. 2014, 7: 181–184.
9. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (9): 1–5. doi: 10.1029/2007GL029703.
10. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39. doi: 10.1029/2012GL052676.
11. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does Arctic Ocean ice cover become seasonal? *Earth Observations and Remote Sensing*. 2013, 4: 50–65. [In Russian].
12. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*. 2011, 479: 509–512.
13. Halfar J., Adey W.H., Kronz A., Hetzinger S., Edinger E., Fitzhugh W.W. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy. *Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2014, 110: 19737–19741. doi: 10.1073/pnas.1313775110.
14. Polyakov I., Alekseev G., Bekryaev R., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V., Walsh D., Yulin A. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journ. of Climate*. 2003, 16: 2078–2085.

15. Divine D.V., Dick C. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas // *Journ. of Geophys. Research – Oceans*. 2006. V. 111. C01001. doi: 10.1029/2004jc002851.
16. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
17. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1231–1237.
18. Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., Abe-Ouchi A. Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent // *Environmental Research Letters*. 2012. V. 7. 034011. doi: 10.1088/1748-9326/7/3/034011.
19. Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 463–469. doi: 10.1002/2013GL058084.
20. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Nagurny A.P., Ivanov N.E. Arctic sea ice data sets in the context of climate change during the 20th century // *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years. Series: Advances in Global Change Research*. 2007. V. 33. P. 47–63.
21. Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
22. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A Review // *Surv. Geophysics*. 2014. doi: 10.1007/s10712-014-9284-0.
23. Walsh J.E., Johnson C.M. Analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journ. of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. P. 580–591.
24. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L.T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // *Journ. of Geophys. Research*. 2007. V. 112. 18 P. doi: 10.1029/2006JC003543.
25. Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X. Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // *Journ. of Glaciology*. 2010. V. 56. P. 1115–1121.
26. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice algorithms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. doi: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
27. Notz D. Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance // *The Cryosphere*. 2014. V. 8 (1). P. 229–243. doi: 10.5194/tc-8-229-2014.
28. Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Taylor K.E. The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change
15. Divine D., Dick C. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journ. of Geophys. Research – Oceans*. 2006, 111: C01001. doi: 10.1029/2004jc002851.
16. Semenov V.A. Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Earth Sciences*. 2008, 418 (1): 106–109. doi: 10.1134/S1028334X08010200.
17. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere*. 2012, 6: 1231–1237.
18. Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., Abe-Ouchi A. Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. *Environmental Research Letters*. 2012, 7: 034011. doi: 10.1088/1748-9326/7/3/034011.
19. Miles M.W., Divine D., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 463–469. doi: 10.1002/2013GL058084.
20. Alekseev G., Kuzmina S.I., Nagurny A., Ivanov N.E. Arctic Sea Ice Data Sets in the Context of Climate Change During the 20th Century. *Climate variability and extremes during the past 100 years. Series: Advances in Global Change Research*. 2007, 33: 47–63.
21. Alekseev G., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuz'mina S.I., Ivanov N.E. Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modelling. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2009, 45 (6): 723–735. doi: 10.1134/S0001433809060012. [In Russian].
22. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A Review. *Surv. Geophysics*. 2014. doi: 10.1007/s10712-014-9284-0.
23. Walsh J.E., Johnson C.M. Analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77. *Journ. of Physical Oceanography*. 1979, 9: 580–591.
24. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L.T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice. *Journ. of Geophys. Research*. 2007, 112: 18 P. doi: 10.1029/2006JC003543.
25. Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X. Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science. *Journ. of Glaciology*. 2010, 56: 1115–1121.
26. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014, 52. doi: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
27. Notz D. Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance. *The Cryosphere*. 2014, 8 (1): 229–243. doi: 10.5194/tc-8-229-2014.

- research // Bull. of the Amer. Meteorol. Society. 2007. V. 88. P. 1383–1394. doi: 10.1175/bams-88-9-1383.
29. IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report, 15 IPCC Model Documentation: CMIP3 climate model documentation, references, and links, Intergovernmental Panel on Climate Change, available at: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php, Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
30. Wang M., Overland J.E. A sea ice free summer Arctic within 30 years? // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L07502. doi: 10.1029/2009GL0307820.
31. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle A.P. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability // Tellus A. 2004. V. 56. P. 328–341.
32. Notz D., Marotzke J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. L08502. doi: 10.1029/2012gl051094.
33. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
34. Wood K.R., Overland J.E., Jónsson T., Smoliak B.V. Air temperature variations on the Atlantic-Arctic boundary since 1802 // Geophys. Research Letters. 2010. V. 37. L17708. doi: 10.1029/2010GL044176.
35. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. of the Amer. Meteorol. Society. 2012. V. 93. P. 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
36. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 P. United Kingdom and New York, NY, USA. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
37. Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E., Crueger T., Esch M., Giorgetta M., Haak H., Jungclaus J., Klocke D., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Pincus R., Schmidt H., Tomassini L. Tuning the climate of a global model // Journ. of Advances in Modeling of Earth System. 2012. V. 4. M00A01. doi: 10.1029/2012MS000154.
38. Eisenman I., Untersteiner N., Wettlaufer J.S. On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L10501. doi: 10.1029/2007GL029914.
39. Hodson D.L.R., Keeley S.P.E., West A., Ridley J., Hawkins E., Hewitt H.T. Identifying uncertainties in Arctic climate change projections // Climate Dynamics. 2013. V. 40. P. 2849–2865. doi: 10.1007/s00382-012-1512-z.
28. Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Taylor K.E. The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change research. Bull. of the Amer. Meteorol. Society. 2007, 88: 1383–1394. doi: 10.1175/bams-88-9-1383.
29. IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report, 15 IPCC Model Documentation: CMIP3 climate model documentation, references, and links, Intergovernmental Panel on Climate Change, available at: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php, Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
30. Wang M., Overland J.E. A sea ice free summer Arctic within 30 years? Geophys. Research Letters. 2009, 36: L07502. doi: 10.1029/2009GL0307820.
31. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev, Nagurnyi A., Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle A. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. Tellus A. 2004, 56: 328–341.
32. Notz D., Marotzke J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat. Geophys. Research Letters. 2012, 39: L08502. doi: 10.1029/2012gl051094.
33. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. Journ. of Climate. 2004, 17: 4045–4057.
34. Wood K.R., Overland J.E., Jónsson T., Smoliak B. Air temperature variations on the Atlantic-Arctic boundary since 1802. Geophys. Research Letters. 2010, 37: L17708. doi: 10.1029/2010GL044176.
35. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. of the Amer. Meteorol. Society. 2012, 93: 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
36. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 P. United Kingdom and New York, NY, USA. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
37. Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E., Crueger T., Esch M., Giorgetta M., Haak H., Jungclaus J., Klocke D., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Pincus R., Schmidt H., Tomassini L. Tuning the climate of a global model. Journ. of Advances in Modeling of Earth System. 2012, 4: M00A01. doi: 10.1029/2012MS000154.
38. Eisenman I., Untersteiner N., Wettlaufer J.S. On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models. Geophys. Research Letters. 2007, 34: L10501. doi: 10.1029/2007GL029914.

40. Massonnet F., Fichefet T., Goosse H., Bitz C.M., Philippon-Berthier G., Holland M.M., Barriat P.Y. Constraining projections of summer Arctic sea ice // *Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1383–1394. doi: 10.5194/tc-6-1383-2012.
41. Overland J.E., Adams J.M., Bond N.A. Regional variation of winter temperatures in the Arctic // *Journ. of Climate*. 1997. V. 10. P. 821–837.
42. Venegas S.A., Mysak L.A. Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 3412–3434.
43. Semenov V.A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30 (15). doi: 10.1029/2003GL017112.
44. Rogers T.S., Walsh J.E., Rupp T.S., Brigham L.W., Sfraga M. Future Arctic marine access: analysis and evaluation of observations, models, and projections of sea ice // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 321–332. doi: 10.5194/tc-7-321-2013.
45. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for climate changes // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. doi: 10.1029/2009GL038911.
46. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
47. Kwok R. Recent changes in Arctic Ocean Sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation // *Geophys. Research Letters*. 2000. V. 27. № 6. P. 775–778.
48. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Reviews*. 1978. V. 106. P. 296–310.
49. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
50. Goosse H., Holland M.M. Mechanisms of decadal Arctic climate variability in the community climate system model, Version 2 (CCSM2) // *Journ. of Climate*. 2005. V. 18. P. 3552–3570.
51. Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of Climate Models // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
52. Collins M., Knutti J.R., Arblaster J.-L., Dufresne T., Fichefet P., Friedlingstein X., Gao W.J., Gutowski T.,
39. Hodson D.L.R., Keeley S.E., West A., Ridley J., Hawkins E., Hewitt H.T. Identifying uncertainties in Arctic climate change projections. *Climate Dynamics*. 2013, 40: 2849–2865. doi: 10.1007/s00382-012-1512-z.
40. Massonnet F., Fichefet T., Goosse H., Bitz C.M., Philippon-Berthier G., Holland M.M., Barriat P.Y. Constraining projections of summer Arctic sea ice. *Cryosphere*. 2012, 6: 1383–1394. doi: 10.5194/tc-6-1383-2012.
41. Overland J.E., Adams J.M., Bond N.A. Regional Variation of Winter Temperatures in the Arctic. *Journ. of Climate*. 1997, 10: 821–837.
42. Venegas S.A., Mysak L.A. Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *Journ. of Climate*. 2000, 13: 3412–3434.
43. Semenov V.A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability. *Geophys. Research Letters*. 2003, 30 (15). doi: 10.1029/2003GL017112.
44. Rogers T.S., Walsh J.E., Rupp T.S., Brigham L.W., Sfraga M. Future Arctic marine access: analysis and evaluation of observations, models, and projections of sea ice. *Cryosphere*. 2013, 7: 321–332. doi: 10.5194/tc-7-321-2013.
45. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for climate changes. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36. doi: 10.1029/2009GL038911.
46. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
47. Kwok R. Recent Changes in Arctic Ocean Sea Ice Motion Associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Research Letters*. 2000, 27 (6): 775–778.
48. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Reviews*. 1978, 106: 296–310.
49. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journ. of Climate*. 2000, 13: 2671–2696.
50. Goosse H., Holland M.M. Mechanisms of Decadal Arctic Climate Variability in the Community Climate System Model, Version 2 (CCSM2). *Journ. of Climate*. 2005, 18: 3552–3570.
51. Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and

- Johns G., Krinner M., Shongwe C., Tebaldi A.J., Weaver, Wehner M. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: T.F. Stocker, Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P.M. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
53. Khon V.C., Mokhov I.I., Latif M., Semenov V.A., Park W. Perspectives of Northern sea route and Northwest Passage in the 21st century // Climatic Change. 2010. V. 100. P. 757–768. doi: 10.1007/s10584-009-9683-2.
54. Holland M.M., Bitz C.M., Tremblay L., Bailey D.A. The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic ice loss, Arctic Sea Ice Decline: observations, projections, mechanisms, and implications // Geophys. Monograph Series. 2008. V. 180. P. 133–150.
55. Rayner N.A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108 (D14). doi: 10.1029/2002JD002670.
56. Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104. P. 15.803–15.814.
57. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data / Eds: M.O. Jeffries, H. Eicken // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 444–448.
58. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J.F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300 // Climatic Change. 2011. V. 109. P. 213–241. doi: 10.1007/s10584-011-0156-z.
59. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.
60. Granger C.H.J., Hatanaka M. Spectral analysis of economic time series. NJ: University Press Princeton, 1964.
61. Lenton T.M., Held H., Kriegler E., Hall J.W., Lucht W., Rahmstorf S., Schellnhuber H.J. Tipping elements in the Earth's climate system // Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2008. V. 105. P. 1786–1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
62. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. D21111. P. 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
63. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // P.M. Midgley (eds.)). Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
52. Collins M., Knutti R., Arblaster J., Dufresne J.-L., Fichefet T., Friedlingstein P., Gao X., Gutowski W.J., Johns T., Krinner G., Shongwe M., Tebaldi C., A.J. Weaver and M. Wehner. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
53. Khon V.C., Mokhov I.I., Latif M., Semenov V.A., Park W. Perspectives of Northern sea route and Northwest Passage in the 21st century. Climatic Change. 2010, 100: 757–768. doi: 10.1007/s10584-009-9683-2.
54. Holland M.M., Bitz C.M., Tremblay L., Bailey D.A. The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic Ice Loss, Arctic Sea Ice decline: observations, projections, mechanisms, and implications. Geophys. Monograph Series. 2008, 180: 133–150.
55. Rayner N.A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (D14). doi: 10.1029/2002JD002670.
56. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. Journ. of Geophys. Research. 1999, 104: 15.803–15.814.
57. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data. Eds: M.O. Jeffries, H. Eicken. Annals of Glaciology. 2001, 33: 444–448.
58. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J.F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. Climatic Change. 2011, 109: 213–241. doi: 10.1007/s10584-011-0156-z.
59. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012, 6: 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012
60. Granger C.H.J., Hatanaka M. Spectral analysis of economic time series. NJ: University Press Princeton, 1964.
61. Lenton T.M., Held H., Kriegler E., Hall J.W., Lucht W., Rahmstorf S., Schellnhuber H.J. Tipping elements in the Earth's climate system. Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2008, 105: 1786–1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
62. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115 (D21111): 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.

- Environ. Research Letters. 2015. V. 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
64. Mysak L.A., Venegas S.A. Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions // Geophys. Research Letters. 1998. V. 25. P. 3607–3610.
 65. Karlsson J., Svensson G. Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble // Geophys. Research Letters. 2013. V. 40. P. 4374–4379. doi: 10.1002/grl.50768.
 66. Koenigk T., Devasthale A., Karlsson K.-G. Summer Arctic sea ice albedo in CMIP5 models // Atmospheric Chemical Physics. 2014. V. 14. P. 1987–1998.
 67. Zhang X. Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections // Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography. 2010. V. 62. P. 220–227. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00441.x.
 68. Mahlstein I., Knutti R. September Arctic sea ice predicted to disappear near 2 degrees C global warming above present // Journ. of Geophys. Research – Atmospheres. 2011. V. 117. D06104. doi: 10.1029/2011jd016709.
 69. Goosse H., Arzel O., Bitz C. M., de Montety A., Vancoppenolle M. Increased variability of the Arctic summer ice area in a warmer climate // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L23702. doi: 10.1029/2009GL040546.
 70. Hurrell J.W. Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – Regional temperatures and precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
 71. Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O.M., Drange H., Bobylev L.P., Miles M.W. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L04703. doi: 10.1029/2004gl021064.
 72. Peings Y., Magnusdottir G. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean // Environmental Research Letters. 2014. V. 9. 034018. doi: 10.1088/1748-9326/9/3/034018.
 73. Wunsch C. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // Bull. of the American Meteorol. Society. 1999. V. 80. P. 245–255. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0245:tioscr>2.0.co;2.
 74. Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L11701. doi: 10.1029/2008gl033273.
 75. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // Journ. of Climate. 2010. V. 23. P. 5668–5677. doi: 10.1175/2010jcli3347.1.
 63. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. Environ. Research Letters. 2015, 10: 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
 64. Mysak L.A., Venegas S.A. Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. Geophys. Research Letters. 1998, 25: 3607–3610.
 65. Karlsson J., Svensson G. Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble. Geophys. Research Letters. 2013, 40: 4374–4379. doi: 10.1002/grl.50768.
 66. Koenigk T., Devasthale A., Karlsson K.-G. Summer Arctic sea ice albedo in CMIP5 models. Atmosphere Chemical Physics. 2014, 14: 1987–1998.
 67. Zhang X. Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections. Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography. 2010, 62: 220–227. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00441.x.
 68. Mahlstein I., Knutti R. September Arctic sea ice predicted to disappear near 2 degrees C global warming above present. Journ. of Geophys. Research – Atmospheres. 2011, 117: D06104. doi: 10.1029/2011jd016709.
 69. Goosse H., Arzel O., Bitz C.M., de Montety A., Vancoppenolle M. Increased variability of the Arctic summer ice area in a warmer climate. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L23702. doi: 10.1029/2009GL040546.
 70. Hurrell J.W. Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – Regional temperatures and precipitation. Science. 1995, 269: 676–679.
 71. Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O.M., Drange H., Bobylev L., Miles M.W. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. Geophys. Research Letters. 2005, 32: L04703. doi: 10.1029/2004gl021064.
 72. Peings Y., Magnusdottir G. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean. Environmental Research Letters. 2014, 9: 034018. doi: 10.1088/1748-9326/9/3/034018.
 73. Wunsch C. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. Bull. of the American Meteorol. Society. 1999, 80: 245–255. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0245:tioscr>2.0.co;2.
 74. Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // Geophys. Research Letters. 2008, 35: L11701. doi: 10.1029/2008gl033273.
 75. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature. Journ. of Climate. 2010, 23: 5668–5677. doi: 10.1175/2010jcli3347.1.

Межгодовая изменчивость и прогноз весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада

© 2017 г. Е.Н. Сутырина

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
ensut78@gmail.com

Inter-annual variability and forecast of the spring ice phenomena on Lake Baikal and reservoirs of the Angara cascade

E.N. Sutyryna

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia
ensut78@gmail.com

Received May 8, 2016

Accepted November 14, 2016

Keywords: *Arctic Oscillation index, AVHRR, Bratsk reservoir, total disappearance of ice, ice forecasts, Lake Baikal, Ust'-Ilimsk reservoir.*

Summary

The study of interannual variability of ice phenomena on large inland waters, as well as the ice forecasts for them are of great practical importance for navigation because any ice on water interferes with navigation. This article presents a description of the developed approach to mapping the stages of melting and destruction of ice cover on Lake Baikal, and the Bratsk and Ust-Ilimsk reservoirs using data from AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) and shows examples of the ice condition maps in the spring. The AVHRR data, obtained for the period 1998–2015, made possible to analyze processes of the ice disappearance on aquatories of the South, Central and North parts of Lake Baikal, and the Bratsk and Ust'-Ilimsk reservoirs including determination of dates of the total ice disappearance (the first ice-free dates) on the reservoirs under investigation: the average, earliest and latest dates, and a range. It has been found that the inter-annual changes of these dates are the opposite to the inter-annual fluctuations of values of the Arctic Oscillation (AO) index, that allows using the AO index as a predictor in regional predictive dependencies. Using results of analysis of the AO index values, averaged over different time intervals, and the data series of the first dates of the ice-free situations we constructed regional equations allowing to foresee a character of the ice situation with the average earliness from 21 to 33 days. Tests of effectiveness of the proposed predictive dependencies demonstrated a good quality of forecasts of the dates when Southern, Central and Northern parts of Lake Baikal, as well the Bratsk and Ust-Ilimsk reservoirs become totally free of ice.

Поступила 8 мая 2016 г.

Принята к печати 14 ноября 2016 г.

Ключевые слова: *Братское водохранилище, индекс Арктической осцилляции, ледовые прогнозы, озеро Байкал, полное очищение ото льда, радиометр AVHRR, Усть-Илимское водохранилище.*

По данным радиометра AVHRR изучена изменчивость сроков очищения ото льда акваторий озера Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ с 1998 по 2015 г. Разработаны региональные методики долгосрочного прогнозирования сроков полного очищения исследуемых акваторий с использованием значений индекса Арктической осцилляции, позволяющие прогнозировать характер развития ледовых явлений со средней заблаговременностью от 21 до 33 суток.

Введение

Озеро Байкал, Братское и Усть-Илимское водохранилища расположены в районе с резко континентальным климатом. Они замерзают в зимний период, как и многие другие водоёмы умеренных широт, и бывают покрыты льдом от четырёх до шести месяцев в году [1–3]. Ледяной покров влияет на условия формирования энергетических потоков в системе «водоём–атмосфера», определяет своеобразие всех элементов режима данных

водных объектов и воздействует на функционирование их экосистем. Ледовый режим оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ тесно связан с погодными условиями, поэтому даты образования и разрушения ледяного покрова меняются от года к году в широком диапазоне.

Исзуемые водоёмы судоходны, поэтому исследование межгодовой изменчивости ледовых явлений на этих водоёмах, как и ледовые прогнозы для них, имеет большое практическое значение для навигации [4, 5]. Кроме того, ин-

формация о ледовой обстановке требуется для планомерной перевозки грузов по льду и правильной эксплуатации гидротехнических сооружений. Сведения о ледовом режиме необходимы также для изучения изменений регионального и глобального климата.

Материалы и методы исследований

Размеры оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ (рис. 1) делают обоснованным использование для их изучения данных дистанционного спутникового зондирования. В рамках настоящего исследования для изучения весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада использованы дневные снимки радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) за 1998–2015 гг., имеющие безоблачные участки в пределах изучаемых акваторий и составляющие не менее 80%

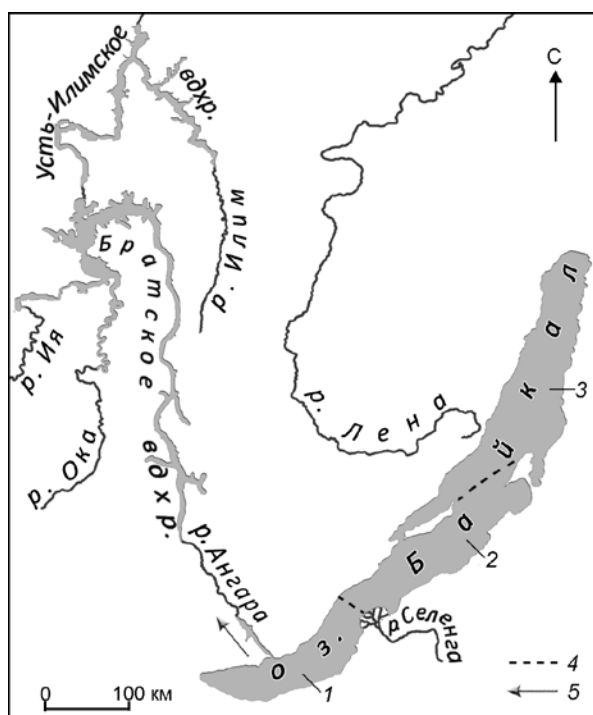


Рис. 1. Географическое расположение водных объектов: 1 – Южная котловина оз. Байкал; 2 – Центральная котловина оз. Байкал; 3 – Северная котловина оз. Байкал; 4 – границы котловин оз. Байкал; 5 – направление течения

Fig. 1. Geographical locations of water bodies: 1 – South Basin of Lake Baikal; 2 – Central Basin of Lake Baikal; 3 – North Basin of Lake Baikal; 4 – boundaries of Lake Baikal basins; 5 – flow direction

Таблица 1. Характеристика состояния снежно-ледяной поверхности при различных степенях её стаивания и разрушения [5]

Степень стаивания и разрушения	Характеристика снежно-ледяной поверхности
I	Снег чистый, плотный, мелко- и среднезернистый, сухой.
II	Снег чистый, слабоувлажнённый (начало таяния), плотный, местами появляются отдельные серые пятна (более увлажнённые участки).
III	Снег чистый, днём местами появляется вода, количество серых пятен составляет 10–20% видимой поверхности.
IV	Снег чистый, влажный, начинает оседать, переходит в крупнозернистый, на поверхности около 30% серых и тёмных пятен.
V	Снег влажный, местами загрязнён, на льду под снегом вода, количество белых (чистый снег), серых и тёмных пятен одинаково.
VI	Снег интенсивно тает, на льду вода, снежная каша. Сплочённость после вскрытия составляет от 7 до 10 баллов.
VII	Снег крупнозернистый, сохраняется на отдельных местах, ледяная поверхность шероховатая, серых или тёмных оттенков. Сплочённость после вскрытия составляет 7 баллов.
VIII	Снежная каша, лёд тёмный, шероховатый, отдельные участки серого цвета. Сплочённость после вскрытия составляет от 5 до 7 баллов.
IX	Лёд тёмный, распадается на вертикальные столбики, вода на льду. Сплочённость после вскрытия составляет менее 5 баллов.

всех дневных снимков весеннего периода. Радиометр AVHRR установлен на борту низкоорбитальных околополярных метеорологических спутников серии NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Линейный размер элемента разрешения на местности радиометра AVHRR составляет около 1,1 км в надире.

В весенний период использование данных AVHRR об отражательной способности поверхности позволяет определять стадии разрушения снежно-ледяного покрова и чистую воду. В настоящей работе при оценке стадий таяния и разрушения снежно-ледяного покрова на исследуемых водоёмах за основу принята классификация В.М. Мишона [6] (табл. 1), доработанная на основании исследований оптических свойств разрушающегося льда и снега [7–9]. В результате для каждого типа, приведённого в табл. 1, установлен диапазон значений альбедо, используемый для дальнейшего составления карт по спутниковым изображениям. Карты ледовой обстановки в период таяния и разрушения ледяного покрова в целях уменьшения влияния

полупрозрачной облачности и бликования поверхности создаются в соответствии с распределением минимальных за день значений нормализованного альбедо первого канала AVHRR.

Для анализа точности предложенной методики классификации использовались не применявшиеся при разработке классификации, но находящиеся в открытом доступе крупномасштабные космифотокарты с метровым и субметровым разрешением, которые обеспечивают фрагментарное покрытие исследуемых акваторий на отдельные даты, а для оз. Байкал использовались и данные наземных исследований в апреле 2015 г. Составлены матрицы классификации и установлено, что точность классификации состояния снежно-ледяной поверхности по исследуемым водоёмам составляет не менее 90%.

Результаты исследований

На рис. 2 в качестве примера приведены полученные в результате анализа спутниковых изображений AVHRR карты, на которых отображено состояние снежно-ледяного покрова по степени его стаивания и разрушения на оз. Байкал, Братском и Усть-Илимском водохранилищах в мае 2010 и 2012 гг. Данные картографические изображения позволяют отчётливо проследить динамику разрушения ледяного покрова в указанные годы. За период исследования 1998–2015 гг. самый поздний сход льда на всех изучаемых водоёмах наблюдался в 2010 г., а наиболее ранний — в 2012 г. При рассмотрении указанной серии карт видно, что ледовая обстановка на водоёмах из года в год может существенно отличаться даже в схожие сроки. Например, 25 мая в 2010 г. лёд ещё не вскрылся на большей части акватории Северной котловины оз. Байкала, а в 2012 г. в это же время оз. Байкал полностью очистилось ото льда (см. рис. 2, I). 23 мая 2010 г. свободные ото льда участки акваторий в основном наблюдались только в Ийской части Братского водохранилища и верховьях ангарских частей Братского и Усть-Илимского водохранилищ (см. рис. 2, II, III), а в 2012 г. данные водоёмы уже полностью очистились ото льда в первых числах третьей декады мая.

Из года в год на данных водоёмах наблюдается схожая последовательность разрушения льда и очищения от него исследуемых акваторий. Так, на

оз. Байкал взлом льда начинается вдоль западного побережья Южной котловины, несколько севернее устья р. Ангары, как правило во второй половине апреля. Очищаются ото льда в первую очередь северная часть Южной котловины и южная часть Центральной котловины озера. В последнюю очередь очищается ото льда акватория Северной котловины оз. Байкал, это происходит в третьей декаде мая — первой половине июня (см. рис. 2, I). На Братском и Усть-Илимском водохранилищах интенсивное таяние снежно-ледяного покрова начинается со второй половины апреля, вскрытие на большей части данных акваторий происходит в первой половине мая, полное очищение — во второй половине мая — первой декаде июня (см. рис. 2, II, III). Процессы разрушения льда на ангарских частях Братского и Усть-Илимского водохранилищ, особенно в верховьях указанных акваторий, происходят несколько раньше по сравнению с другими участками данных водоёмов.

В рамках настоящего исследования по спутниковым данным была изучена межгодовая изменчивость сроков очищения ото льда акваторий Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ. В табл. 2 приведены средние и крайние сроки полного очищения указанных акваторий ото льда и их межгодовая изменчивость, определённые по данным AVHRR за 18-летний период с 1998 по 2015 г. На рис. 3 показан межгодовой ход сроков очищения ото льда исследуемых акваторий за период с 1998 по 2015 г., определённых по данным AVHRR. Между сроками полного очищения Братского и Усть-Илимского водохранилищ и всех котловин оз. Байкал наблюдается тесная или весьма тесная связь с коэффициентами корреляции от 0,72 до 0,97, т.е. характер очищения ото льда оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ имеет общие региональные черты.

Колебания из года в год интенсивности ледовых процессов на исследуемых водоёмах в основном связаны с Сибирским антициклоном [1, 2, 10], влияние которого зависит от общей атмосферной циркуляции в Северном полушарии [1]. Важнейший крупномасштабный атмосферный процесс, определяющий межгодовую изменчивость погодных и климатических условий в высоких и средних широтах Северного полушария в холодное время года, — Арктическая осцилляция (АО — Arctic Oscillation) [11, 12]. Когда ин-

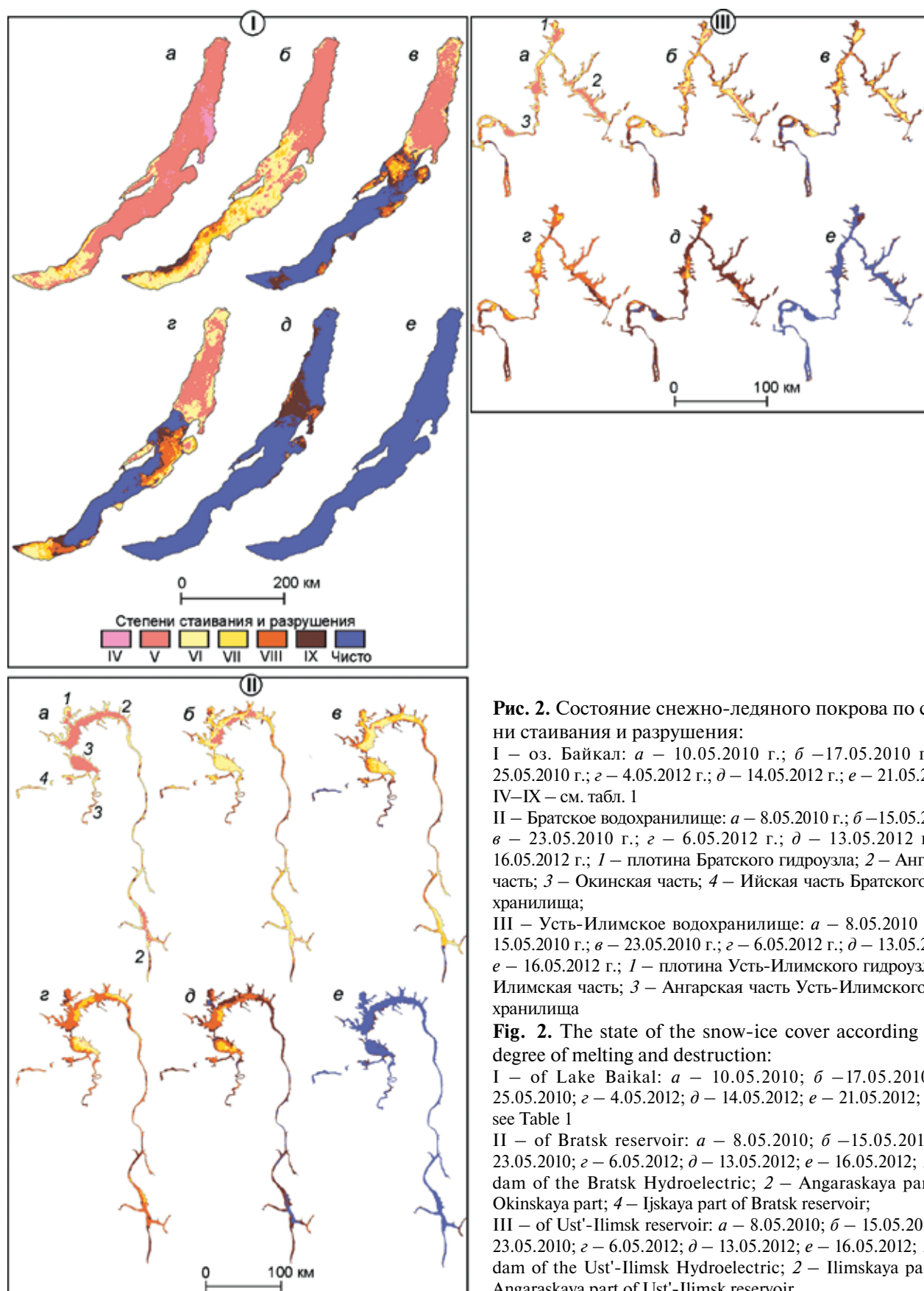


Таблица 2. Сроки полного очищения ото льда Братского и Усть-Илимского водохранилищ, Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал за период с 1998 по 2015 г.

Характеристика	Братское водохранилище	Усть-Илимское водохранилище	Южная котловина оз. Байкал	Центральная котловина оз. Байкал	Северная котловина оз. Байкал
Средний срок полного очищения	29 мая	30 мая	20 мая	26 мая	1 июня
Срок наиболее раннего полного очищения	17 мая	18 мая	9 мая	13 мая	20 мая
Срок наиболее позднего полного очищения	7 июня	9 июня	4 июня	7 июня	13 июня
Разброс сроков полного очищения, дни	21	22	26	25	24
Среднее квадратическое отклонение, дни	7	7	8	7	7

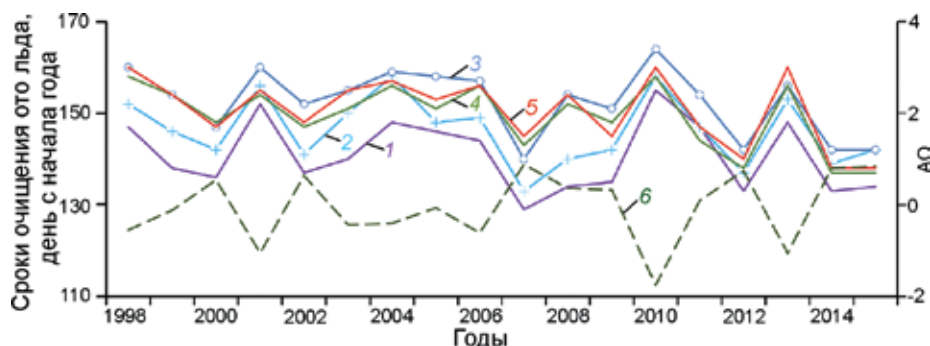


Рис. 3. Межгодовой ход сроков очищения ото льда исследуемых акваторий по данным радиометра AVHRR в сопоставлении с ходом значений индекса АО, осреднённых за период с ноября по апрель. Котловина оз. Байкал: 1 – Южная; 2 – Центральная; 3 – Северная; 4 – Братское водохранилище; 5 – Усть-Илимское водохранилище; 6 – АО

Fig. 3. Inter-annual variability of the timing of the final disappearance of all ice on the investigated water areas according AVHRR data in comparison with variability of AO index; averaged for the period from November to April: Basin of Lake Baikal: 1 – South; 2 – Central; 3 – North; 4 – Bratsk reservoir; 5 – Ust'-Ilimsk reservoir; 6 – AO

декс АО находится в положительной фазе, кольцо сильных ветров, циркулирующих вокруг Северного полюса, ограничивает поступление более холодного воздуха из полярных регионов. В отрицательной фазе индекса АО этот пояс ветров становится слабее и больше искажается, что способствует более лёгкому проникновению на юг холодных арктических воздушных масс и увеличению штормов в средних широтах [11].

В России зависимость параметров ледового режима крупных внутренних водоёмов от значений различных телеконнекционных индексов исследовалась в работах [13–15] и др. В ходе настоящего исследования также проанализирована связь сроков очищения водоёмов ото льда по данным AVHRR как с индексом АО, так и с рядом других телеконнекционных индексов по информации NOAA [12] и с отдельными метеозементами по данным реанализа NCEP/NCAR (The National Centers for Environmental Prediction/The National Center of Atmospheric Research) [16]. При этом сроки очищения ото льда сопоставлялись

со значениями телеконнекционных индексов и метеозементами, осреднённых за различные периоды времени, частично или полностью включающих осеннее и предледоставное охлаждение, ледостав, период таяния и разрушения льда.

Наиболее выраженная связь сроков очищения ото льда всех котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ наблюдается с индексом АО, осреднённым за период с ноября по апрель, со значениями коэффициента корреляции, достигающими $-0,83 \div -0,91$. Кроме того, наблюдается заметная или тесная связь сроков очищения данных акваторий с индексами NAO (North Atlantic Oscillation) и SCAND (Scandinavia), осреднёнными за период с ноября по май или с декабря по май, с корреляцией, достигающей $-0,68 \div -0,83$ и $0,56 \div 0,75$ соответственно. С индексами EATL/WRUS (East Atlantic/West Russia) и Polar/Eurasia связь сроков очищения слабая или умеренная.

Величина коэффициента корреляции сроков очищения ото льда со значениями приземной тем-

пературы воздуха, осреднённой за период с октября по май, достигает $-0,74$ для Южной котловины и $-0,72$ для Центральной котловины оз. Байкал, характеризуя связь как тесную. Для Северной котловины оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ связь сроков очищения ото льда со средней за октябрь–май приземной температурой воздуха весьма заметная, с коэффициентом корреляции $-0,58 \div -0,65$. Связь сроков очищения с осреднёнными за ноябрь–апрель или декабрь–апрель значениями высоты изобарической поверхности 500 ГПа в районе действия Сибирского антициклона соответствует тесной связи для всех котловин оз. Байкал и заметной — для Братского и Усть-Илимского водохранилищ со значениями коэффициента корреляции $-0,64 \div -0,81$.

На рис. 3 видно, что межгодовые колебания сроков очищения ото льда изучаемых акваторий в целом находятся в противофазе к межгодовым колебаниям осреднённых за период с ноября по апрель значений индекса АО. Влияние на ледовый режим характера атмосферного переноса, отражённого в значениях АО, обусловлено формированием полей давления, температуры воздуха, ветра, влажности и т.д. [13, 17].

Установлено, что связь сроков полного очищения ото льда на всех исследуемых акваториях, имеющих достаточно большие площади, с показателем атмосферной циркуляции АО значительно лучше выражена, чем при использовании информации о ледовых явлениях, собранной на отдельных гидрометеостанциях, как, например, в работе [13]. Это можно объяснить более выразительным вкладом локальных факторов в специфику ледового режима на непосредственно прилегающих к постам участках акватории, что показывает необходимость использования спутниковой информации о ледовых условиях на всей акватории для адекватной оценки связи параметров ледового режима с параметрами атмосферной циркуляции.

Региональный метод прогнозирования сроков полного очищения ото льда

Согласно техническому регламенту Всемирной метеорологической организации (ВМО), долгосрочные гидрологические прогнозы относятся к периоду заблаговременности более десяти суток [5]. Проблема разработки надёжных долго-

срочных ледовых прогнозов — одна из наиболее трудных задач в гидрометеорологии, которая пока не получила вполне удовлетворительного решения [18]. При разработке методов долгосрочных ледовых прогнозов к ключевой проблеме относится исследование атмосферных процессов, диагностирующих с определённой заблаговременностью особенности теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. Следующий этап — установление прогностических зависимостей между прогнозируемым элементом ледового режима и показателями (индексами), характеризующими атмосферные процессы [19].

Поскольку изменения активности индекса АО отражаются в динамике ледового режима оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ, то в качестве предиктора в прогностных зависимостях можно использовать значения указанного индекса. В результате исследования на основании анализа массивов данных о сроках полного очищения, определённых по данным AVHRR за 1998–2015 гг., и значений телеконнекционных индексов АО, осреднённых за различные интервалы времени, автором настоящей статьи были предложены:

а) прогнозные зависимости линейного вида для Южной и Центральной котловин оз. Байкал (1)

$$\tau = \zeta_0 + \zeta_1 X \text{ и} \quad (1)$$

б) полиномиальные зависимости для условий Братского, Усть-Илимского водохранилищ и Северной котловины оз. Байкал (2)

$$\tau = \zeta_0 + \zeta_1 X + \zeta_2 X^2 + \zeta_3 X^3, \quad (2)$$

где τ — срок полного очищения акватории ото льда, день с начала года; X — предиктор, в качестве которого выступает индекс АО, осреднённый за различные периоды, которые указаны в табл. 3; ζ_0 – ζ_3 , — полученные с использованием метода наименьших квадратов региональные наборы регрессионных коэффициентов, день с начала года (см. табл. 3).

Выпуск ледовых прогнозов для Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ по предложенному методу может быть сделан 1 мая. Средняя заблаговременность прогнозов по предложенному методу составляет от 21 (акватория Южной котловины оз. Байкал) до 33 суток (акватория Северной котловины оз. Байкал); наибольшая заблаговременность прогнозов достигает 44 суток (см.

Таблица 3. Характеристики прогнозных зависимостей для определения сроков полного очищения ото льда исследуемых акваторий*

Характеристика прогнозной зависимости	Братское водохранилище	Усть-Илимское водохранилище	Южная котловина оз. Байкал	Центральная котловина оз. Байкал	Северная котловина оз. Байкал
ζ_0 , день с начала года	151,13	152,73	140,64	145,60	155,79
ζ_1 , день с начала года	–9,18	–7,10	–8,24	–8,77	–6,61
ζ_2 , день с начала года	–3,45	–6,34	–	–	–8,75
ζ_3 , день с начала года	–0,26	–2,37	–	–	–4,37
Период осреднения предиктора	Ноябрь–апрель	Ноябрь–апрель	Декабрь–апрель	Ноябрь–апрель	Ноябрь–апрель
Средняя заблаговременность прогнозов, сутки	30	31	21	26	33
Наибольшая заблаговременность прогнозов, сутки	38	40	35	38	44
Величина ρ	0,89	0,89	0,91	0,90	0,95
Обеспеченность допустимой погрешности прогнозов p , %	94,4	100,0	94,4	94,4	94,4
Коэффициент прогностической информативности	0,83	0,84	0,85	0,87	0,92

*Категория качества методики прогнозирования – хорошая.

табл. 3). Качество предложенных прогнозных зависимостей устанавливалось по формуле

$$\rho = (1 - (S/\sigma)^2)^{0,5},$$

где ρ – индекс корреляции; S – среднеквадратическая погрешность проверочных прогнозов, сутки; σ – среднеквадратическое отклонение прогнозируемого значения элемента от среднего, сутки [20–22].

При длине ряда 18 лет, используемого в рамках исследования, прогнозная методика считается хорошей, если $\rho \geq 0,89$, и удовлетворительной – если $0,66 \leq \rho < 0,89$. Значения ρ для исследуемых зависимостей составило от 0,89 до 0,95 (см. табл. 3). В соответствии с оправдываемостью ледовых прогнозов существует ещё один не менее важный критерий определения категории качества методики прогнозирования – величина обеспеченности допустимой погрешности прогнозов p , %. Прогноз считается оправдавшимся, если его ошибка меньше или равна допустимой погрешности. Согласно [22], величина допустимой погрешности прогнозов наступления весенних явлений в рамках настоящего исследования принята равной $0,674\sigma$, или пяти суткам. В соответствии с этой величиной на рис. 4 область, отвечающая оправдавшимся прогнозам, лежит между двумя наклонными пунктирными линиями. Прогнозная методика хорошая, если величина обеспеченности допустимой погрешности прогнозов $p \geq 82\%$, и удовлетворительной, если $60 \leq p \leq 81\%$ [20, 21]. Величина p составила более 94% для всех предложенных зависимостей (см. табл. 3).

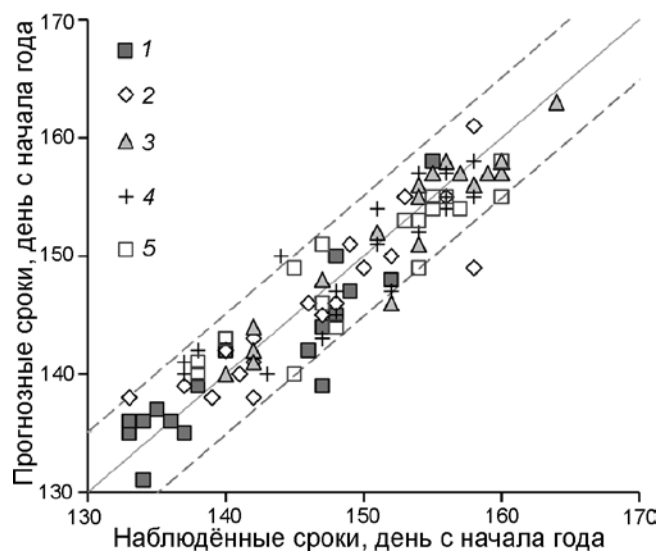


Рис. 4. Сопоставление прогнозируемых сроков полного очищения акваторий ото льда со сроками, определёнными по данным спутниковых наблюдений: Котловина оз. Байкал 1 – Южная; 2 – Центральная; 3 – Северная; 4 – Братское водохранилище; 5 – Усть-Илимское водохранилище

Fig. 4. A comparison of the predicted timing of the final disappearance of all ice on the water areas with the timing defined with satellite observations: Basin of Lake Baikal: 1 – South; 2 – Central; 3 – North; 4 – Bratsk reservoir; 5 – Ust'-Ilimsk reservoir

Расчёт указанных показателей, значения которых приведены в табл. 3, проводился по исходному ряду, поэтому дополнительно была оценена временная устойчивость прогностических зависимостей методом «выбрасываемых точек» [22]. Этот

метод состоит в определении прогностического уравнения при исключении из ряда от одного до пяти лет и в составлении по полученным уравнениям проверочных прогнозов для исключённых лет. Исключая из ряда последовательно каждый последующий год, получают весь ряд прогнозируемых значений и рассчитывают коэффициент корреляции данных величин с фактическими значениями за те же годы. Полученная величина коэффициента корреляции называется коэффициентом прогностической информативности и служит показателем временной устойчивости зависимостей. Достаточно устойчивыми и применимыми на практике считаются прогностические зависимости со значениями коэффициента прогностической информативности не менее 0,6 [22]. Значения коэффициента прогностической информативности составили от 0,83 до 0,92 (см. табл. 3), что демонстрирует временную устойчивость полученных в работе зависимостей.

По указанным показателям категория качества методик прогнозирования сроков полного очищения ото льда Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ была определена как хорошая (см. табл. 3), что показывает возможность применения разработанного метода регионального долгосрочного прогнозирования и его дальнейшего внедрения в оперативную практику для выпуска ледовых прогнозов.

Заключение

В рамках выполненного исследования с применением данных AVHRR изучены региональные особенности очищения ото льда акваторий Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водо-

хранилищ, определены крайние и средние даты, а также разброс сроков полного очищения данных акваторий ото льда, величина которого для исследуемых водных объектов составила от 21 до 26 дней. Установлено, что межгодовые колебания сроков очищения ото льда указанных акваторий находятся в противофазе к межгодовым колебаниям значений индекса АО, вычисленного с определённой заблаговременностью ко времени полного исчезновения льда на водоёмах. Это даёт возможность использовать значения данного телеконнекционного индекса в качестве предиктора в региональных прогнозных зависимостях.

В результате исследования установлены прогнозные зависимости полиномиального вида со средней заблаговременностью от 21 до 33 суток для всех изучаемых акваторий. Оценка эффективности предложенных прогнозных зависимостей по нескольким параметрам показала, что категория качества методик прогнозирования сроков полного очищения Южной, Центральной и Северной котловин оз. Байкал, Братского и Усть-Илимского водохранилищ определена как хорошая. Указанное обстоятельство позволяет применить разработанный метод регионального долгосрочного прогноза и в дальнейшем внедрить его в оперативную практику ледовых прогнозов. Отметим, что для увеличения заблаговременности ледовых прогнозов предложенный метод можно совершенствовать с применением прогнозных значений телеконнекционных индексов.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ, проект № 12-05-31100, и госконтракта ФЦП № 02.740.11.0335.

Acknowledgments. The study was partially supported by RFBR, project No. 12-05-31100, FTP state contracts No. 02.740.11.0335.

Литература

1. Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.: Наука, 1965. 374 с.
2. Магомедов М.М. Природа Усть-Илимского района. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 2003. 143 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Вып. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 596 с.
4. Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963. 540 с.

References

1. Verbolov V.I., Sokol'nikov V.M., Shimaraev M.N. *Gidrometeorologicheskiiy rezhim i teplovoy balans ozera Baikal*. Moscow: Nauka, 1965. 374 p. [In Russian].
2. Magomedov M.M. *Priroda Ust'-Ilimskogo rayona*. The nature of the Ust-Ilim region. Irkutsk: Institute of Geography, Siberian Branch of RAS, 2003. 143 p. [In Russian].
3. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR*. Surface water resources of the USSR. V. 16. Is. 2. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972. 596 p. [In Russian].

5. Guide to Hydrological Practices. 2009. № 168. V. II. Geneva: World Meteorological Organization. 302 p.
6. Мишон В.М. Гидрофизика. Воронеж: изд. Воронежского гос. ун-та, 1979. 308 с.
7. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
8. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии: Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 640 с.
9. Petrov M., Zdorovenkov R., Palshin N., Terzhevik A. Solar radiation and albedo regime in ice-covered lakes: Early spring // Proc. of the 8th Workshop on Physical Processes in Natural Waters. Lund, 2004. P. 31–38.
10. Вороний Н.Н., Гагаринова О.В., Ильичева Е.А., Кичигина Н.В., Максюткова Е.В., Бальбина А.С., Осипова О.П. Гидроклиматические исследования Байкальской природной территории. Новосибирск: Гео, 2013. 187 с.
11. <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ao/> Arctic Oscillation (AO) [Электронный ресурс].
12. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> Northern Hemisphere Teleconnection Patterns [Электронный ресурс].
13. Сизова Л.Н., Куимова Л.Н., Шимараев М.Н. Влияние циркуляции атмосферы на ледово-термические процессы на Байкале в 1950–2010 годы // География и прир. ресурсы. 2013. № 2. С. 74–82.
14. Сутырина Е.Н. Применение материалов дистанционного зондирования для изучения особенностей разрушения снежно-ледяного покрова на озере Байкал и озере Хубсугул // Уч. зап. Российского гос. гидромет. ун-та. 2014. № 34. С. 85–92.
15. Karetnikov S., Naumenko M. Lake Ladoga ice phenology: mean condition and extremes during last 65 years // Hydrological Processes. 2011. V. 25. P. 2859–2867.
16. http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl Search for Gridded Climate Data at PSD [Электронный ресурс].
17. Шимараев М.Н., Старыгина Л.Н. Зональная циркуляция атмосферы, климат и гидрологические процессы на Байкале (1968–2007 гг.) // География и прир. ресурсы. 2010. № 3. С. 62–68.
18. Попов Е.Г. Основы гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 296 с.
19. Георгиевский Ю.М. Краткосрочные и долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах. Л.: изд. Ленинградского гидромет. ин-та, 1986. 50 с.
20. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. СПб.: изд. РГГМУ, 2007. 436 с.
21. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 192 с.
22. РД 52.27.284–91. Методические указания по проведению производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 150 с.
4. Savel'ev B.A. Stroenie, sostav i svoystva ledyanogo pokrova morskikh i presnykh vodoemov. Structure, composition and properties of ice cover of sea and freshwater reservoirs. Moscow State University, 1963: 540 p. [In Russian].
5. Guide to Hydrological Practices. No. 168. V. II. Geneva: World Meteorological Organization, 2009: 302 p.
6. Mishon V.M. Gidrofizika. Hydrophysics. Voronezh State University, 1979: 308 p. [In Russian].
7. Doronin Ju.P. Vzaimodeystvie atmosfery i okeana. The interaction of the atmosphere and ocean. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 288 p. [In Russian].
8. Matveev L.T. Kurs obshhey meteorologii. Fizika atmosfery. Course of general meteorology. Atmospheric Physics. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 640 p. [In Russian].
9. Petrov M., Zdorovenkov R., Palshin N., Terzhevik A. Solar radiation and albedo regime in ice-covered lakes: Early spring. Proc. 8th Workshop on Physical Processes in Natural Waters. Lund. 2004: 31–38.
10. Voropai N.N., Gagarinova O.V., Il'icheva E.A., Kichigina N.V., Maksyutova E.V., Balybina A.S., Osipova O.P. Gidroklimaticheskie issledovaniya Baikalskoy prirodnoy territorii. Hydroclimatological studies of the Baikal natural territory. Novosibirsk: Geo, 2013. 187 p. [In Russian].
11. <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ao/> Arctic Oscillation (AO) [Electronic resource].
12. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> Northern Hemisphere Teleconnection Patterns [Electronic resource].
13. Sizova L.N., Kuimova L.N., Shimaraev M.N. The influence of atmospheric circulation on ice-thermal processes in Lake Baikal in 1950–2010. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2013, 2: 74–82. [In Russian].
14. Sutyryna E.N. Application of the remote sensing data to the study of the features of the destruction of snow-ice cover of Lake Baikal and Lake Hovsgol. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of Russian State Hydrometeorological University. 2014, 34: 85–92. [In Russian].
15. Karetnikov S., Naumenko M. Lake Ladoga ice phenology: mean condition and extremes during last 65 years. *Hydrological Processes*. 2011, 25: 2859–2867.
16. http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl Search for Gridded Climate Data at PSD [Electronic resource].
17. Shimaraev M.N., Starygina L.N. Circulation factors of changes in ice-thermal regime of Lake Baikal (1968–2007). *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2010, 3: 62–68. [In Russian].
18. Popov E.G. *Osnovy gidrologicheskikh prognozov*. Foundations of hydrological forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 296 p. [In Russian].
19. Georgievskiy Yu.M. *Kratkosrochnye i dolgosrochnye prognozy ledovykh yavleniy na rekakh, ozerakh i vodokhranilishchakh*. Short-term and long-term forecasts of ice phenomena on rivers, lakes and reservoirs. Leningrad: LGMI, 1986: 50 p. [In Russian].
20. Georgievskiy Yu.M., Shanochkin S.V. *Gidrologicheskie prognozy*. Hydrological forecasts. Saint-Petersburg: RGGMU, 2007: 436 p. [In Russian].
21. *Nastavlenie po sluzhbe prognozov*. Manual on forecast service. Sec. 3. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1962. 192 p. [In Russian].
22. *RD 52.27.284–91. Metodicheskie ukazaniya po provedeniyu proizvodstvennykh (operativnykh) ispytaniy novykh i usovershenstvovannykh metodov gidrometeorologicheskikh i geliogeofizicheskikh prognozov*. Guidelines for the production (operational) testing of new and improved methods of hydrometeorological and heliogeophysical forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 150 p. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.583.7

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-117-132

Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин

© 2017 г. И.И. Борзенкова^{1*}, О.К. Борисова², Е.Л. Жильцова¹, Т.В. Сапелко³¹Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия;²Институт географии РАН, Москва, Россия; ³Институт озераведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

*irena_borzen@mail.ru

Cold period in the Northern Europe in the past (about 8200 years ago): analysis of empirical data and possible causes

I.I. Borzenkova^{1*}, O.K. Borisova², E.L. Zhiltsova¹, T.V. Sapelko³¹State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;³Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

*irena_borzen@mail.ru

Received October 1, 2016

Accepted December 25, 2016

Keywords: *cold period in the past, lessons from past for future, mechanisms of the rapid climate changes in past.*

Summary

Cold episode in Northern Europe happened about 8200 years ago was known for a relatively long time, mainly due to paleobotanical (palynological) data obtained from analysis of lake and peat sediments. Detailed analysis of ice cores from the Greenland holes GRIP, GISP2, and NGRIP with a time resolution of about 10 years made possible to refine the duration and characteristics of the time structure of this cold period. This cooling lasted for approximately 160 yr. Spore-pollen analysis of lake sediments in Northern Europe (Sweden, Finland, Denmark, Germany, the North and North-West of Russia) and deep-sea cores of the North Atlantic showed that the mean annual air temperature during the maximum stage of the cooling was reduced by 1–2 °C, and in some areas by more than 3 °C. The cold spread from the coast of the North Atlantic into the European continent and manifested itself mostly in Sweden, Finland, the Baltic States, and to a lesser extent in the North-West and West of the Russian Federation. In the central Russia and North of 70°N the cooling was weak or absent. The question about a nature of this cold event and other cold spells in Late Glaciation, known as the cold of the early, middle and late Dryas, is widely discussed in the scientific literature. Most of scientists accept a hypothesis proposed more than 20 years ago, that the reduction of air temperatures in regions immediately adjacent to the North Atlantic was caused by the large volume of melt water discharged into the ocean as a result of disintegration and melting of ice-sheets. Climate models that take into account these effects allow estimating a decrease in the air and sea surface temperature due to freshening (desalination) of the upper ocean layer, and this confirms that the greatest decrease in temperature should be observed in the regions directly adjacent to the ocean. The increase in global temperature over the last 30 years is estimated to be 0.8 ± 0.2 °C, which is already reflected in a noticeable increase in precipitation in high latitudes. In addition, the melting of mountain glaciers and sea ice in the Arctic basin promotes freshening of the upper ocean, and as a result of these processes one can expect a certain decrease in the air temperature in the high latitudes if the present-day climate warming will continue. On the basis of paleoclimatic data, it can be assumed that such a decrease in air temperature can be relatively small and occur only in areas directly adjacent to the North Atlantic.

Поступила 1 октября 2016 г.

Принята к печати 25 декабря 2016 г.

Ключевые слова: *возможные сценарии климата в будущем, механизм быстрых колебаний климата в прошлом, похолодание 8200 лет назад.*

Уже более 20 лет в Северной Европе известен холодный эпизод около 8200 лет назад. Похолодание продолжалось около 160 лет, температуры воздуха снижались на 1–2 °C, а в отдельных районах – более чем на 3 °C. Предполагается, что снижение температур воздуха было связано с поступлением больших объёмов пресной воды в Северную Атлантику в результате распада и таяния ледников. Подобный механизм имеет прямое отношение к оценкам будущего климата при развитии современного глобального потепления. Поскольку таяние горных ледников и морских льдов в Полярном бассейне способствует опреснению верхнего слоя океана, при развитии потепления в районах, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике, можно ожидать некоторого снижения температуры воздуха в высоких широтах.

Введение

Палеоклиматические записи с высокой степенью временного разрешения (от первых лет до первых десятков лет), полученные на основе анализа ледяных и морских кернов, озёрных осадков и пещерных отложений (сталагмитов), позволили восстановить детальную картину климатических событий позднеледниковья и раннего голоцена. Период между 14 и 8 тыс. лет назад (л.н.) отличался нестабильностью климата, когда на фоне положительного тренда глобальной температуры, обусловленного ростом летней солнечной радиации под воздействием астрономических факторов, отмечались значительные кратковременные похолодания, каждое из которых заканчивалось быстрым потеплением. Относительно точно эти эпизоды датированы в ледяных кернах, взятых из разных районов Гренландского ледникового щита [1–3]. Это позволило восстановить временную картину климатических событий раннего голоцена, используя детальную хронологию гренландских кернов GRIP, GISP2 и NGRIP, основанную на подсчёте годовых слоёв льда. Холодные эпизоды около 8200 и 9300 л.н. детально исследованы в работах [2–4]; в этих же работах выделены ещё несколько холодных эпизодов, датируемых около 11 тыс. 400 (11 тыс. 300) и 10 тыс. 200 (10 тыс. 300) л.н.¹ Похолодание около 11 тыс. 400 л.н. можно сопоставить с известной уже ранее по данным анализа озёрных и континентальных отложений холодной пребореальной осцилляцией [5]. Продолжительность этого похолодания оценивается в 150–200 лет, что сопоставимо с продолжительностью последующих холодных эпизодов – около 9300 (9200) и 8200 л.н. Конец пребореального похолодания датируется временем около 11 тыс. 320 л.н., когда температура воздуха в высоких широтах, согласно кислородно-изотопным данным по гренландским ледяным кернам, увеличилась на $4 \pm 1,5$ °C в течение нескольких десятилетий [6].

По мнению многих исследователей, механизм этих кратковременных похолоданий обуслов-

лен нарушениями термохалинной циркуляции в Северной Атлантике в результате поступления больших объёмов пресной воды в процессе таяния континентальных ледяных щитов Северной Америки и Европы [7–11]. Опреснение верхнего слоя океана и связанные с этим процессом нарушения термохалинной циркуляции проявились не только в снижении температуры воздуха в высоких и умеренных широтах Северной Европы, но также и в изменении климата в других регионах, в частности в изменении интенсивности муссонной циркуляции в тропических и субтропических широтах. Во время похолоданий позднеледниковья и раннего голоцена отмечаются значительное снижение интенсивности муссонной циркуляции и сдвиг её северной границы к югу. Эти процессы вызывали снижение количества осадков в субтропических районах Африки, Индии и юго-востока Азии [4, 12]. Современное повышение глобальной температуры, в результате которого может увеличиться поступление пресной воды в Северную Атлантику из-за таяния морских льдов в Арктическом бассейне, сокращения Гренландского ледникового щита и таяния горных ледников в Северной Европе и Канаде, заставляет обратиться к изучению подобных ситуаций в прошлом, когда имели место более значительные по сравнению с современным изменением климата [4, 7, 8, 13].

Настоящее исследование посвящено изучению временной и пространственной структуры последнего холодного эпизода раннего голоцена в Северной Европе, датируемого временем около 8200 л.н. и известного в литературе как «событие 8.2 ka». Этот холодный эпизод наиболее полно обеспечен независимыми эмпирическими данными и представляет собой ключевое событие для описания особенностей циркуляционного режима в океане и атмосфере, который установился в Северной Европе в процессе распада последнего ледникового покрова. Временные и пространственные закономерности этого похолодания в Северной Европе можно рассматривать в качестве возможного сценария для оценки изменений климата в будущем под влия-

¹ Здесь и далее речь идёт о калиброванных датах, близких по времени к датам ледниковой шкалы, разработанной в [2]. Отметим, что для гренландской ледовой хронологии отсчёт ведётся от 2000 г. («шкала b2k»), тогда как для шкалы калиброванного радиоуглеродного возраста, к которой обычно привязаны архивы «континентальных» палеоданных, за ноль принимается 1950 г.

нием опреснения верхнего слоя океана в результате таяния Гренландского ледникового щита, морских льдов в Северном Ледовитом океане и горных ледников Европы и Канады.

Эмпирическая информация и методы исследований

Анализу эмпирических материалов, позволяющих реконструировать климатические события раннего голоцена и событие около 8200 л.н., посвящено большое число исследований [7–9, 14–21]. Наиболее детально похолодание около 8200 л.н. изучено на основе анализа спорово-пыльцевых и кислородно-изотопных данных озёрных отложений из районов, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике, где оно проявилось наиболее отчётливо [8, 15–19]. Независимые количественные данные об изменении температуры во время этого похолодания получены на основе кислородно-изотопных данных по гренландским кернам [1–3, 6], морским колонкам из Северной Атлантики [22] и из кальцитовых отложений пещер (сталагмитов) Центральной Европы и других регионов [23, 24].

Выявление кратковременных климатических событий (продолжительностью в несколько сотен лет) в прошлом и реконструкции климата для них особенно трудны в методологическом отношении. Для выделения сравнительно небольших по амплитуде и непродолжительных по времени колебаний климата по геологическим «записям» требуются пробы, отобранные с высокой степенью дискретности и обеспеченные надёжным временным контролем. Предполагается, что временная дискретность отбора проб должна составлять не менее 50 лет. Появление в последнее время геологических записей с высокой степенью временного разрешения позволяет обратиться к анализу временной структуры относительно непродолжительных колебаний климата в прошлом и построению пространственных реконструкций климатических параметров, прежде всего температуры приземного слоя воздуха, для таких климатических событий.

Наиболее полно таким требованиям, необходимым для анализа временной и пространственной изменчивости климата во время непродолжительных колебаний климата в прошлом (как

похолоданий, так и потеплений), отвечают кислородно-изотопные данные, полученные в результате анализа ледяных кернов, кальцитовых отложений (сталагмитов и сталактитов) из континентальных пещер или озёрных отложений. Однако эти материалы довольно редки и не позволяют получить достоверной пространственной и временной картины климатических изменений. Значительная часть эмпирических данных представлена спорово-пыльцевыми диаграммами, полученными с достаточно высоким временным разрешением и датированными радиоуглеродным методом. В последнее время для количественных оценок температуры воздуха по данным изучения озёрных осадков, наряду с пыльцевым анализом, используются методы анализа состава личинок комаров-звонцев, или хирономид (*Chironomidae*), и ветвистоусых рачков (*Cladocera*) [25, 26].

Морские колонки с высокой скоростью седиментации также служат источником независимых косвенных данных, которые позволяют выделить относительно кратковременные климатические события. Чаще всего для этой цели используют колонки с высокой временной дискретностью, датированные изотопными методами. Такие данные позволяют получить количественные оценки изменений температуры поверхности и глубоких слоёв воды на основе изучения состава планктона или бентоса и оценить интенсивность ледового разноса при помощи седиментологического или минералогического анализа морских осадков. В качестве альтернативного метода оценки температуры поверхности воды в последнее время довольно часто используют соотношение Ca/Mg в морских осадках [27–30].

Временная и пространственная структура похолодания «8.2 ka» в Северной Европе

На рис. 1 приведена карта ключевых разрезов, данные по которым использованы для реконструкции похолодания около 8,2 тыс. л.н. в Северной Европе. Описание разрезов содержится в табл. 1, которая в качестве Приложения к материалам статьи доступна на сайте http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html [31]. Архив состоит более чем из 70 разре-

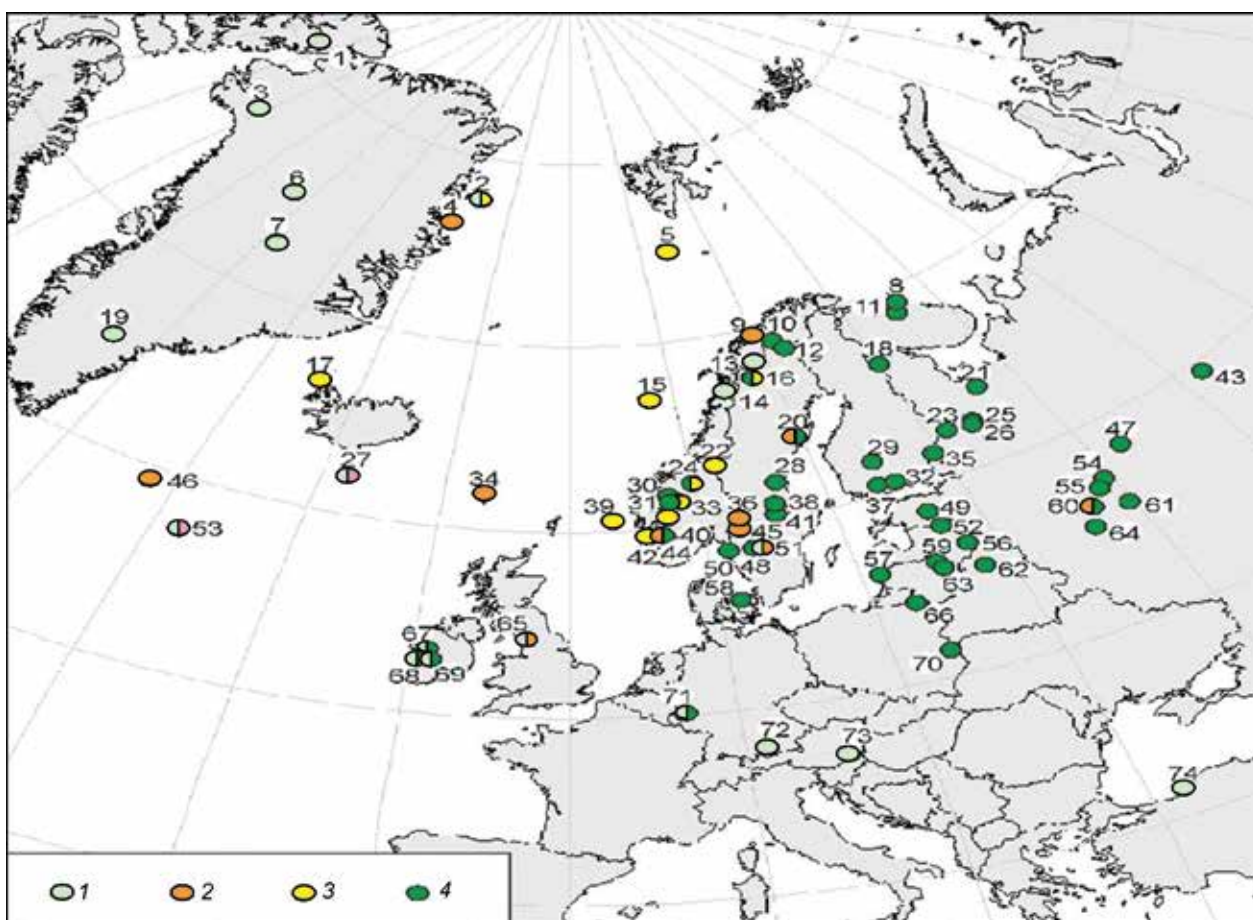


Рис. 1. Ключевые разрезы, использованные для реконструкции климата холодного эпизода 8200 лет назад. Номера точек на рисунке соответствуют номерам разрезов в табл. 1, представленной на сайте: http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html

Использованные данные: 1 – изотопные; 2 – седиментологические; 3 – палеофаунистические; 4 – палинологические

Fig. 1. Key sections used for the climate reconstructions of the cold episode about 8200 years ago.

The numbers of the sites correspond to the numbers of in Table 1 in http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html
The data used for the reconstruction: 1 – isotopic; 2 – sedimentological; 3 – faunistic; 4 – palynological

зов, датированных изотопными методами, и представлен данными пылевого, кислородно-изотопного, фаунистического и седиментологического анализов применительно к морским, озёрным и иным отложениям. В Приложении [31] доступен также полный список литературы, использованной при составлении этого архива. Наиболее точно холодный эпизод около 8200 л.н. установлен по данным изотопных исследований гренландских ледяных кернов [1–3, 32]. Анализ этих данных показал, что похолодание началось около $8300 \pm 10 / -40$ л.н. и закончилось около $8140 \pm 50 / -10$ л.н. с максимальной ошибкой в 45 лет. Внутри этого холодного эпизода обнаружен прослой вулканического пепла с датировкой 8236 ± 1 л.н. В работе [1] использованы

данные, полученные в рамках бурения Гренландского щита по проекту GISP2 с временным разрешением около 10 лет в интервале, соответствующем возрасту газа, захороненного во льду между 7600 и 8600 л.н. Эти данные показывают сложную временную структуру похолодания. Наиболее холодная фаза отмечалась в его середине, тогда как в начале и в конце климат был более мягким. Согласно изотопным данным по керну GISP2, два относительно тёплых эпизода датируются временем около 8220 и около 8160 л.н. Продолжительность всего холодного события составляет около $160,5 \pm 5,5$ лет, а наиболее холодной его части – приблизительно 69 ± 2 года [3].

На рис. 2 показаны изменения температуры, реконструированные по данным об изме-

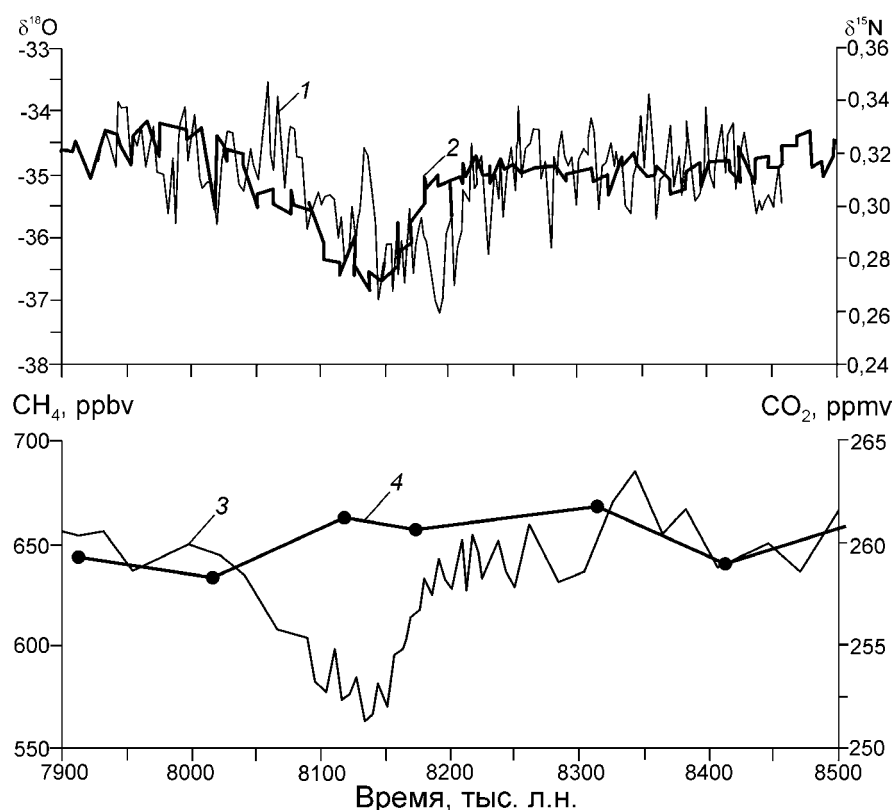


Рис. 2. Временная структура похолодания 8200 лет назад и изменения концентрации парниковых газов в атмосфере между 8500 и 7900 лет назад.

Верхняя панель. Изменение температуры воздуха по данным кислородно-изотопного анализа $\delta^{18}\text{O}$ по керну GRIP [3] (кривая 2) и по соотношению изотопов азота $\delta^{15}\text{N}$ по керну GISP2 (кривая 1) [1].

Нижняя панель. Изменение концентрации метана в атмосфере (кривая 3) по данным керна GISP2 [1] и концентрации CO_2 (кривая 4) по керну Dome C (проект EPICA) [33]

Fig. 2. Time structure of the cold episode about 8200 years ago and concentration changes of the green house gases between 8500 and 7900 years ago.

Upper Panel. Air temperature changes according to oxygen-isotope record $\delta^{18}\text{O}$ from GRIP (curve 2) [3] and to nitrogen-isotope record $\delta^{15}\text{N}$ from GISP2 (curve 1) [1].

Lower Panel. Methane concentration in the atmosphere (curve 3) according to GISP2 record [1] and CO_2 concentration (curve 4) according to Dome C record (EPICA Project) [33]

нениях изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в керне GRIP и азота ($\delta^{15}\text{N}$) в керне GISP2 [1, 3, 32]. Анализ рис. 2 показывает, что независимые изотопные данные, полученные по двум ледяным кернам в рамках проектов GRIP и GISP2, достаточно хорошо согласуются и подтверждают сложную временную структуру этого холодного эпизода. На нижней панели графика показаны изменения содержания метана в атмосфере по данным анализа пузырьков воздуха во льду керна GISP2 и колебания содержания CO_2 по данным анализа ледяного керна, полученного в рамках проекта EPICA (Антарктида) [33]. Концентрация метана в атмосфере — одного из наиболее активных парнико-

вых газов — практически сразу отреагировала на изменение температуры воздуха. Снижение концентрации метана с 635 ± 18 ppbv в начале похолодания до 555 ± 18 ppbv во время его максимальной фазы означает сокращение эмиссии метана в атмосферу на 32 ± 14 мегатонн (Tg): с 220 до 188 ± 10 Tg метана в год (1 мегатонна = 10^9 кг). В то же время концентрация углекислого газа, по данным изучения ледяных кернов из Антарктиды с высокой степенью временного разрешения (от 8 до 16 лет) в интервале 7400–9000 л.н. практически не изменялась. Как видно из рис. 2, содержание метана в атмосфере тесно связано с изменением температуры воздуха: временной сдвиг между этими элементами составляет пер-

вые десятки лет, причём содержание метана в атмосфере следует за изменениями температуры. Стабильность содержания углекислого газа на протяжении похолодания подтверждается данными, представленными в работе [34].

Сложная временная структура холодного эпизода 8200 л.н. подтверждается независимой информацией, полученной при помощи изотопного анализа (^{18}O и ^{13}C) пещерных отложений (сталагмитов и сталактитов) из разных регионов Европы (северо-запад Англии, юго-запад Ирландии, центральная часть Австрии, западная часть Германии). В изотопных данных, полученных по сталагмитам из пещеры Катерлох (Австрия), хорошо выделяются холодные эпизоды, предшествовавшие похолоданию 8200 л.н. и имевшие место около 9100 и 10 тыс. л.н. [23]. Все изотопные записи имеют временное разрешение первые десятки лет, иногда и годы [23, 24, 35, 36]. Продолжительность холодного эпизода в разных районах Европы составляла от 150 до 200 (300) лет. Снижение температуры воздуха в Центральной Европе во время похолодания около 9100 л.н. оценивается в $2,9^\circ\text{C}$, а во время события «8.2 ка» — в 3°C [23].

Наиболее резкое похолодание во временном интервале события «8.2 ка» отмечается в центральных районах Гренландии, где по данным кислородно-изотопного анализа керна GISP2 в начале события температура понизилась на $3\pm 1^\circ\text{C}$ в течение 20 лет [1]. В максимум этого похолодания, по данным о содержании изотопов азота $\delta^{15}\text{N}$ в ледяном керне из скважины GRIP, понижение температуры воздуха в центральной части Гренландии оценивается в более широких пределах: от $-5,4$ до $-11,4^\circ\text{C}$ (в среднем $-7,4^\circ\text{C}$) [32].

Исследования морских колонок из Северной Атлантики с временным разрешением от первых десятков лет дополняют картину климатических изменений во время похолодания 8200 л.н. независимой информацией о колебаниях температуры поверхности воды. Анализ видового состава планктонных фораминифер в колонках из высоких широт Северной Атлантики показал, что снижение температуры поверхности воды во время этого события составляло от $1,5$ до 3°C [28, 29, 37]. По данным изучения морских осадков по колонкам MD 95-2011 в Норвежском море и LO09-14 в районе хр. Рей-

кьявик, отчётливо выраженное похолодание реконструировано по изменениям кислородно-изотопного состава осадков и состава радиолярий в них [27, 30]. На основе изменений в составе радиолярий из донных отложений Норвежского моря рассчитано изменение температуры поверхности воды за последние 10 тыс. лет. Анализ полученных данных показал, что продолжительность похолодания 8200 л.н. в районе Норвежского моря составляла 180–200 лет, а температура поверхности воды понижалась не менее чем на 2°C [27, 30]. Близкие оценки получены и по кислородно-изотопному анализу морских осадков из других регионов Северной Атлантики [22].

Спорово-пыльцевые диаграммы по озёрным и болотным отложениям содержат обширную информацию об изменении температуры воздуха в разных регионах Европы в раннем голоцене и, в частности, о проявлении похолодания 8200 л.н. [38, 39]. На основе анализа около 500 пыльцевых диаграмм из разных регионов, охватывающих последние 12 тыс. лет, в работе [38] холодный эпизод «8.2 ка» выделен практически на всей территории Западной Европы, причём самое значительное снижение температуры воздуха отмечено в районах, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике. Более детальный анализ пыльцевых диаграмм из разных районов Балтийского бассейна представлен в работах [17–19, 40–46]. Летние температуры воздуха в этом регионе понижались на $1\text{--}2^\circ\text{C}$ и более, причём по мере продвижения на север и на восток проявление похолодания ослабевает [7]. Так, по пыльцевым данным из Эстонии и южной части Финляндии и Швеции, температуры воздуха снижались не менее чем на 1°C , в то время как к северу от 70° с.ш. похолодание было выражено относительно слабо или вовсе отсутствовало. В районе оз. Руж (южная часть Эстонии) во время события «8.2 ка» летние температуры воздуха, согласно пыльцевым данным по озёрным отложениям, снижались на $1,8^\circ\text{C}$ [19], что согласуется с оценками похолодания в Центральной Европе, полученными в результате модельных расчётов [21].

Наиболее отчётливо похолодание 8200 л.н. проявилось в снижении доли пыльцы теплолюбивых широколиственных пород — вяза (*Ulmus*) и лещины (*Corylus*) — с 10–15% во время по-

тепления в раннем голоцене до 5% в интервале 8250–8050 календарных л.н. Это установлено по данным палинологических исследований озёрных отложений на территории Финляндии, Швеции и Эстонии южнее 61° с.ш. [7, 17, 19, 40–47]. На территории юго-восточной Латвии относительно тёплый и стабильный климат начала голоцена сменился похолоданием около 8350–8150 календарных л.н., во время которого средние годовые температуры воздуха понижались на 0,9–1,8 °C, что проявилось в изменении видового состава растительности, в снижении содержания пыльцы широколиственных древесных пород и в увеличении доли пыльцы бореальных видов (берёзы и ели) [42]. В восточной части Балтийского бассейна (в Литве и Латвии) во время похолодания отмечается увеличение доли пыльцы ели, что свидетельствует о снижении температуры воздуха и увеличении годовых сумм осадков [42, 45, 47].

Изменения магнитной восприимчивости и содержания органического углерода в осадках указывают на активизацию эрозионных процессов в интервале с 8066 ± 25 до 7920 ± 25 лет назад, которую авторы объясняют увеличением количества твёрдых осадков зимой и повышением интенсивности стока в период снеготаяния [48]. По оценкам, полученным для территории Эстонии на основании палинологических данных [44], событие «8.2 ка» имело несколько большую продолжительность по сравнению с оценками по изменениям изотопного состава гренландских ледяных кернов и спелеотем из Центральной Европы. Возможно, такое видимое увеличение продолжительности холодной фазы в действительности отражает довольно длительный процесс восстановления состава растительности при потеплении после этапа снижения годовых температур воздуха не менее чем на 1,5–2,0 °C. На территории Германии продолжительность похолодания, реконструированная по изменениям изотопного состава карбонатов, содержащихся в раковинках остракод из осадков оз. Аммерзее, оценивается в 200 лет при снижении летних температур воздуха на 1,7 °C [36]. На территории Польши похолодание около 8200 л.н. хорошо выделяется по пыльцевым и микрофаунистическим данным ветвистоусых рачков (*Cladocera*) по озёрным отложениям в разных районах [25, 26].

Практически все данные показывают, что снижение температуры воздуха в зимнее время было значительно больше по сравнению с тёплым сезоном, что способствовало более раннему образованию и более позднему таянию морского и озёрного льда. Однако отсутствие надёжных индикаторов оценки температуры воздуха в зимнее время среди разнообразных палеогеографических данных не позволяет количественно оценить эти изменения. Во время похолодания, согласно некоторым данным, отмечается также увеличение скорости аккумуляции снега [48].

На северо-западе и в центральных районах Европейской территории России (ЕТР) похолодание «8.2 ка» выделяется не во всех разрезах и чаще всего проявляется в сравнительно небольших изменениях в составе пыльцевых спектров — (см. табл. 2 на сайте http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html) [31]. Анализ изменений в составе растительности позволяет предположить только небольшое снижение температуры (0,5 °C и менее) в средней полосе ЕТР. В то же время некоторые данные пыльцевого анализа озёрных и болотных отложений, имеющие высокую степень временного разрешения и надёжный временной контроль, дают возможность достаточно уверенно выделить кратковременное и малоамплитудное похолодание около 8200 л.н., а также другие холодные эпизоды раннего голоцена [49].

На рис. 3 дана карта разрезов, где цветными кружками обозначена степень проявления похолодания, реконструированная на основе спорово-пыльцевого анализа озёрных и болотных отложений на ЕТР и соседних территориях. Как видно из этого рисунка, на большей части ЕТР похолодание было выражено слабо или не проявилось совсем, причём явно прослеживается тенденция к ослабеванию проявлений похолодания по мере продвижения на восток.

Наряду с палинологическими данными, для независимых оценок с успехом используется анализ ископаемых остатков хирономид [46]. Исследования показали, что изменения в составе и соотношениях разных видов этого семейства двукрылых отзываются даже на сравнительно небольшие изменения в термическом режиме, прежде всего на колебания летней температуры воздуха. Анализ состава хирономид

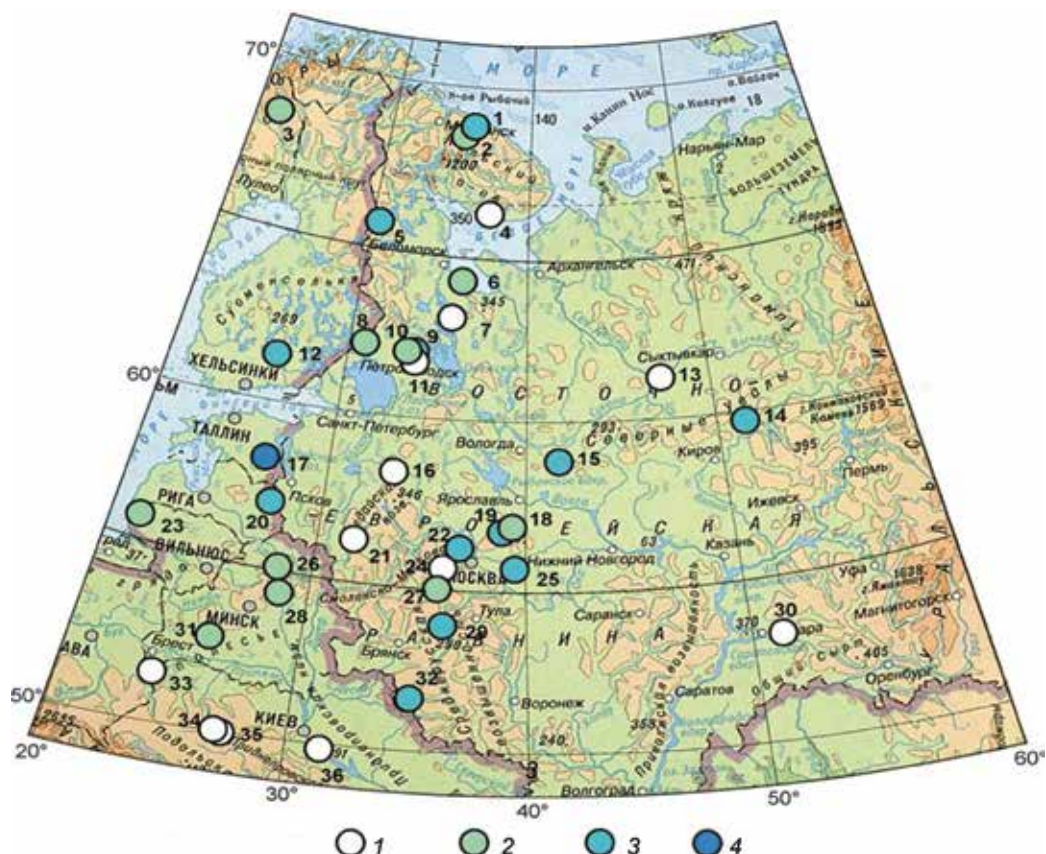


Рис. 3. Степень проявления похолодания 8200 лет назад. Реконструкция по палинологическим данным. Номера точек на карте соответствуют номерам разрезов в табл. 2, представленной в приложении http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html

1 – следы похолодания отсутствуют; 2 – следы похолодания очень слабые или сомнительные; 3 – похолодание выражено слабо; 4 – похолодание хорошо выражено

Fig. 3. The degree of manifestation of the cooling 8200 years ago. Reconstruction based on palynological data.

The numbers of the sites correspond to the numbers of in Table 2 in http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html
1 – cooling is not detected; 2 – little or no cooling; 3 – slight cooling; 4 – significant cooling

в озёрных отложениях Северной Норвегии и Центральной Швеции позволил количественно оценить изменения температуры воздуха в этих районах в голоцене. Похолодание «8.2 ка» чётко выделяется по всем озёрным разрезам; снижение летней температуры оценивается в 1–2 °C [46]. Обобщение количественных оценок, полученных на основе различных эмпирических данных, приведённых в табл. 1 на сайте http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html [31], позволило выполнить пространственную реконструкцию изменения летней температуры воздуха на большей части Северной Европы, включая и Северную Атлантику.

На рис. 4 представлено пространственное распределение снижения летней температуры воздуха и поверхности воды во время холодного

эпизода 8200 л.н. по сравнению с более тёплыми интервалами до и после этого похолодания. Как видно на этом рисунке, максимальное похолодание происходило в Гренландии и на северо-востоке Канады, где понижение температуры, вероятно, составляло 5–6 °C и более. Значительное похолодание, когда температуры поверхности воды снижались на 3–4 °C, было характерно для Северной Атлантики в районе Гренландии и Исландии. На остальной части Северной Атлантики понижение температуры не превышало 1,5–1,0 °C. В Северной Европе наибольшее снижение температур происходило на территории, непосредственно прилегающей к побережью Атлантического океана, и в бассейне Балтийского моря. В этих районах снижение летних температур воздуха составляло более 1,5 °C.



Рис. 4. Понижение температуры воздуха (°C) по сравнению с более тёплым предшествующим периодом во время холодного эпизода 8200 лет назад.

Точками на карте обозначены ключевые разрезы

Fig. 4. Air temperature decrease (°C) during the cold episode about 8200 years ago compared to the previous warmer time. Points show positions of the key sections

Приведённую реконструкцию мы рассматриваем как предварительную. По мере получения новых материалов она будет уточняться, однако уже сейчас можно проследить определённую тенденцию к уменьшению похолодания по мере удаления от Северной Атлантики в глубь материка и по мере продвижения на север (севернее 65–70° с.ш.). Отметим, что в горных областях Центральной Европы имело место более значительное понижение температуры воздуха (до 3,0 °C), о чём свидетельствуют данные, полученные по изотопному анализу спелеотем из горных пещер. Независимые данные по горным территориям подтверждают снижение верхней границы леса не менее чем на 100–150 м и активизацию горного оледенения во время похолодания 8200 л.н. [39, 50, 51].

О возможных механизмах похолодания около 8200 лет назад в Северной Европе

Вопрос о причинах похолодания во время события «8.2 ка» и других холодных эпизодов позднеледниковья и раннего голоцена давно привлекает внимание исследователей [7, 9–11,

52–54]. Климат позднеледниковья и раннего голоцена между 14 тыс. и 8 тыс. л.н. отличался крайней нестабильностью, когда на фоне общего положительного тренда глобальной температуры, обусловленного увеличением поступающей солнечной радиации за счёт изменения элементов земной орбиты, отмечались относительно кратковременные похолодания, которые чередовались с быстрыми потеплениями. Наиболее достоверно эти эпизоды датированы в изотопных кривых, полученных в результате анализа ледяных кернов из Гренландии, морских осадков из Северной Атлантики и пещерных отложений из континентальных районов Центральной Европы. Некоторые исследователи выделяют более десяти эпизодов потеплений и похолоданий с разной продолжительностью и амплитудами между 14 тыс. и 8 тыс. л.н. [4]. Если потепление позднеледниковья – раннего голоцена можно объяснить увеличением поступающей солнечной радиации, то механизм кратковременных следующих одно за другим похолоданий долгое время оставался неясным [55].

Некоторые исследователи пытались объяснить похолодание «8.2 ка» снижением прихода солнечной радиации за счёт изменения

активности Солнца [56], однако, по мнению большинства специалистов, это похолодание и другие холодные эпизоды последних 14 тыс. лет связаны с изменениями циркуляции поверхностных и глубинных вод Северной Атлантики, вызванными поступлением больших объёмов пресной воды в процессе распада континентальных ледниковых щитов. У. Брокер был одним из первых, кто обосновал эту гипотезу, которая в последнее время подтверждается как эмпирическими данными, так и модельными расчётами [10]. Эмпирические данные, полученные в результате анализа глубоководных колонок из Северной Атлантики с высокой степенью временного разрешения и датированные изотопными методами, позволили воссоздать детальную картину распада Лаврентийского ледникового щита и определить время поступления больших объёмов пресной воды в Северную Атлантику в результате спуска приледниковых и ледниковых озёр [52, 53, 57, 58]. П. Кларк с соавторами, развивая гипотезу Брокера, предположили, что опреснение верхнего слоя океана не только нарушает циркуляцию в верхнем его слое, но и препятствует процессу формирования глубинных вод, тем самым влияя на интенсивность и положение самого «атлантического конвейера» [11].

Спуск ледниковых мегаозёр Агассис и Оджибвэй, образовавшихся в результате распада Лаврентийского ледникового щита, датируется временем около $8470 \pm 0,3$ календарных л.н. Во время этого катастрофического события в Северную Атлантику менее чем за 100 лет поступил огромный объём пресной воды (~ 163 тыс. м^3) [53, 57]. Очевидно, что подобное событие должно было серьёзно повлиять не только на процессы в верхнем слое океана, но и на формирование промежуточных и глубинных вод в Северной Атлантике. В результате опреснения верхнего слоя океана замедляется процесс формирования глубинных океанических вод, что, в конечном счёте, приводит к снижению скорости «атлантического конвейера», а возможно, и к его кратковременной остановке. Из эмпирических данных известно, что холодные эпизоды позднеледниковья и раннего голоцена имели разную продолжительность и разную глубину похолодания, что, возможно, определялось количеством пресной воды, по-

ступающей в океан. Данные по морским колонкам из высоких широт Северной Атлантики показали, что в течение позднеледниковья и раннего голоцена зафиксированы по крайней мере пять крупных сбросов пресной воды, которые отмечены резкими изменениями уровня океана не только в Атлантике, но и в других частях Мирового океана [58].

В результате таяния Лаврентийского ледникового щита в Северную Атлантику в течение многих сотен лет поступала пресная вода, приток которой оценивается в пределах $0,3 \pm 0,03 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Этот постоянный приток пресной воды также мог приводить к изменениям термохалинной циркуляции в Северной Атлантике: когда изменения солёности достигали некоторого порогового значения, происходило замедление или даже кратковременный коллапс термохалинной циркуляции. Последствие этих процессов — снижение температуры поверхности воды и воздуха на несколько столетий, которое наиболее отчётливо проявлялось в прилегающих к Северной Атлантике регионах. Результаты моделирования подтверждают, что приток пресной воды в океан может привести к климатическим изменениям в том случае, если его интенсивность будет не менее чем $0,1 \text{ Sv}$ в год в течение нескольких столетий [54].

Заключение

Как показал анализ косвенной палеоклиматической информации, холодные эпизоды раннего голоцена происходили на фоне более высокой по сравнению с современной приходящей солнечной радиации в летнее время за счёт астрономических факторов [55]. Постоянный приток пресной воды в Северную Атлантику в результате таяния материковых ледниковых щитов, в первую очередь Лаврентийского щита, по данным изучения морских колонок составлял в разное время от $0,29$ до $0,19 \text{ Sv}$. В результате распада озёрной мегасистемы Агассис—Оджибвэй в Северную Атлантику на протяжении длительного времени поступали большие объёмы пресной воды; кроме того, дополнительное количество пресной воды поступало в океан в виде относительно кратковременных катастрофических сбросов. В результате опресне-

ния верхнего слоя океана нарушался процесс формирования глубинных океанических вод, происходило ослабление Гольфстрима и замедление термохалинного «атлантического конвейера». Следствие таких изменений — снижение температуры поверхности воды в Северной Атлантике и температуры воздуха в Северной Европе во время нескольких холодных эпизодов раннего голоцена, каждый из которых длился около 200 лет.

Выполненная в данной работе пространственная реконструкция для похолодания около 8200 л.н., позволяющая оценить степень похолодания в северной части Европы (включая и территорию Европейской части России), показала, что наиболее значительное снижение летних температур воздуха отмечалось на севере Атлантики и в материковых районах, непосредственно к ней примыкающих. По мере продвижения в глубь европейского континента степень похолодания уменьшалась, и в восточных районах ЕТР холодный эпизод уже практически не фиксируется в спорово-пыльцевых диаграммах.

В низких и субтропических широтах во время этого похолодания отмечались изменения в муссонной циркуляции и снижение муссонных осадков [12]. В последнее время вопрос о возможных изменениях современного климата при опреснении поверхностных вод Северной Атлантики в результате таяния морских льдов приобрёл особое значение [13]. По данным последнего отчёта МГЭИК, глобальная температура за последние 30–35 лет повысилась на $0,8 \pm 0,2$ °C по сравнению с концом XIX в.; при этом повышение температуры в высоких широтах составило не менее 2,0–2,5 °C [59]. Такое повышение глобальной температуры сравнимо с потеплениями, имевшими место в начале голоцена. На современное повышение глобальной температуры быстрее всего отреагировала криосфера Земли — значительным сокращением площади постоянных морских льдов в Северном Ледовитом океане, таянием горных ледников и сокращением прибрежного оледенения Гренландии [13]. С этими процессами связано поступление дополнительных объёмов пресной воды в Северную Атлантику, которое усиливается возрастающим поступлением пресных речных вод в Северный Ледовитый океан в результате активизации ги-

дрологического цикла, наиболее отчётливо выраженной в высоких широтах [60].

К каким последствиям может привести современное таяние морских льдов, Гренландского щита, поступление пресных речных вод в Северный Ледовитый океан и другие процессы? Как показали палеоклиматические исследования, фактор времени играет решающую роль в формировании отклика климатической системы на изменение внешних факторов. Для глобального отклика климатической системы необходим длительный период (несколько сотен лет) поступления довольно значительных объёмов пресной воды (не менее 0,1 Sv) в океан. Современный приток пресной воды, поступающей в Северную Атлантику и Северный Ледовитый океан, как минимум на порядок меньше. В этом случае можно говорить о возможных региональных изменениях в температурном режиме районов, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике и району Балтийского моря, но никак не о глобальных изменениях. Этот вывод соответствует данным, представленным в одной из последних публикаций С. Рамсторфа и его коллег [61]. По мнению авторов статьи, необходимо обратить особое внимание на возможные региональные изменения климата в сравнительно близком времени, что связано с опреснением поверхностных вод в районе Гренландии в результате сокращения объёмов прибрежных ледников и таяния морского льда в Северном Ледовитом океане. Уже в настоящее время отмечается некоторая тенденция к снижению температуры поверхности воды у восточного побережья Гренландии [61].

Благодарности. Анализ палинологических данных частично выполнен О. Борисовой в рамках плана фундаментальных исследований Института географии РАН по проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозой. История четвертичного периода».

Acknowledgments. An analysis of palynological data was carried out by O. Borisova according to the Basic Research Plan of the Institute of Geography RAS, within the framework of the Problem П-69 «The dynamics and mechanisms of landscape, climate and biosphere changes in the Cenozoic. The history of the Quaternary».

Литература

1. Kobashi T., Severinghaus J.P., Brook E.J., Barnola J.-M., Grachev A.M. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1212–1222.
2. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Anders M., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14–28.
3. Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. The 8.2 ka event from Greenland ice cores // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 70–81.
4. Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A. Evidence for widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1102. doi:10.1029/2007PA001519.
5. Hoek W.Z., Bos J.A.A. Early Holocene climate oscillations – causes and consequences // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1901–1906.
6. Grachev A.M., Severinghaus J.P. A revised $+10 \pm 4^\circ\text{C}$ magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 4. P. 513–519.
7. Borzenkova I.I., Zorita E., Borisova O.K., Kalniņa L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D. Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin // Heidelberg, New York, Dordrecht, London: Springer Verlag, 2015. P. 25–50.
8. 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.
9. Alley R.B., Ágústsdóttir A.M. The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 1123–1149.
10. Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? // *Nature*. 1985. V. 315. P. 21–26.
11. Clark P.U., Marshall S.J., Clarke G.K.C., Hostetler S.W., Licciardi J.M., Teller J.T. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation // *Science*. 2001. V. 293. P. 283–287.

References

1. Kobashi T., Severinghaus J.P., Brook E.J., Barnola J.-M., Grachev A.M. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26: 1212–1222.
2. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Anders M., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 106: 14–28.
3. Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26: 70–81.
4. Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A. Evidence for widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *Paleoceanography*. 2008, 23: PA1102. doi: 10.1029/2007PA001519.
5. Hoek W.Z., Bos J.A.A. Early Holocene climate oscillations – causes and consequences. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26: 1901–1906.
6. Grachev A.M., Severinghaus J.P. A revised $+10 \pm 4^\circ\text{C}$ magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. *Quaternary Science Reviews*. 2005, 4: 513–519.
7. Borzenkova I.I., Zorita E., Borisova O.K., Kalniņa L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D. Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Heidelberg, New York, Dordrecht, London: Springer Verlag, 2015: 25–50.
8. 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 International Conference. V. 1. Petrozavodsk, 2016: 171–177. [In Russian].
9. Alley R.B., Ágústsdóttir A.M. The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*. 2005, 24: 1123–1149.
10. Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*. 1985, 315: 21–26.
11. Clark P.U., Marshall S.J., Clarke G.K.C., Hostetler S.W., Licciardi J.M., Teller J.T. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciations. *Science*. 2001, 293: 283–287.

12. Dixit Y., Hodell D.A., Sinha R., Petrie C.A. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyr B.P. // *Earth Planetary Science Letters*. 2014. V. 391. P. 16–23.
13. Борзенкова И.И. История оледенения арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 221–234. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-221-234
14. Morrill C., Jacobsen R.M. How widespread were climate anomalies 8200 years ago? // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L19701. doi:10.1029/2005GL023536.
15. Morrill C., Anderson D.M., Bauer B.A., Buckner R., Gille E.P., Gross W.S., Hartman M., Shah A. Proxy benchmarks for intercomparison of 8.2 ka simulations // *Climate Past*. 2013. V. 9. P. 423–432.
16. Rohling E.J., Pälike H. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago // *Nature*. 2005. V. 434. P. 975–979.
17. Seppä H., Birks H.J.B., Giesecke T., Hammarlund D., Alenius T., Antonsson K., Bjune A.E., Heikkilä M., MacDonald G.M., Ojala A.E.K., Telford R.J., Veski S. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in Northern Europe // *Climate Past*. 2007. V. 3. P. 165–195.
18. Seppä H., Birks H.J.B. Holocene climate reconstructions from the Fennoscandian tree-line area based on pollen data from Toskaljavri // *Quaternary Research*. 2002. V. 57. P. 191–199.
19. Veski S., Seppä H., Ojala A.E.K. Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe // *Geology*. 2004. V. 32. P. 681–684.
21. Wiersma A.P., Renssen H., Goosse H., Fichefet T. Evaluation of different freshwater forcing scenarios for the 8.2 ka BP event in a coupled climate model // *Climate Dynamics*. 2006. V. 27. P. 831–849.
22. Daley T.J., Thomas E.R., Holmes J.A., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T.C., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Roberts C.N. The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 79. P. 288–302.
23. Boch R., Spötl C., Kramers J. High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 2527–2538.
24. Fohlmeister J., Schröder-Ritzrau A., Scholz D., Spötl C., Riechelmann D.F.C., Mudelsee M., Wackerbarth A., Gerdes A., Riechelmann S., Immenhauser A., Richter D.K., Mangini A. Bunker Cave stalagmites: an archive for central European Holocene climate variability // *Climate Past*. 2012. V. 8. P. 1751–1764.
25. Szeroczyńska K., Zawisza E. Records of the 8200 cal BP cold event reflected in the composition of subfossil Cladocera in the sediments of three lakes in Poland // *Quaternary International*. 2011. V. 233. P. 185–193.
12. Dixit Y., Hodell D.A., Sinha R., Petrie C.A. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyr B.P. // *Earth Planetary Science Letters*. 2014, 391: 16–23.
13. Borzenkova I.I. History of the sea ice in the Arctic basin: lessons from the past for future. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 221–234. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-221-234 [In Russian].
14. Morrill C., Jacobsen R.M. How widespread were climate anomalies 8200 years ago? *Geophys. Research Letters*. 2005, 32: L19701. doi:10.1029/2005GL023536.
15. Morrill C., Anderson D.M., Bauer B.A., Buckner R., Gille E.P., Gross W.S., Hartman M., Shah A. Proxy benchmarks for intercomparison of 8.2 ka simulations. *Climate Past*. 2013, 9: 423–432.
16. Rohling E.J., Pälike H. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*. 2005, 434: 975–979.
17. Seppä H., Birks H.J.B., Giesecke T., Hammarlund D., Alenius T., Antonsson K., Bjune A.E., Heikkilä M., MacDonald G.M., Ojala A.E.K., Telford R.J., Veski S. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in Northern Europe. *Climate Past*. 2007, 3: 165–195.
18. Seppä H., Birks H.J.B. Holocene climate reconstructions from the Fennoscandian tree-line area based on pollen data from Toskaljavri. *Quaternary Research*. 2002, 57: 191–199.
19. Veski S., Seppä H., Ojala A.E.K. Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*. 2004, 32: 681–684.
21. Wiersma A.P., Renssen H., Goosse H., Fichefet T. Evaluation of different freshwater forcing scenarios for the 8.2 ka BP event in a coupled climate model. *Climate Dynamics*. 2006, 27: 831–849.
22. Daley T.J., Thomas E.R., Holmes J.A., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T.C., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Roberts C.N. The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global and Planetary Change*. 2011, 79: 288–302.
23. Boch R., Spötl C., Kramers J. High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria. *Quaternary Science Reviews*. 2009, 28: 2527–2538.
24. Fohlmeister J., Schröder-Ritzrau A., Scholz D., Spötl C., Riechelmann D.F.C., Mudelsee M., Wackerbarth A., Gerdes A., Riechelmann S., Immenhauser A., Richter D.K., Mangini A. Bunker Cave stalagmites: an archive for central European Holocene climate variability. *Climate Past*. 2012, 8: 1751–1764.
25. Szeroczyńska K., Zawisza E. Records of the 8200 cal BP cold event reflected in the composition of subfossil Cladocera in the sediments of three lakes in Poland. *Quaternary International*. 2011, 233: 185–193.
26. Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielpol D.L., Dulski P., Hüls M., Milecka K., Namiotko T,

26. *Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielpol D.L., Dulski P., Hüls M., Milecka K., Namietko T., Plessen B., von Grafenstein U., and DECLAKES participants.* Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland // *Boreas*. 2011. V. 40. P. 57–72.
27. *Dolven J.K., Cortese G., Björklund K.R.* A high-resolution radiolarian-derived paleotemperature record for the Late Pleistocene-Holocene in the Norwegian Sea // *Paleoceanography*. 2002. V. 17. № 4. P. 1072. doi:10.1029/2002PA000780.
28. *Ellison C.R.W., Chapman M.R., Hall I.R.* Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago // *Science*. 2006. V. 312. № 5782. P. 1929–1932.
29. *Jennings A., Andrews J., Pearce C., Wilson L., Ólfasdóttir S.* Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7 ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 107. P. 62–80.
30. *Moros M., Emeis K., Risebrobakken B., Snowball I., Kuijpers A., McManus J., Jansen E.* Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: Climate influences on northern Europe and Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 2113–2126.
31. http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html
32. *Leuenberger M.C., Lang C., Schwander J.* Delta ^{15}N measurements as a calibration tool for the paleothermometer and gas-ice age differences: a case study for the 8200 BP event on GRIP ice // *Journ. of Geophys. Research*. 1999. V. 1 (D18). P. 22,163–22,170.
33. *Monnin E., Steig E.J., Siegenthaler U., Kawamura K., Schwander J., Stauffer B., Stocker T.F., Morse D.L., Barnola J.-M., Bellier B., Raynaud D., Fischer H.* Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO_2 in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores // *Earth Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. P. 45–54.
34. *Ahn J., Brook E.J., Buizert C.* Response of atmospheric CO_2 to abrupt cooling event 8200 years ago // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 604–609.
35. *Holmes J.A., Tindall J., Roberts N., Marshall W., Marshall J.D., Bingham A., Feaser I., O'Connell M., Atkinson T., Jourdan A.-L., March A., Fisher E.H.* Lake isotope records of the 8200-year cooling event in western Ireland: Comparison with model simulations // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 131. P. 341–349.
36. *von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Jouzel J., Johnsen S.J.* The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland // *Climate Dynamics*. 1998. V. 14. P. 73–81.
37. *Giraudeau J., Jennings A.E., Andrews J.T.* Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal. years: a view from the North Iceland shelf. *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 2127–2139.
- Plessen B., von Grafenstein U., and DECLAKES participants.* Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland. *Boreas*. 2011, 40: 57–72.
27. *Dolven J.K., Cortese G., Björklund K.R.* A high-resolution radiolarian-derived paleotemperature record for the Late Pleistocene-Holocene in the Norwegian Sea. *Paleoceanography*. 2002, 17 (4): 1072. doi: 10.1029/2002PA000780.
28. *Ellison C.R.W., Chapman M.R., Hall I.R.* Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science*. 2006, 312 (5782): 1929–1932.
29. *Jennings A., Andrews J., Pearce C., Wilson L., Ólfasdóttir S.* Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7 ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre. *Quaternary Science Reviews*. 2015, 107: 62–80.
30. *Moros M., Emeis K., Risebrobakken B., Snowball I., Kuijpers A., McManus J., Jansen E.* Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: Climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 2113–2126.
31. http://www.fluvial-systems.net/Borzenkova_et_al_supplement.html
32. *Leuenberger M.C., Lang C., Schwander J.* Delta ^{15}N measurements as a calibration tool for the paleothermometer and gas-ice age differences: a case study for the 8200 BP event on GRIP ice. *Journ. of Geophys. Research*. 1999, 1 (D18): 22,163–22,170.
33. *Monnin E., Steig E.J., Siegenthaler U., Kawamura K., Schwander J., Stauffer B., Stocker T.F., Morse D.L., Barnola J.-M., Bellier B., Raynaud D., Fischer H.* Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO_2 in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. *Earth Planetary Science Letters*. 2004, 224: 45–54.
34. *Ahn J., Brook E.J., Buizert C.* Response of atmospheric CO_2 to abrupt cooling event 8200 years ago. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 604–609.
35. *Holmes J.A., Tindall J., Roberts N., Marshall W., Marshall J.D., Bingham A., Feaser I., O'Connell M., Atkinson T., Jourdan A.-L., March A., Fisher E.H.* Lake isotope records of the 8200-year cooling event in western Ireland: Comparison with model simulations. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 131: 341–349.
36. *von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Jouzel J., Johnsen S.J.* The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*. 1998, 14: 73–81.
37. *Giraudeau J., Jennings A.E., Andrews J.T.* Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal. years: a view from the North Iceland shelf. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 2127–2139.

- years: a view from the North Iceland shelf // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 2127–2139.
38. *Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J.* The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. P. 1701–1716.
 39. *Tinner W., Lotter A.F.* Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka // *Geology*. 2001. V. 29. P. 551–554.
 40. *Antonsson K., Seppä H.* Holocene temperatures in Bohuslän, southwest Sweden: a quantitative reconstruction from fossil pollen data // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 400–410.
 41. *Heikkilä M., Seppä H.* A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. P. 541–554.
 42. *Heikkilä M., Seppä H.* Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison // *Boreas*. 2010. V. 39. № 4. P. 705–719.
 43. *Ojala A.E.K., Heinsalu A., Kauppila T., Alenius T., Saaristo M.* Characterizing changes in the sedimentary environment of a varved lake sediment record in southern central Finland around 8000 cal. yr BP // *Journ. of Quaternary Science*. 2008. V. 23 (8). P. 765–775.
 44. *Seppä H., Poska A.* Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns // *Quaternary Research*. 2004. V. 61. P. 22–31.
 45. *Stančikaitė M., Kisieliene D., Moe D., Vaikutienė G.* Lateglacial and early Holocene environmental changes in northeastern Lithuania // *Quaternary International*. 2009. V. 207. P. 80–92.
 46. *Velle G., Brooks S.J., Birks H.J.B., Willassen E.* Chironomids as a tool for inferring Holocene climate: an assessment based on six sites in southern Scandinavia // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 1429–1462.
 47. *Šeirienė V., Stančikaitė M., Kisieliene D., Šinkūnas P.* Lateglacial environment inferred from palaeobotanical and ^{14}C data of sediment sequence from Lake Kašučiai, West Lithuania // *Baltica*. 2006. V. 19. № 2. P. 80–90.
 48. *Snowball I., Muscheler R., Zillén L., Sandgren P., Stanton T., Ljung K.* Radiocarbon wiggle matching of Swedish lake varves reveals asynchronous climate changes around the 8.2 kyr cold event // *Boreas*. 2010. V. 39. P. 720–733.
 49. *Novenko E.Yu., Tsyganov A.N., Volkova E.M., Babeshko K.V., Lavrentiev N.V., Payne R.J., Mazei Yu.A.* The Holocene paleoenvironmental history of central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil, and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region // *Quaternary Research*. 2015. V. 83. № 3. P. 459–468.
 50. *Nesje A., Dahl S.O.* The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journ. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 155–166.
 51. *Bjune A.E., Birks H.J.B., Seppä H.* Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic

51. Bjune A.E., Birks H.J.B., Seppä H. Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils from lakes situated at or near the present tree-line // *Boreas*. 2004. V. 33. P. 211–223.
52. Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes // *Nature*. 1999. V. 400. P. 344–348.
53. Clarke G. K. C., Leverington D.W., Teller J.T., Dyke A.S. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 389–407.
54. Stouffer R.J., Gregory J.M., Dixon K.W., Spelman M.J., Hurlin W., Weaver A.J., Eby M., Flato G.M., Hasumi H., Hu A., Jungclaus J.H., Kamenkovich I.V., Levermann A., Montoya M., Murakami S., Nawrath S., Oka A., Peltier W.R., Robitaille D.Y., Sokolov A., Vettoretti G., Weber S.L. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes // *Journ. of Climate*. 2006. V. 19. P. 1365–1387.
55. Herold N., Yin Q.Z., Karami M.P., Berger A. Modeling the climatic diversity of the warm interglacials // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 56. P. 126–141.
56. Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1927–1950.
57. Hoffman J.S., Carlson A.E., Winsor K., Klinkhammer G.P., LeGrande A.N., Andrews J.T., Strasser J.C. Linking the 8.2 ka event and its freshwater forcing in the Labrador Sea // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. P. L18703. doi:10.1029/2012GL053047.
58. Li Y.-X., Tornqvist T.E., Nevitt J.M., Kohl B. Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200 years ago // *Earth Planetary Science Letters*. 2012. V. 315–316. P. 41–50.
59. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014. 1535 p.
60. Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Шикломанов А.И., Голованов О.Ф. Новые данные о стоке крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан // *Полярная криосфера и воды суши*. Москва – Санкт-Петербург: Paulsen, ААНИИ, 2011. С. 263–287.
61. Rahmstorf S., Box J., Feulner G., Mann M., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature Climate Change*. 2015. V. 5. P. 475–480.
- transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils from lakes situated at or near the present tree-line. *Boreas*. 2004, 33: 211–223.
52. Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*. 1999, 400: 344–348.
53. Clarke G.K.C., Leverington D.W., Teller J.T., Dyke A.S. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 389–407.
54. Stouffer R.J., Gregory J.M., Dixon K.W., Spelman M.J., Hurlin W., Weaver A.J., Eby M., Flato G.M., Hasumi H., Hu A., Jungclaus J.H., Kamenkovich I.V., Levermann A., Montoya M., Murakami S., Nawrath S., Oka A., Peltier W.R., Robitaille D.Y., Sokolov A., Vettoretti G., Weber S.L. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journ. of Climate*. 2006, 19: 1365–1387.
55. Herold N., Yin Q.Z., Karami M.P., Berger A. Modeling the climatic diversity of the warm interglacials. *Quaternary Science Reviews*. 2012, 56: 126–141.
56. Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *Quaternary Science Reviews*. 2007, 26: 1927–1950.
57. Hoffman J.S., Carlson A.E., Winsor K., Klinkhammer G.P., LeGrande A.N., Andrews J.T., Strasser J.C. Linking the 8.2 ka event and its freshwater forcing in the Labrador Sea. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: L18703. doi: 10.1029/2012GL053047.
58. Li Y.-X., Tornqvist T.E., Nevitt J.M., Kohl B. Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200 years ago. *Earth Planetary Science Letters*. 2012, 315–316: 41–50.
59. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2014: 1535 p.
60. Shiklomanov I.A., Georgiyevskiy V.Yu., Shiklomanov A.I. New data about the discharge of the largest rivers contributing into the Arctic Ocean. *Polarnaya Kriosfera i vody суши*. Polar Cryosphere and Continental Waters. Moscow – Sankt-Petersburg. Paulsen Editions: AARI, 2011: 263–287. [In Russian].
61. Rahmstorf S., Box J., Feulner G., Mann M., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*. 2015, 5: 475–480.

Экспресс-информация

УДК 551.32

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-133-141

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.)

© 2017 г. В.Я. Липенков^{1*}, А.А. Екайкин^{1,2}, И.А. Алехина¹, Ю.А. Шibaев¹, А.В. Козачек¹, Д.О. Владимирова¹, Н.И. Васильев³, А.В. Преображенская¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

*lipenkov@aari.ru

Evolution of climate, glaciation and subglacial environments of Antarctica from the deep ice core and Lake Vostok water sample studies (Key results of implementation of the Russian Science Foundation project, 2014–2016)

V.Ya. Lipenkov^{1*}, A.A. Ekaykin^{1,2}, I.A. Alekhina¹, Yu.A. Shibaev¹, A.V. Kozachek¹, D.O. Vladimirova¹, N.I. Vasilev³, A.V. Preobrazhenskaya¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

*lipenkov@aari.ru

Received August 21, 2016

Accepted November 14, 2016

Keywords: *development, environment, geochemical methods, ice cores, paleoclimate, research laboratory, Russian Science Foundation.*

Summary

Work on the project focused on the following five areas: 1) field works in Antarctica at Vostok and Concordia stations; 2) experimental and theoretical studies in the field of ice core and paleoclimate research; 3) experimental and theoretical works related to the exploration of subglacial Lake Vostok; 4) development of technology and drilling equipment for deep ice coring and exploration of subglacial lakes; 5) upgrading the analytical instrumentation in the Climate and Environmental Research Laboratory (CERL) of the Arctic and Antarctic Research Institute. The main achievements in the field of ice core and paleoclimate research include 1) further elaboration of a new method of ice core dating, which is based on the link between air content of ice and local insolation, 2) investigation of the possible applications of the ¹⁷O-excess measurements in ice core to the paleoclimate research, 3) a better understanding of the mechanisms of the formation of relief-related variations in the isotopic content of an ice core drilled in the area of Antarctic megadunes, and 4) obtaining the first reliable data set on the variations of the ¹⁷O-excess in the Vostok core corresponding to marine isotope stage 11. As part of our studies of subglacial Lake Vostok, we have obtained a large body of new experimental data from the new ice core recovered from the 5G-3 borehole to the surface of the subglacial lake. Stacked profiles of isotopic composition, gas content and the size and orientation of the ice crystals in the lake ice have been composed from the data of three replicate cores from boreholes 5G-1, 5G-2 and 5G-3. The study reveals that the concentration of gases in the lake water beneath Vostok is unexpectedly low. A clear signature of the melt water in the surface layer of the lake, which is subject to refreezing on the icy ceiling of Lake Vostok, has been discerned in the three different properties of the accreted ice (the ice texture, the isotopic and gas content of the ice). These sets of data indicate in concert that poor mixing of the melt (and hydrothermal) water with the resident lake water and pronounced spatial and/or temporal variability of local hydrological conditions are likely to be the characteristics of the southern end of the lake. A considerable part of the funding allocated by the RSF to this project was used for upgrading the analytical instrumentation for ice core studies in the CERL of AARI. Using this grant, we purchased and started working with the Picarro L-2140i, a new-generation laser mass analyzer, and set the upgraded mass spectrometer Delta V Plus into operation. The new equipment was used to carry out research planned as part of the project, including the setting up and carrying out of new measurements of ¹⁷O in ice cores.

*Поступила 21 августа 2016 г.**Принята к печати 14 ноября 2016 г.*

Ключевые слова: *геохимические методы, ледяные керны, научно-исследовательская лаборатория, окружающая среда, палеоклимат, развитие, Российский научный фонд.*

Изложены основные результаты работ, выполненных Лабораторией изменений климата и окружающей среды ААНИИ по проекту Российского научного фонда в 2014–2016 гг. Показано, что поддержка фонда способствовала получению научных результатов международного уровня в двух приоритетных направлениях антарктических исследований – реконструкции палеоклимата по ледяным кернам и изучении подледниковой среды Антарктиды.

Введение

В 2014 г. Лаборатория изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ Росгидромета получила грант Российского научного фонда (РНФ) по конкурсу «Проведение фундаментальных и поисковых научных исследований коллективами существующих научных лабораторий». Работы по проекту 14-27-00030 «Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток» были запланированы и проводились по пяти основным направлениям [1]: 1) развитие аналитической базы исследований в ЛИКОС ААНИИ; 2) планирование и осуществление полевых работ в Антарктиде на внутриконтинентальных станциях Восток и Конкордия; 3) лабораторные и теоретические исследования в области изучения ледяных кернов и палеоклимата; 4) экспериментальные и теоретические исследования, связанные с изучением подледникового озера Восток; 5) совершенствование технологии и технических средств глубокого бурения льда, вскрытия и исследования подледниковых водоёмов. Последний пункт программы проекта выполнялся в сотрудничестве с Санкт-Петербургским горным университетом. В этой статье мы даём обзор наиболее значимых результатов выполнения проекта, полученных в 2014–2016 гг.

Развитие аналитической базы исследований

Значительная часть гранта использована для дальнейшего развития приборной базы ЛИКОС. Основной масс-спектрометр лаборатории Delta V Plus был доукомплектован системой двойного напуска, периферийным оборудованием GasBench II и системой ввода проб Multiport. Выполненная модернизация позволи-

ла расширить возможности масс-спектрометра при проведении таких наиболее востребованных анализов ледяных кернов, как измерения δD , $\delta^{18}O$, ^{17}O -excess в пробах воды, а также O_2/N_2 и $\delta^{18}O$ в атмосферном воздухе, экстрагированном из льда. Закуплен и введён в эксплуатацию лазерный масс-анализатор нового поколения Picarro L-2140i, который стал первым в России прибором, работающим по технологии WS-CRDS с возможностью измерения изотопа ^{17}O (рис. 1). Сотрудниками лаборатории разработана и стала применяться для выполнения задач проекта методика измерения ^{17}O -excess, позволяющая определять значение этого параметра в исследуемом образце с погрешностью 5–6 ppm. На средства гранта в ЛИКОС создаются универсальная установка STAN-2, предназначенная для экстракции атмосферного воздуха из льда с целью измерения его общего содержания и последующего масс-спектрометрического исследования, а также автоматизированная линия подготовки проб воды для измерений ^{17}O -excess на масс-спектрометре Delta V Plus с производительностью до десяти образцов в сутки и точностью до 2 ppm.

Расширение приборной базы лаборатории и возросший опыт её персонала способствовали не только успешному выполнению научных задач проекта, но и росту авторитета ЛИКОС ААНИИ в области исследований стабильных изотопов воды в нашей стране и за рубежом. ЛИКОС регулярно участвует в международных межлабораторных калибровках изотопного оборудования (International Water Isotope Inter-Comparison Test – WICO), проводимых Лабораторией изотопной гидрологии Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ). Оценка качества изотопных измерений, проводимых в ЛИКОС, по результатам проверки в 2016 г. составила 12 баллов из 12 возможных. С 2015 г. лаборатория проводит ежегодный ра-



Рис. 1. Приборное оснащение ЛИКОС ААНИИ обеспечивает отличное качество и высокую производительность изотопных исследований, позволяет анализировать до 170 образцов в день на содержание дейтерия и ^{18}O и до двух образцов в день, если необходимо дополнительно измерить концентрацию ^{17}O

Fig. 1. Instruments available at CERL AARI allow high-precision measurements of up to 170 samples per day for deuterium and ^{18}O content to be made, and up to 2 samples per day if ^{17}O content also has to be measured

бочий семинар ЛИКОС «Применение лазерных анализаторов изотопного состава в науках о Земле», на котором встречаются и обмениваются опытом десятки специалистов из различных российских научно-исследовательских университетов и представители ведущих компаний-изготовителей изотопного оборудования — Thermo, LosGatos и Picarro.

Полевые работы

Полевые работы по программе проекта вели на двух антарктических станциях — российской станции Восток и франко-итальянской станции Конкордия. На ст. Восток выполнялся мониторинг состояния буровой скважины до, во время и после повторного вскрытия оз. Восток. Полученные геофизические и гляциологические данные использовались для совершенствования технологии вскрытия подледникового водоёма и разработки технических решений для прямых исследований водной толщи озера через существующую скважину. Параллельно с бурением выполнялись непрерывные петроструктурные исследования вновь полученного ледяного керна и отбор образцов льда для запланирован-

ных изотопных, газовых, химических и биологических анализов в ЛИКОС ААНИИ. С целью изучения механизма формирования климатических и рельефообусловленных сигналов в изотопном составе ледяных кернов разработана и реализована специальная программа гляциологических исследований в районе антарктических мегадюн, расположенных в 30 км к востоку от ст. Восток. Она предусматривала изучение пространственной изменчивости накопления и изотопного состава поверхностного снега по профилю, заложенному вкрест простирания мегадюн, а также бурение 20-метровой скважины с отбором и исследованием снежного керна.

В задачу гляциологических работ на ст. Конкордия входили: мониторинговые наблюдения за скоростью накопления и изотопным составом снега; проведение полевых экспериментов по изучению постдепозиционных изменений изотопного состава снежной толщи; стратиграфические и изотопные исследования в шурфе глубиной 6 м. Цель этих работ — сравнение вклада рельефообусловленных и климатических сигналов в профиле изотопного состава снежной толщи в районах антарктических станций Восток и Конкордия. Экспедиционные затраты, связанные с работой участников проекта на ан-

тарктических станциях, финансировались по статье операционных расходов Российской антарктической экспедиции и по линии международного сотрудничества в рамках российско-французской Международной ассоциированной лаборатории «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде», в состав которой входит ЛИКОС ААНИИ.

Изучение ледяных кернов и палеоклимата

По данным о газосодержании ледяных кернов, полученных на антарктических станциях Восток, Конкордия и Купол Фуджи, оценён вклад различных составляющих в общую изменчивость газосодержания рекристаллизационного льда. Установлено, что высотный сигнал в рядах газосодержания составляет не более 3%, температурный — от 8 до 10%, инсоляционный — не менее 55%, а на долю стратиграфической составляющей и экспериментальных погрешностей приходится в сумме от 22 до 34% общей изменчивости этой характеристики керна. Таким образом, газосодержание рекристаллизационного льда — надёжный индикатор изменения местной инсоляции, и его можно использовать для построения орбитальных шкал возраста ледяных кернов. Разработан алгоритм построения таких шкал и исследована их погрешность [2]. Показано, что стандартная ошибка возраста льда, определённого путём совмещения предварительно датированных рядов газосодержания льда с рассчитанными по уравнениям небесной механики рядами местной инсоляции, не превышает $\pm 2,0$ тыс. лет, т.е. близка к случайной погрешности оптимизированной временной шкалы AICC2012, разработанной ранее для пяти пунктов глубокого бурения в Антарктиде и Гренландии [3].

Впервые в мировой практике выполнены измерения ^{17}O -excess в интервале глубокого керна ст. Восток, соответствующем морской изотопной стадии МИС-11 (около 400 тыс. л.н.). Показано, что изменения ^{17}O -excess происходили синхронно с изменениями изотопного состава льда. Более того, временной ход ^{17}O -excess в МИС-11 практически идентичен временному ходу этой характеристики льда в МИС-1 (голоцен). Новые данные помогут реконструировать историю кли-

мата в эпоху МИС-11 и лучше понять механизм перехода от оледенения к межледниковью.

Изучение пространственной изменчивости скорости накопления и изотопного состава снега в районе антарктических мегадюн позволило лучше понять механизм формирования неклиматических рельефообусловленных вариаций во временных рядах характеристик ледяных кернов [4]. Исследования показали, что значительная пространственная изменчивость изотопного состава поверхностного снега, характерная для этого района Антарктиды, связана с разной интенсивностью постдепозиционных процессов, меняющих первоначальный изотопный состав снега в различных частях снежных дюн. Данные о пространственной изменчивости характеристик снега, скорости перемещения дюн и климатических вариациях изотопного состава снега в этом районе [5] использованы для моделирования вертикального профиля изотопного состава снежной толщи (рис. 2). Одновременно, по керну пробуренной здесь скважины, впервые были получены экспериментальные данные о стратиграфии, возрасте и изотопном составе снежно-фирновых отложений в районе мегадюн до глубины 20 м. Достаточно хорошее совпадение модельного и экспериментального изотопных профилей, которое можно наблюдать на рис. 2, г, свидетельствует о правильности представлений о механизме формирования изотопного профиля снежной толщи, которые были заложены в модель.

Исследования подледникового озера Восток

В ходе выполнения проекта детально проанализирован опыт первого вскрытия оз. Восток 6 февраля 2012 г. [6]. Разработаны рекомендации, благодаря которым удалось успешно контролировать движение озёрной воды и буровой жидкости (смесь керосина и фреона) в скважине во время повторного вскрытия озера, выполненного 25 января 2015 г. В этот раз озёрная вода поднялась в скважине на близкую к расчётной высоту 61 м от поверхности озера, а подъём заливной жидкости был остановлен на расстоянии 45 м от устья скважины. Вместе с тем, как и в первом случае (6 февраля 2012 г.), повторное бурение скважины показало, что в зоне перемешивания буровой жидкости и озёрной воды об-

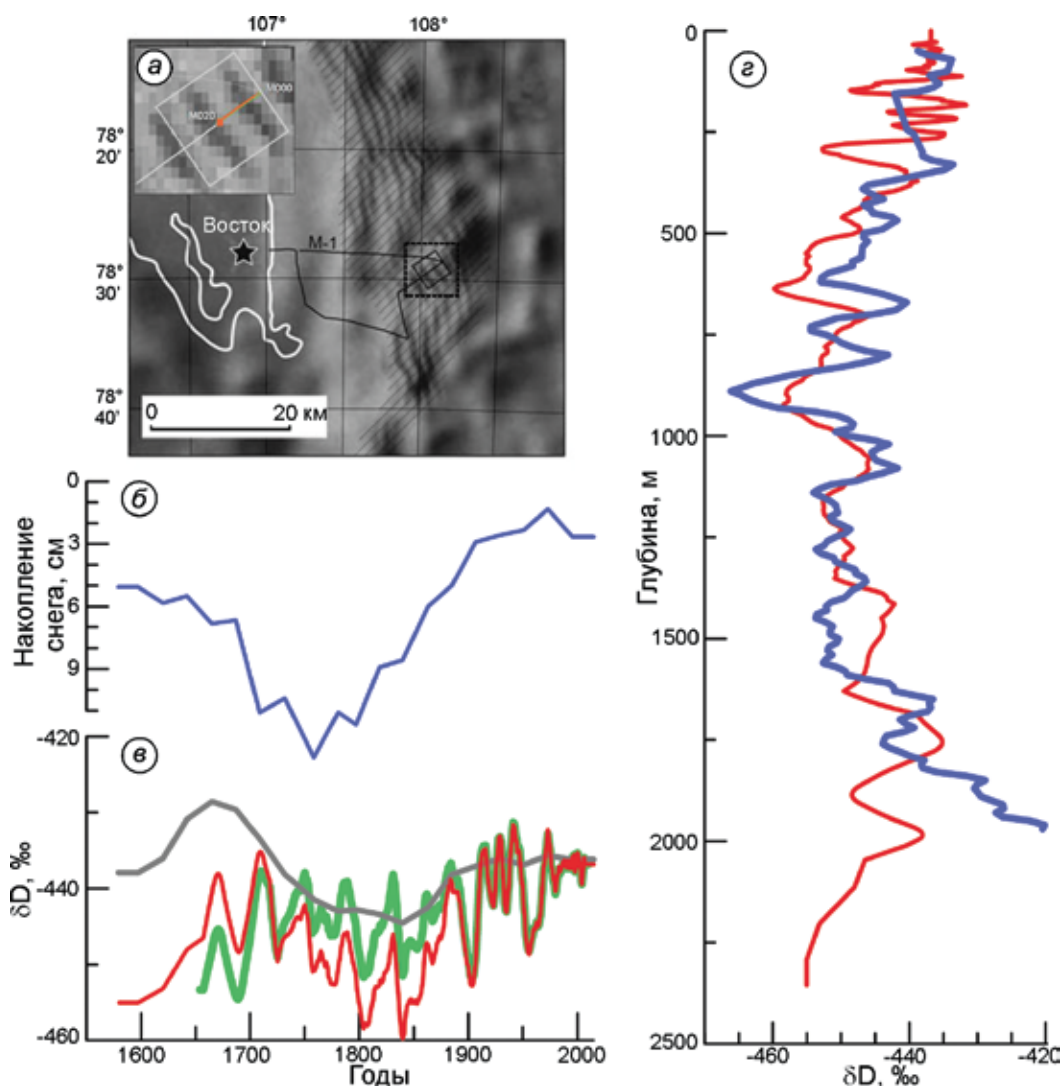


Рис. 2. Моделирование вертикального профиля изотопного состава снежно-фирновых отложений в районе антарктических мегадюн [4]:

a – район антарктических мегадюн (30 км к востоку от ст. Восток), в котором проводились маршрутные гляциологические исследования и бурение 20-метровой скважины с отбором керна; *б* – расчётное изменение аккумуляции в пункте бурения в результате миграции мегадюн; *в* – расчётное изменение изотопного состава снега в пункте бурения в результате миграции мегадюн (бежевая линия), климатическая изменчивость изотопного состава снега в этом районе (зелёная линия) [5] и сумма климатического и рельефообусловленного изотопных сигналов в пункте бурения (красная линия); *г* – смоделированные (красная линия) и измеренные по керну (синяя линия) вертикальные профили изотопного состава снежно-фирновой толщи

Fig. 2. Modeling the isotope profile at a drilling site located in the area of Antarctic megadunes [4]:

a – the area of Antarctic megadunes 30 km east of Vostok Station where the glaciological investigations and the 20-meter deep drilling were carried out; *б* – calculated changes in snow accumulation induced by the movement of megadunes across the drilling site; *в* – calculated changes in the isotopic composition of snow induced by the movement of megadunes across the drilling site (beige), climatic variability of the snow isotopic composition in the Vostok region (green) [5], and a time series of the total (climatic and megadune-related) variability of the isotope composition of snow at the drilling site (red); *г* – simulated (red) and measured along the 20-m core (blue) vertical profiles of the firn isotopic composition

разуется твёрдое вещество белого цвета, которое после второго вскрытия озера полностью заполнило объём скважины 5Г-3 в интервале глубин 3697,57–3708,12 м (рис. 3).

Исследование образцов этого материала, выполненного методом рентгенофазового анализа в Институте неорганической химии СО РАН (г. Новосибирск), и полученные в полевых усло-

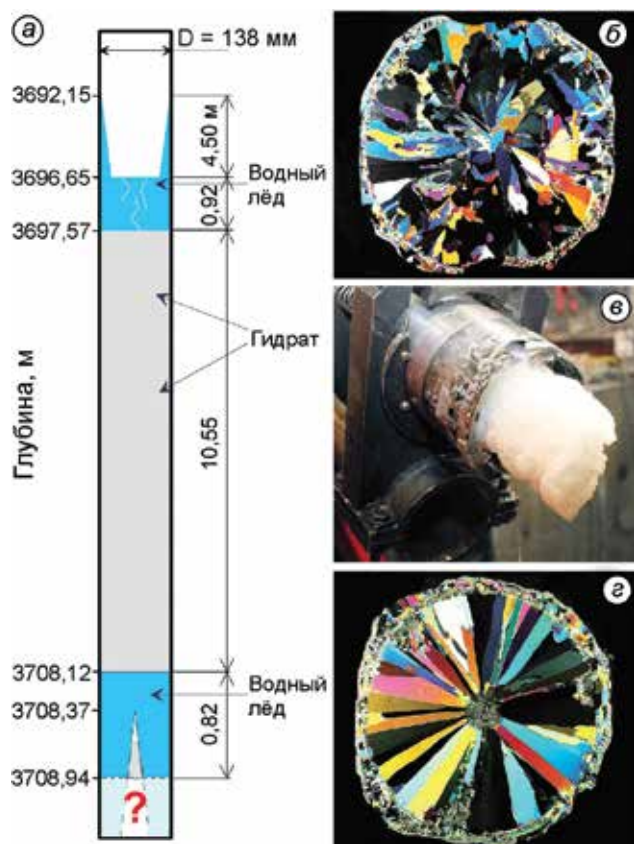


Рис. 3. Гидратная пробка, образовавшаяся в скв. 5Г-3 после второго вскрытия подледникового оз. Восток в январе 2015 г.:

a – положение конжеляционного (водного) льда и гидратного материала в скв. 5Г-3, установленное в результате исследования керна, полученного при повторном бурении скважины; *б* – структура конжеляционного льда над 10-метровой гидратной пробкой (глубина 3697,0 м); *в* – гидратный материал в колонковой трубе бурового снаряда; *г* – структура конжеляционного льда под гидратной пробкой (глубина 3708,5 м)

Fig. 3. A hydrate plug formed in borehole 5G-3 after the second unsealing of subglacial Lake Vostok in January 2015: *a* – the location of the water ice and hydrate matter in borehole 5G-3, as established by studying the core obtained in the course of the borehole redrilling; *б* – the texture of the water ice under a 10-m thick hydrate plug (depth 3697.0 m); *в* – hydrate matter in the ice core barrel of the drill; *г* – the texture of the water ice beneath the hydrate plug (depth 3708.5 m)

виях данные позволили надёжно установить, что он содержит 20–40% клатратного гидрата фреона HCFC-141b, 37–39% керосина и лёд Ih [7]. Гидратная пробка образуется практически мгновенно в зоне контакта буровой жидкости и озёрной воды и, следовательно, может препятствовать отбору проб воды и проведению исследований водной толщи озера. Химический анализ кернов за-

мёрзшей озёрной воды, поднятых из скважины 5Г-1 после первого вскрытия озера, показал, что измеренные концентрации основных ионов достаточно хорошо совпадают с теоретическими значениями, рассчитанными по данным о химическом составе озёрного льда. Вместе с тем общее содержание органических компонентов в замёрзшей озёрной воде достигает 16 мг/л, что свидетельствует о значительном загрязнении изученных образцов буровой жидкостью [8].

В ходе выполнения проекта завершены петроструктурные, газовые и изотопные исследования трёх параллельных кернов озёрного льда, поднятых на станции Восток из скважин 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3 [9, 10]. Анализ полученных данных (рис. 4) с помощью усовершенствованных газовой и изотопной моделей озера позволил уточнить особенности гидрологического режима подледникового водоёма и механизм нарастания озёрного льда на нижнюю поверхность ледника. Установлено, что *озёрный лёд 2*, залегающий глубже 3619 м, формировался путём медленного ортотропного роста ледяных кристаллов в условиях газового и изотопного равновесия с озёрной водой, без заметного участия кристаллов внутриводного льда. Данные о структуре, газосодержании и изотопном составе кернов озёрного льда однозначно и независимо друг от друга показывают, что нарастание льда происходило при существенном вкладе талой воды, поступающей к месту конжеляционного льдообразования из северных участков озера. Все три набора данных указывают на недостаточно интенсивное перемешивание талых и гидротермальных вод с резидентной водой озера и на значительную пространственную и временную (за последние 40 тыс. лет) изменчивость характеристик местного гидрологического режима в южной части озера. Интерпретация результатов измерения газосодержания озёрного льда приводит к выводу, что концентрация атмосферных газов в поверхностном слое воды под ст. Восток значительно меньше теоретически предсказанной предельной концентрации ($1,7\text{--}2,1 \text{ см}^3 \text{ N}_2 \text{ г}^{-1}$, $0,5\text{--}0,7 \text{ см}^3 \text{ O}_2 \text{ г}^{-1}$), соответствующей стационарному газовому режиму озера и равновесию растворённых в воде газов с гидратом воздуха [10]. Таким образом, поверхностный слой озера существенно отличается по своим свойствам от резидентной воды озера и

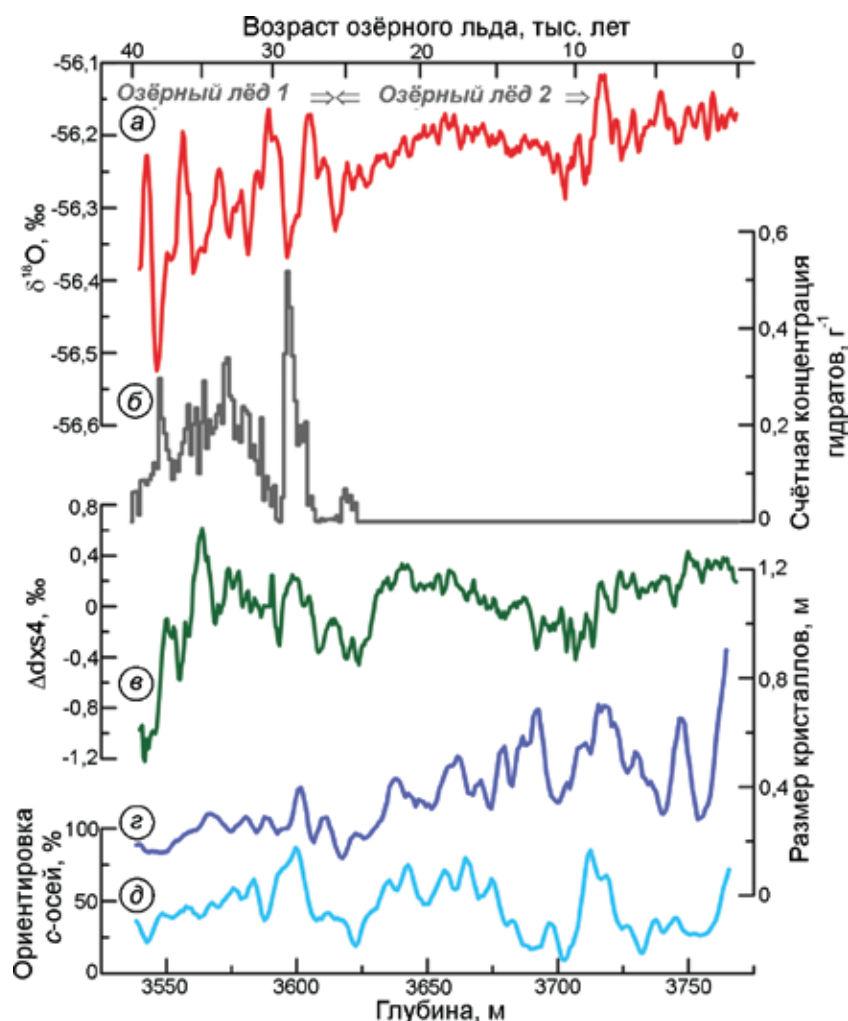


Рис. 4. Изотопные и структурные характеристики конгляционного льда оз. Восток [10]:

a – сводный изотопный ($\delta^{18}\text{O}$) профиль, полученный в результате объединения результатов изотопных исследований параллельных кернов из скв. 5Г-1 и 5Г-2; *b* – счётная концентрация включений газовых гидратов (равна концентрации водных карманов); *c* – изменение по глубине параметра *dxs4*, отражающее изменение изотопного состава озёрной воды (показано в виде отклонения от среднего значения); *d* – размер кристаллов озёрного льда; *e* – доля кристаллов с углом наклона *c*-оси к плоскости нормальной оси керна в пределах $0-30^\circ$

Fig. 4. Isotopic and physical properties of accreted (lake) ice at Vostok [10]:

a – the $\delta^{18}\text{O}$ stack profile obtained by a combination of measurements performed on the 5G-1 and 5G-2 ice cores; *b* – the number concentration of water pockets (assumed equal to the concentration of gas hydrates); *c* – parameter *dxs4* (a proxy for isotopic composition of lake water) is shown as deviation from its mean value; *d* – the size of the ice crystals; *e* – the fraction of the crystals with a dip angle of their *c*-axes of $0-30^\circ$

не даёт правильного представления о реальных характеристиках подледникового водоёма.

Буровые технологии

С учётом опыта двух вскрытий озера Восток усовершенствована технология проведения прямых исследований этого подледникового водоёма через существующую скважину на ст. Вос-

ток. Она предполагает значительное расширение нижнего 10-метрового участка скважины специальным механическим снарядом с целью уменьшения амплитуды колебаний уровня воды при спуско-подъёмных операциях и устранения условий, способствующих образованию гидратной пробки. Уточнены последовательность и содержание технологических операций, предшествующих проникновению в озеро и началу его исследований. Усовершенствована конструкция

и определены основные параметры доставочного устройства, которое будет использоваться для спуска к поверхности озера предварительно стерилизованных пробоотборных и измерительных модулей [11]. Разработан эскизный проект бурового снаряда, предназначенного для образования рабочего участка скважины на границе с поверхностью оз. Восток с целью обеспечения заданных условий вскрытия и последующих прямых исследований водной толщи озера. В настоящий момент этот снаряд изготовлен и подготовлен для испытания в глубокой скважине на ст. Восток, которое будет проведено в сезонный период 62-й Российской антарктической экспедиции.

За два с небольшим года работы по гранту РНФ участники проекта опубликовали и подготовили к публикации в общей сложности 20 на-

учных работ, из них 10 — в изданиях, индексируемых в международных базах данных Web of Science и Scopus, а также представили результаты проекта на наиболее крупных международных и российских научных симпозиумах. Поддержка фонда способствовала получению научных результатов международного уровня в двух приоритетных направлениях антарктических исследований — реконструкции палеоклимата по ледяным кернам и изучении подледниковой среды Антарктиды.

Благодарности. Исследования финансировались по гранту РНФ 14-27-00030.

Acknowledgments. The research was financially supported by the Russian Science Foundation, grant no. 14-27-00030.

Литература

1. Липенков В.Я., Екайкин А.А., Шибает Ю.А., Алехина И.А., Преображенская А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О. Перспективы развития Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ Росгидромета после получения гранта Российского научного фонда // *Лёд и Снег*. 2014. № 4 (128). С. 135–139.
2. Скакун А.А., Липенков В.Я. Исследование погрешностей орбитального метода датирования льда по данным о его газосодержании на примере ледяного керна со станции Купол Фуджи (Антарктида) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. Вып. 4 (110). С. 14–29.
3. Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toye Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxies, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. № 4. P. 1715–1731. doi: 10.5194/cp-9-1715-2013.
4. Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1217–1227. doi: 10.5194/tc-10-1217-2016.
5. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // *An-*

References

1. Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Shibaev Yu.A., Alekhina I.A., Preobrazhenskaya A.V., Kozachek A.V., Vladimirova D.O. The prospective development of Climate and Environmental Research Laboratory of AARI, Roshydromet after gaining the grant of Russian Science Foundation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (128): 135–139. [In Russian].
2. Skakun A.A., Lipenkov V.Ya. Assessing the uncertainties of an ice core time scale based on orbital tuning of air content records: a case study of the Dome Fuji (Antarctica) ice core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 4 (110): 14–29. [In Russian].
3. Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toye Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxies, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Climate of the Past*. 2013, 9 (4): 1715–1731. doi: 10.5194/cp-9-1715-2013.
4. Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1217–1227. doi: 10.5194/tc-10-1217-2016.
5. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies. *An-*

- nals of Glaciology. 2014. V. 55. № 66. P. 259–266. doi: 10.3189/2014AoG66A189.
6. Litvinenko V.S., Vasiliev N.I., Lipenkov V.Ya., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Special aspects of ice drilling and results of 5G hole drilling at Vostok station, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55 (68). P. 173–178. doi: 10.3189/2014AoG68A040.
 7. Манаков А.Ю., Ильдяков А.В., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Ходжер Т.В. Образование клатратного гидрата фреона HCFC-141b в глубокой скважине на станции Восток (Антарктида) в процессе вскрытия подледникового озера Восток // *Криосфера Земли*. 2017. Т. XXI. № 3. Принято к печати.
 8. Alekhina I., Ekaykin A., Moskvina A., Lipenkov V. Chemical characteristics of the ice cores obtained after the first unsealing of subglacial Lake Vostok / Eds.: D. White, S. Jamieson, M. Siegert. *Exploration of Subsurface Antarctica: Uncovering Past Changes and Modern Processes*. Geological Society. London, 2017. Special Publication. Принято к печати.
 9. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kozachek A.V., Vladimirova D.O. Stable water isotopic composition of the Antarctic Subglacial Lake Vostok: implications for understanding the Lake's hydrology // *Isotopes in Environmental & Health Studies*. 2016. V. 52. № 4–5. P. 468–476. <http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2015.1129327>.
 10. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice // *Philosophy Transactions of the Royal Society of London*. 2016. A 374: 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
 11. Vasilev N.I., Bolshunov A.V., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Round-Trip Assembly for Investigations of Subglacial Lake Vostok // *Intern. Journ. of Applied Engineering Research*. 2016. V. 11. № 9. P. 6376–6380.
 - nals of Glaciology. 2014, 55 (66): 259–266. doi: 10.3189/2014AoG66A189.
 6. Litvinenko V.S., Vasiliev N.I., Lipenkov V.Ya., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Special aspects of ice drilling and results of 5G hole drilling at Vostok station, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (68): 173–178. doi: 10.3189/2014AoG68A040.
 7. Manakov A.Yu., Ildyakov A.V., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Khodzher T.V. Formation of clathrate hydrates of hydrochlorocarbon 141b in the deep borehole at Vostok Station (Antarctica) in the course of the unsealing of subglacial Lake Vostok. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2017, XXI (3): in press [In Russian].
 8. Alekhina I., Ekaykin A., Moskvina A., Lipenkov V. Chemical characteristics of the ice cores obtained after the first unsealing of subglacial Lake Vostok. Eds.: D. White, S. Jamieson, M. Siegert. *Exploration of Subsurface Antarctica: Uncovering Past Changes and Modern Processes*. Geological Society. London, 2017. Special Publication: in press.
 9. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kozachek A.V., Vladimirova D.O. Stable water isotopic composition of the Antarctic Subglacial Lake Vostok: implications for understanding the Lake's hydrology. *Isotopes in Environmental & Health Studies*. 2016, 52 (4–5): 468–476. <http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2015.1129327>.
 10. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. *Philosophy Transactions of the Royal Society of London*. Ser. A. 2016, 374: 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
 11. Vasilev N.I., Bolshunov A.V., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Round-Trip Assembly for Investigations of Subglacial Lake Vostok. *Intern. Journ. of Applied Engineering Research*. 2016, 11 (9): 6376–6380.

Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике»

Scientific conference «New results of studies in Arctic and Antarctic»

3–5 октября 2016 г. в Сочи была проведена Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике». Это была 12-я по счёту конференция этой тематики, собравшая более 60 участников. Конференцию организовали Научный совет РАН по Арктике и Антарктике, Институт географии РАН, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Сочинский научный центр РАН при финансовой поддержке Федерального агентства научных организаций и гранта РФФИ № 16-05-20701. На конференции обсуждались основные направления полярной науки. В настоящем обзоре приведены результаты, наиболее тесно связанные с гляциологией и геокриологией.

Процесс дегляциации Северного полушария характеризовался нестабильностью глобального и регионального климата, когда на фоне положительного тренда температуры быстрые и относительно кратковременные похолодания чередовались с потеплениями. Между 14 тыс. и 8 тыс. лет назад отмечается несколько холодных эпизодов. Такие эпизоды в раннем голоцене датируются временем около 10,2, 9,2 и 8,2 тыс. калибр. лет назад, последние два эпизода наиболее полно обеспечены независимыми эмпирическими данными (*И.И. Борзенкова, Государственный гидрологический институт*).

Одна из современных климатических проблем связана с качественным различием состояния морских льдов в Арктике и Антарктике. Согласно спутниковым данным, быстрое уменьшение площади морских льдов в Арктике в последние десятилетия сопровождается, несмотря на глобальное потепление, ростом площади морских льдов в Антарктике. В связи с этим проведён сравнительный анализ взаимных изменений концентрации морских льдов, характеристик облачности и приповерхностной температуры для антарктических и арктических широт (*И.И. Мохов, Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*).

Долговременные фазы снижения и повышения годового стока и стока половодья крупных рек

Сибири (Обь, Енисей и Лена) характеризуются тесной временной сопряжённостью с соответствующими фазами изменений температуры воздуха. Для анализа тенденций многолетних изменений атмосферных осадков и температуры воздуха использованы данные наблюдений с 1936 по 2010 г. В докладе представлены результаты анализа долговременных фаз изменений среднегодовых и зимних (ноябрь–апрель) температур воздуха и осадков (*А.Г. Георгиади, Институт географии РАН*).

Проведены расчёты характеристик многолетней мерзлоты и снежного покрова в Арктическом регионе за период 1951–2100 гг. с помощью ансамбля региональных климатических моделей Arctic-CORDEX. С использованием одномерной многоуровневой модели теплопередачи в грунтах, разработанной в ГГО, даны оценки возможных будущих изменений термического состояния грунтов в зоне многолетней мерзлоты. В качестве входных параметров в модели использованы значения температуры подстилающей поверхности и толщины снежного покрова (*Т.В. Павлова, Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова*).

На большей части территории России современное потепление сопровождается увеличением снежной аккумуляции, что связано с усилением циклонической активности. Существенные (более 10%) изменения максимальной толщины снежного покрова с начала 1970-х годов охватывают северо-восток ЕТР, а также Западную и Центральную Сибирь. Наибольшие изменения, выше 30%, произошли на Крайнем Севере и юге Западной Сибири. На востоке ЕТР и в районе Полярного Урала, на юге Хабаровского края, на Сахалине и Камчатке рост превышает 20% (*В.В. Попова, Институт географии РАН*).

Получены доказательства связи движения ледниковых масс над озером Восток с колебаниями высоты поверхности. По измерениям вдоль 15 треков ICESAT с 2003 по 2009 г. обнаружено повышение высоты поверхности до 15 см, а вдоль береговой линии амплитуды достигают 50 см. На противоположных берегах подлёдного



Участники конференции «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике»

озера вдоль склонов колебания высот по направлению вектора скоростей происходят противозонально (**Л.Н. Васильев, Институт географии РАН**).

За два года работы (2014–2016) по гранту РНФ его участники опубликовали и подготовили к печати в общей сложности 20 научных работ. Основное внимание в них уделено новым данным и знаниям, которые получены в ходе двух вскрытий подледникового озера Восток благодаря прогрессу в разработке новых методов датирования ледникового льда и результатам исследования механизмов формирования климатически обусловленных сигналов в изотопном составе (включая ^{17}O) ледяных отложений, слагающих полярные ледники (**И.А. Алехина, АНИИ**).

Исследован вклад внутренней изменчивости атмосферы, изменения температуры поверхности океана и внешнего радиационного воздействия в изменения приземной температуры в высоких широтах Северного полушария. Для периода 1979–2012 гг. анализируются ансамблевые численные эксперименты на модели общей циркуляции атмосферы с идентичными граничными условиями (полем температуры поверхности океана и концентрацией морского льда) и разным радиационным воздействием, связанным с увеличением парниковых газов в атмосфере (**В.А. Семенов, Институт географии РАН**).

Среди криогенных рельефообразующих процессов на берегах морей Восточной Сибири

наиболее распространены термоабразия, термоэрозия, термокарст и солифлюкция. Благодаря им площадь прибрежной суши, прилегающей к этим морям, ежегодно сокращается на 10–11 км². На основе многолетних исследований берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского сформирована береговая база данных с основными параметрами береговой зоны (**М.Н. Григорьев, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН**).

Мощность многолетнемерзлой тощи в пределах Вилуйской синеклизы изменяется от 50 до 680 м, увеличиваясь в северном и западном направлениях. Температура пород на глубине 500 м изменяется от $-1,4$ до $+13,7$ °С, а на глубине 1000 м — от $+11,6$ до $+17,6$ °С. В тепловом поле этой толщи ярко выражен нестационарный режим (**М.Н. Железняк, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН**).

Модель продуктивности растительности и разработанная ранее эмпирико-статистическая модель растительной зональности использованы для прогностических расчётов на середину XXI в. Показано, что суммарная продуктивность растительности криолитозоны Северного полушария может увеличиться более чем на 3 Пг С/год, что втрое превышает прогноз увеличения эмиссии углерода из почвы при деградации многолетнемерзлых грунтов. Этот результат не подтверждает высказываемые во многих работах опасения о

значительном воздействии изменений криотонизации на глобальный климат из-за увеличения эмиссии углерода из почвы (**О.А. Анисимов, Государственный гидрологический институт**).

В результате экспедиционных исследований Института криосферы Земли СО РАН установлено развитие сквозных таликов под руслом, протоками и старичными озёрами р. Печора. Однако в дельте Печоры локально развиты остаточные фрагменты низких надпойменных или аллювиально-морских террас, где острова мерзлоты ещё сохранились (**Г.В. Малкова, Институт криосферы Земли СО РАН**).

Потеря устойчивости многолетней мерзлоты на Шпицбергене вызывается образованием несливающейся мерзлоты, переходящей в талик. Это происходит в случае неполного промерзания сезонно-талого слоя при росте температуры воздуха и толщины снежного покрова. Для определения момента начала формирования несливающейся мерзлоты при современных климатических изменениях проведены расчёты по математической модели (**Н.И. Осокин, Институт географии РАН**).

Для определения напряжённо-деформированного состояния морских береговых склонов в пределах криосферы разработана методика многоволновой разноазимутальной сейсморазведки. Эта методика прошла широкое и успешное опробование в различных регионах страны при изучении оползней и береговых процессов как в области развития многолетнемёрзлых пород, так и за её пределами (**А.Г. Скворцов, Институт криосферы Земли СО РАН**).

Исследования мёрзлых толщ Гыданского полуострова в последние годы активизировались в связи с началом его освоения нефтегазовым комплексом. За прошедшие 40 лет изменился температурный режим мерзлоты и деятельного слоя, активизировались криогенные процессы. Для восстановления системы мониторинга и эффектив-

ного управления территорией полуострова Гыдан необходимы восстановление геокриологических стационаров и дополнительное изучение распространения здесь льдистых отложений (**Е.А. Слагодина, Институт криосферы Земли СО РАН**).

На основании обобщения собственных и опубликованных материалов восстановлена динамика экосистем для разных этапов развития и деградации Скандинавского ледникового покрова — от конца микулинского межледниковья до начала голоцена. Для последнего ледникового максимума, аллерёда, позднего дриаса и пребореала составлены палеоландшафтные карты. Во время первого послемиккулинского похолодания ледниковый покров занимал обширную горную область в пределах Скандинавского полуострова, позднее он выходил на шельф западной окраины Баренцево-морского Арктического бассейна. Похолодания приводили к повсеместному формированию субарктических ландшафтов (**М.А. Фаустова, Институт географии РАН**).

Представлены результаты развития системы организации гляциологических данных, которая создаётся в Институте географии РАН. Система предоставляет доступ к данным, создаёт основу для их интеграции и даёт возможность использовать геоинформационные технологии для анализа гляциологических данных. Ключевой ресурс системы — электронный атлас «Снег и лёд на Земле», базирующийся на Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997). Карты Атласа создавались на основе обширного банка гляциологических данных, собранных по всему миру во второй половине XX в. Большинство разделов содержат информацию, полученную на основе гидрометеорологических наблюдений, осреднённых за длительный период наблюдений по стандартным методикам. Многие гляциологические карты были специально составлены для Атласа (**Т.Е. Хромова, Институт географии РАН**).

М.Ю. Москалевский

Подписано в печать 6.03.2017 г. Выход в свет 27.03.2017 г. Формат 60 × 88^{1/8}
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 9.4 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 291 экз. Зак. 25 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП «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

Известному советскому и казахстанскому гляциологу Константину Григорьевичу Макаревичу 25 января 2017 г. исполнилось 95 лет. 4

Ледники и ледниковые покровы

А.А. Екайкин, Д.О. Владимирова, В.Я. Липенков. Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет. 5

М.Д. Докукин, И.Б. Сейнова, Е.А. Савернюк, С.С. Черноморец.
О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка). 10

Снежный покров и снежные лавины

Т.Б. Титкова, В.В. Виноградова. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным. 25

Г.В. Айзель. Применение методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова. 34

В.М. Котляков, Ю.Я. Мачерет, А.В. Сосновский, А.Ф. Глазовский.
Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове. 45

Н.С. Малыгина, А.Н. Эйрих, Н.Ю. Курепина, Т.С. Папина. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая. 57

Подземные льды и наледи

Г.С. Дьякова, В.В. Оленченко, О.В. Останин. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая. 69

Морские, речные и озёрные льды

В.А. Семенов, Т. Мартин, Л.К. Беренс, М. Латиф, Е.С. Астафьева.
Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5. 77

Е.Н. Сутырина. Межгодовая изменчивость и прогноз весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада. 108

Палеогляциология

И.И. Борзенкова, О.К. Борисова, Е.Л. Жильцова, Т.В. Сапелко.
Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин. 117

Экспресс-информация

В.Я. Липенков, А.А. Екайкин, И.А. Алехина, Ю.А. Шibaев, А.В. Козачек, Д.О. Владимирова, Н.И. Васильев, А.В. Преображенская.
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.). 133

М.Ю. Москалевский. Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике». 142