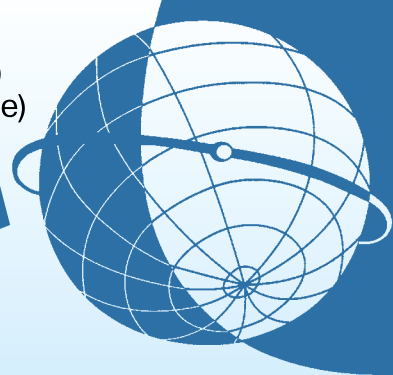


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **57**
№ **2**, 2017

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. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov,
I.V. Seversky, S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

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

Фото на обложке: Трос пришвартованной лодки на набережной Söder Mälärstrand
в Стокгольме. Февраль 2015 г.
Фото А.А. Глазовской.

Photo on the cover: Rope of a boat moored on the waterfront Söder Mälärstrand
in Stockholm. February 2015.
Photo by A. A. Glazovskaya.

© 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, № 2, 2017

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2017

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- V.M. Kotlyakov, A.F. Glazovsky, M. Yu. Moskalevsky.* Dynamics of the ice mass in Antarctica in the time of warming 149
- E. Yu. Osipov, O.P. Osipova, L.P. Golobokova, T.V. Khodzher.* Atmospheric circulation in the Indian Ocean sector of East Antarctica over the last 200 years according to chemical studies of snow-firn cover 170
- E.R. Semakova, D.G. Semakov.* On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan 185
- Yu.A. Podrezova, I.A. Pavlova.* Climate change in the Ak-Shiyrak massive area and its impact on glaciers 200

Snow Cover and Avalanches

- V.P. Blagoveshchensky, M.E. Eglit, V.V. Zhdanov, B.B. Askarbekov.* Calibration of snow avalanche mathematical models using the data of real avalanches in the Ile (Zailiyskiy) Alatau Range 213
- E.V. Maksyutova.* Regime of snow cover in the Baikal region under the climate change 221

Sea, River and Lake Ice

- M.S. Krass.* Estimation of potential fresh water reserves in icebergs. 231

Palaeoglaciology

- O.V. Kokin, A.V. Kirillova.* Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene 241

Applied Problems

- A.V. Sosnovsky.* Ice energy: prospects for the use of artificial firn-ice masses to generate electricity 253
- A.R. Medeu, T.G. Tokmagambetov, A.L. Kokarev, L.A. Yeriskovskaya, T.L. Kirenskaya, P.A. Plekhanov, N.S. Plekhanova.* Effects of glaciological and hydro-meteorological conditions on the glacial danger in Zailiyskiy Alatau 261

Critique and Bibliography

- V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova.* Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2015 269

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- В.М. Котляков, А.Ф. Глазовский, М.Ю. Москалевский.** Динамика массы льда в Антарктиде в эпоху потепления. 149
- Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Л.П. Голобокова, Т.В. Ходжер.** Атмосферная циркуляция в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова 170
- Э.Р. Семакова, Д.Г. Семаков.** О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана 185
- Ю.А. Подрезова, И.А. Павлова.** Изменение климата в районе массива Ак-Шийрак и его влияние на ледники 200

Снежный покров и снежные лавины

- В.П. Благовещенский, М.Э. Эглит, В.В. Жданов, Б.Б. Аскарбеков.** Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау 213
- Е.В. Максютова.** Режим снежного покрова Предбайкалья в изменяющемся климате. 221

Морские, речные и озёрные льды

- М.С. Красс.** Оценка потенциальных запасов пресной воды в айсбергах 231

Палеогляциология

- О.В. Кокин, А.В. Кириллова.** Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене 241

Прикладные проблемы

- А.В. Сосновский.** Ледовая энергетика: перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии. 253
- А.Р. Медеу, Т.Г. Токмагамбетов, А.Л. Кокарев, Л.А. Ерисковская, Т.Л. Киренская, П.А. Плеханов, Н.С. Плеханова.** О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау 261

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.** Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2015 год 269

**Награда Французской Республики
Владимиру Михайловичу Котлякову**

**Указом Президента Французской Республики
от 10 мая 2017 г. В.М. Котляков удостоен звания
Кавалера Национального Ордена Почетного легиона
за первостепенный вклад в упрочение сотрудничества и обменов между Францией и Россией
*Сердечно поздравляем с этой наградой главного редактора нашего журнала!***

К авторам и читателям журнала «Лёд и Снег»

Уважаемые авторы и читатели журнала «Лёд и Снег»! С большим удовлетворением сообщаем Вам, что наш журнал включён в международную наукометрическую базу данных Scopus. Это обстоятельство повышает престиж журнала, но одновременно обязывает всех нас к скрупулёзному соблюдению всех норм и правил публикации в научных журналах. Мы обращаемся ко всем авторам с призывом чётко соблюдать все правила подготовки рукописей статей, публикуемые на сайте нашего журнала, а также на обороте задней обложки каждого журнального номера. Особенно важно правильно представлять в статье всю англоязычную информацию, по которой в первую очередь судят о нашем журнале как источнике знаний в мировой науке.

Мы убедительно просим также рецензентов статей, публикуемых в журнале «Лёд и Снег», соблюдать сроки просмотра и рецензирования рукописей. Для работы рецензентов над поступившей статьёй отводится две недели, а для повторного просмотра статьи после внесения поправок автором — одна неделя. Только чёткое соблюдение этих сроков позволит нам соответствовать правилам базы Scopus, где внимательно следят за соблюдением журналами высокого научного уровня времени прохождения статей перед публикацией и этики работы редколлегии.

Одновременно сообщаем Вам, что в текущем году тираж печатной версии журнала «Лёд и Снег» уменьшен до 150 экземпляров и теперь журнал рассылается только в библиотеки научных учреждений (со списком рассылки можно ознакомиться в редакции журнала), а также по подписке, которая проводится редакцией журнала. Вместе с тем все статьи, опубликованные в журнале, можно найти, прочесть и распечатать (бесплатно) на сайте журнала «Лёд и Снег», а также используя знак doi, который имеет каждая публикуемая в журнале статья.

В настоящее время уже существует электронная версия журнала и возможны «электронные» взаимоотношения между авторами и редакцией журнала через e-mail. Мы постоянно совершенствуем это направление работы, т.е. расширяем возможности для авторов электронным образом присылать материалы для публикации, а для рецензентов — ускорить своё общение с редакцией журнала.

Мы будем рады любым Вашим замечаниям и предложениям к работе редколлегии и редакции журнала, которые помогут улучшить качество содержания журнала и упростить взаимоотношения между авторами и редколлекцией журнала.

Редколлегия журнала

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.24

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-149-169

Динамика массы льда в Антарктиде в эпоху потепления

© 2017 г. В.М. Котляков*, А.Ф. Глазовский, М.Ю. Москалевский

Институт географии РАН, Москва, Россия

*vladkot6@gmail.com

Dynamics of the ice mass in Antarctica in the time of warming

V.M. Kotlyakov*, A.F. Glazovsky, M.Yu. Moskalevsky

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

*vladkot6@gmail.com

Received February 18, 2017

Accepted March 15, 2017

Keywords: *Antarctica, drainage basins, glacier mass balance, global warming, growth of ice mass, ice sheet, sea level.*

Summary

The modern age of global warming affect the general state of the Antarctic ice sheet and its mass balance. Studies of the Southern polar region of the Earth during the International Geophysical Year (1957–1958) called the assumption of growth in the modern ice mass in East Antarctica. However, with the development of new methods, this conclusion has been questioned. At the turn of the century the study of global processes Earth started to use the satellite radar or laser altimetry and satellite gravimetry, which allows determining change of different masses on the Earth, including ice bodies. From the beginning of the XXI century, these methods have been used to calculate the continental ice balance. In our study, we analyze different data of recent years, supporting the earlier conclusion on continued growth of the ice mass in East Antarctica. However, in West Antarctica and the Antarctic Peninsula, on the contrary, there is increased loss of ice, leveling the increased income of ice mass of in the Central Antarctica. So all in all in the modern era of global warming, the ice mass in Antarctica appears to be decreasing despite some growth of the East Antarctic ice sheet. Fluctuations of land ice mass reflect in the sea level variations, but in comparison with the scale of the Antarctic ice sheet its contribution to sea-level rise is not so significant. The main reason for this is that the mass accumulation in East Antarctica with significant probability prevails over the ice outflow.

Citation: Kotlyakov V.M., Glazovsky A.F., Moskalevsky M.Yu. Dynamics of the ice mass in Antarctica in the time of warming. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 149–169. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-149-169.

Поступила 18 февраля 2017 г.

Принята к печати 15 марта 2017 г.

Ключевые слова: *Антарктида, баланс массы ледника, ледниковый щит, ледосборные бассейны, потепление, увеличение массы льда, уровень моря.*

Анализируются исследования XX в., а также материалы последних лет, включая спутниковую альтиметрию (радарную и лазерную) и спутниковую гравиметрию, с помощью которых определяют изменение массы льда. Подтверждаются заключения гляциологов о продолжающемся росте массы льда в Восточной Антарктиде. Однако в Западной Антарктиде и на Антарктическом полуострове, наоборот, таяние льда усилилось, поэтому в целом в современную эпоху глобального потепления масса льда в Антарктиде, по-видимому, убывает, несмотря на некоторый рост Восточно-антарктического ледникового покрова.

Введение

Через несколько лет, в 2020 г., весь мир будет отмечать 200-летие величайшего географического открытия — появления на геогра-

фических картах шестого, Антарктического материка. В январе 1820 г. Русская кругосветная экспедиция под руководством Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева впервые увидела берег шестого континента. Это было важней-

шее географическое событие, последовавшее после заявления полувековой давности, сделанного великим английским мореплавателем Джеймсом Куком, о том, что люди вряд ли когда-либо смогут пробиться на юг и увидеть то, что скрывает Южный океан. Однако Русская экспедиция в поисках Южно-полярного материка прошла южнее полярного круга, и 28 января (по новому стилю) 1820 г., когда корабли находились в $69^{\circ}21'$ ю.ш. и $2^{\circ}15'$ в.д., моряки увидели большие бугристые ледяные поля, которые отличались от всех виденных до сих пор. Позднейшие исследования показали, что шлюпы «Восток» и «Мирный» находились всего в нескольких километрах от берега Антарктиды. С тех пор гипотетический Антарктический материк занял своё место на географических картах, а вскоре стало понятно, что почти весь он покрыт гигантским ледниковым щитом, который существует в Антарктиде уже много миллионов лет и, в отличие от Северо-американского и Европейского ледниковых покровов, за это время никогда полностью не исчезал с поверхности Антарктического материка.

Начиная с открытия Антарктиды русской экспедицией интерес к состоянию Антарктического ледникового покрова не ослабевал. В дальнейшем экспедиции Уэдделла (1822–1823 гг.), Дюмон-д'Юрвиля (1838–1840 гг.), Уилкса (1840 г.), Росса (1841 г.), Джерлаха (1898 г.), Норденшельда и Ларсена (1902 г.), Дригальского (1902 г.), Скотта (1902 и 1912 гг.), Ширазе (1911 г.), Моусона (1912 г.), Шеклтона (1908 г.), Фильхнера (1912 г.), Амундсена (1912 г.), Бёрда (1928–1941 гг.), Уилкинса (1928 г.), Элсуэрта (1933–1939 гг.) получили важные данные о положении краевых частей ледникового покрова и определили границы некоторых ледоразделов.

Масса антарктического льда как в прибрежной части, так и внутри континента не остаётся неизменной и существенно зависит от колебаний климата. Для современной эпохи характерно глобальное потепление, которое, естественно, воздействует и на состояние Антарктического ледникового покрова. Учитывая планетарную роль Антарктического ледника, попробуем оценить стабильность его состояния и возможное воздействие на уровень Мирового океана.

Первые сведения об увеличении массы Антарктического ледникового покрова

Интенсивные исследования в Антарктиде начались в конце 1940-х — начале 1950-х годов. В то время и Советский Союз начал обширные антарктические работы. Уже первые три года (1956–1958 гг.) активных советских антарктических исследований принесли новые важные сведения о режиме Антарктического ледникового покрова, и стало складываться мнение о превышении аккумуляции снега на Антарктическом ледниковом щите над его расходом [1–4]. На это указывало сравнение данных об аккумуляции снега на всём пространстве Антарктического материка и весьма редкие сведения о его расходе в краевой части ледникового покрова. Конечно, эти данные были отрывочны, но собранные вместе они убедительно показывали превышение прихода снега над расходом льда в Антарктиде. Это чётко видно на первой карте аккумуляции снега на всей площади Антарктического ледника, составленной в 1961 г. В.М. Котляковым [5].

Ещё по наблюдениям во время Международного геофизического года (1957/58 г.) отмечен рост количества выпадающих осадков и температуры на субантарктических островах. Так, на станции Литл-Америка среднегодовая температура с 1911 по 1957 г. выросла на три градуса — с $-27,2$ до $-24,2$ °С. Таким образом, потепление XX в., отмеченное в Арктике, наблюдается и в Антарктике. Повышение температуры приводит к усилению циркуляции атмосферы и росту количества выпадающих осадков. Эту особенность отмечал ещё Джеймс Скотт во время своего похода к Южному полюсу. В результате усиления меридионального обмена воздушных масс на материк поступает более тёплый, а следовательно, и более влажный воздух. Однако повышение температуры на несколько градусов не вызывает таяние снега внутри материка, так как морозы здесь не прекращаются, в то время как увеличение количества влаги приводит к более обильным снегопадам. Усиление питания антарктического ледника твёрдыми атмосферными осадками в периоды потепления связано также с повышенной влажностью воздуха — рост температуры приводит к повышению упругости (парциального давления) насыщенного водяного пара. Следовательно, вместе с глобальным

потеплением усиливается атмосферная циркуляция в Антарктике, увеличивается питание ледникового покрова и оледенение Антарктиды растёт. Этот процесс и наблюдается в виде роста аккумуляции снега в Антарктиде. В то же время расход массы, связанный главным образом с движением льда к морю и откалыванием айсбергов, также, по-видимому, растёт с повышением глобальной температуры, но в гораздо меньшей степени и с известным запаздыванием. Таким образом, можно предполагать увеличение массы льда в Антарктиде на протяжении всего XX в., что имеет свои глобальные последствия и требует более убедительных подтверждений.

Изменения баланса массы Антарктического ледникового покрова за 50 лет

В настоящее время Антарктический ледниковый покров занимает площадь 13,924 млн км² и содержит 26,92 млн км³ льда. Площадь покрова без шельфовых ледников составляет 12,295 млн км², а общий объём льда в этом случае равен 26,54 млн км³ [6]. Эти цифры сопоставимы лишь с обширными ледниковыми покровами прошлого. Весь ледниковый покров можно разделить на несколько ледосборных бассейнов, в пределах которых, правда с разной точностью, можно подсчитать поверхностный баланс массы и сравнить его с расходом льда через береговую линию.

В конце первого десятилетия XXI в. мы собрали значительный объём информации из разных источников в границах ледосборных бассейнов и основных каналов стока в Западной и Восточной Антарктиде, чтобы понять, как изменился суммарный баланс массы ледникового покрова за последние 50 лет, по крайней мере в Восточной Антарктиде. Эти данные разновременные и крайне неравномерно покрывают площадь Антарктического ледникового покрова. Кроме того, до настоящего времени нет надёжных оценок жидкого подледникового стока, хотя таяние на ложе ледника существует. В конце XX в. в Восточной Антарктиде выделяли 13 крупных ледосборных бассейнов (рис. 1, б): восточная часть бассейна Уэдделла (15; см. номера на рис. 1, б); Станкомб-Уилс (16); Ютулстрёумен (17); Ширазе (1); Райнера (2); Ламберта (3); Денмена и Скотта (4); Тоттена (5); Пауэра и Фроста (6); Мерца и

Нинниса (7); Земли Виктории (8); Маллока (9); Бёрда (10). В Западной Антарктиде — четыре ледосборных бассейна: Пайн-Айленда (13); Туэйтса (12); Росса (11); западная часть бассейна Уэдделла (14). Мы исследовали только те ледосборные бассейны Антарктиды, для которых имелась надёжная информация по аккумуляции и стоку материкового льда. Общая площадь исследованных нами бассейнов составила 7435,7 тыс. км² при площади наземного оледенения Антарктиды 13 924 тыс. км² [7, 8]. Основные материалы получены на базе космической информации. Для оценки стока материкового льда использовано положение линии налегания, т.е. того замыкающего створа, через который массы льда поступают из ледосборных бассейнов в океан по основным каналам стока — выводным ледникам и ледниковым потокам.

Первые массовые инструментальные измерения скоростей течения льда в краевых частях выводных ледников выполнены в период МГГ с помощью повторных наземных геодезических измерений и уточнены по аэрофотоснимкам, а дальнейшие — по космическим снимкам оптического диапазона. В конце XX в. стали применять новые радарные технологии. Успешное аэорадиозондирование значительной части Восточной Антарктиды позволило получить достоверные значения толщины льда и использовать их при оценках материкового стока в районе линии налегания для каналов стока отдельных ледосборных бассейнов [9]. Наконец, оценки скоростей течения льда выводных ледников в районе линии налегания получены на основе данных спутниковой геодезии и обработки амплитудных и интерферометрических составляющих космических радарных изображений. На основе всей суммы данных по толщине и скоростям движения материкового льда в районе линии налегания мы оценили сток материкового льда Антарктиды во второй половине XX в. (табл. 1). Эти оценки не противоречат имеющимся данным по большинству бассейнов для 1960–70-х годов. Из табл. 1 видно, что во всех исследованных бассейнах сток льда в 1990-х годах вырос на 15–30% по сравнению с 1960–70-ми годами.

Первая карта аккумуляция снега в Антарктиде составлена по результатам работ МГГ [5], и на ней ещё нет границ основных ледосборных бассейнов. Спустя 20 с лишним лет построена карта

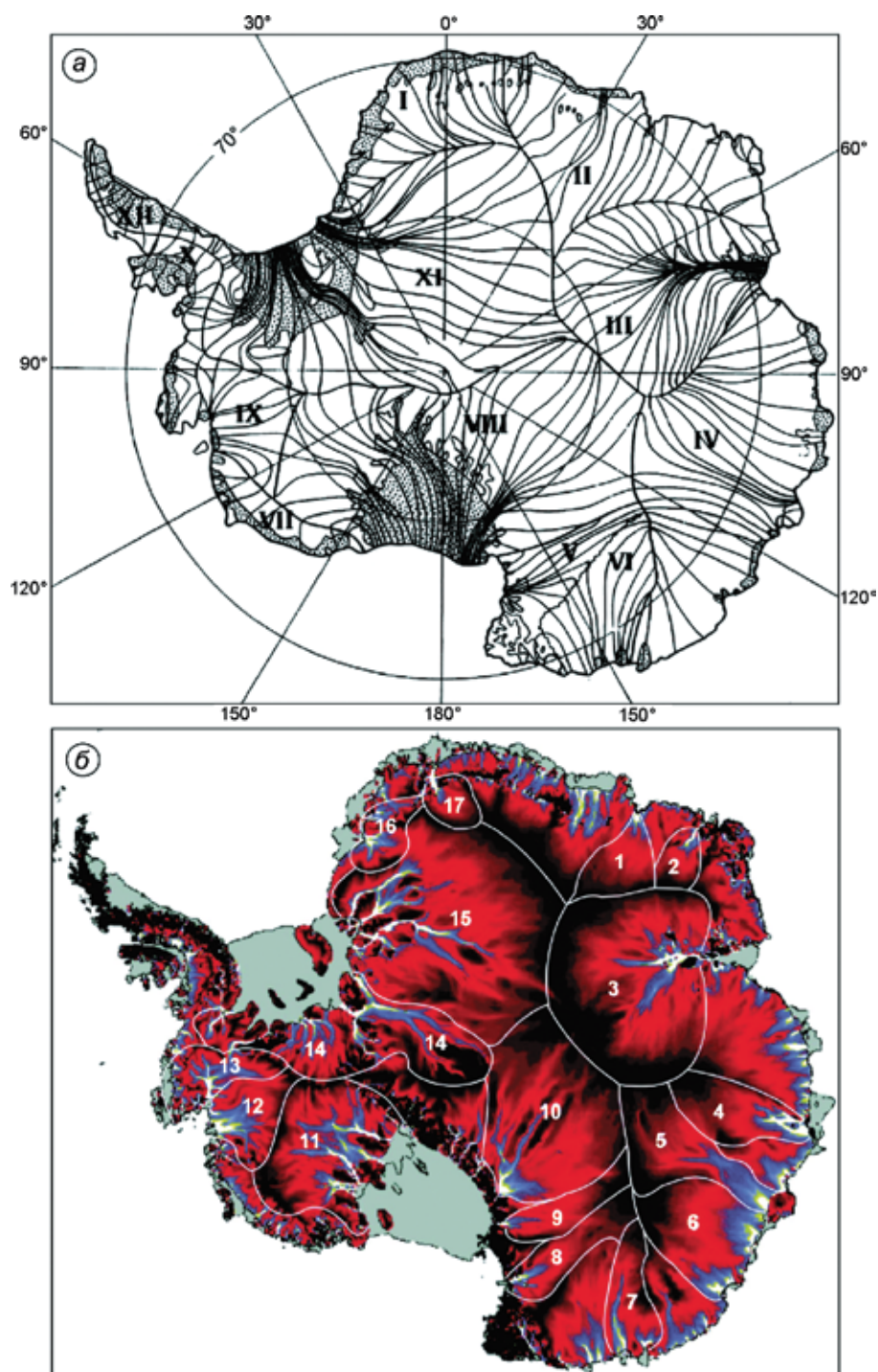


Рис. 1. Представления о ледосборных бассейнах Антарктического ледникового покрова:
 а – 1950–60-е годы (I–XII); б – 1970–80-е годы (1–17)

Fig. 1. Delineations of drainage basins of the Antarctic ice sheet in:
 а – 1950–60s (I–XII); б – 1970–80s (1–17)

распределения аккумуляции по ледосборным бассейнам с учётом данных о снегонакоплении, полученных в 1960–70-х годах [10]. Из-за небольшого объёма данных по снегонакоплению

при построении этой карты применена интерполяция, не учитывавшая в полной мере конфигурацию ледосборных бассейнов. В целях обеспечения сравнимости результатов мы оценивали

Таблица 1. Аккумуляция и сток материкового льда ($\text{км}^3/\text{год}$) в отдельных ледосборных бассейнах Антарктиды*

Ледосборные бассейны		Аккумуляция		Сток материкового льда	
название	номер на рис. 1, б	1960–70-е годы	1990-е годы	1957–1970 гг.	1990–1997 гг.
<i>Восточная Антарктида</i>					
Восточная часть бассейна Уэдделла	15	166,5	97,0	53,9	79,1
Станкомб-Уилс	16	18,6	17,1	19,3	16,6
Ютулстраумен	17	17,5	16,7	12,5	13,4
Ширазе	1	18,6	28,2	12,5	15,1
Райнера	2	15,9	24,1	10,2	14,9
Ламберта	3	41,1	62,8	39,5	57,5
Денмена и Скотта	4	36,5	45,8	30,6	44,0
Тоттена	5	83,1	114,9	52,1	66,5
Пауэра и Фроста	6	54,0	74,6	33,8	38,3
Мерца и Нинниса	7	35,0	48,7	35,2	41,7
Земля Виктории	8	19,6	25,8	9,9	17,5
Маллока	9	8,5	8,2	5,6	6,8
Бёрда	10	59,9	60,3	18,0	23,6
<i>Всего в Восточной Антарктиде</i>		491,7	623,6	333,1	435,0
<i>Западная Антарктида</i>					
Пайн-Айленда	13	64,1	74,2	79,1	82,6
Туэйтса	12	65,1	61,3	16,6	80,1
Бассейн Росса	11	92,9	111,0	13,4	78,1
Западная часть бассейна Уэдделла	14	109,5	127,0	15,1	128,0
<i>Всего в Западной Антарктиде</i>		331,6	373,5	14,9	368,8
<i>Антарктида в целом</i>		823,3	997,1	57,5	803,8

*Источники данных к этой таблице указаны в статье [6].

аккумуляцию в конце XX в. по тем же ледосборным бассейнам, что и ранее (см. рис. 1, б). Источниками информации служили прежде всего две работы – [11, 12], в которых обобщены данные прямых и дистанционных измерений снегонакопления последних десятилетий и расчётов аккумуляции по моделям. В табл. 1 приведены также оценки аккумуляции для тех же периодов, что и оценки стока материкового льда, т.е. для 1960–70-х годов, на основе обобщения данных, полученных в период МГГ, и для 1980-х и 1990-х годов с использованием расчётов и моделирования [10–18]. Приведённые цифры показывают рост аккумуляции за прошедшие четверть века.

Каков же итог сравнения прихода и расхода массы в изученных бассейнах Антарктиды с 1960–70-х до 1990-х годов? В начале этого периода суммарная годовая аккумуляция во всех изученных ледосборных бассейнах была равна $823,3 \text{ км}^3/\text{год}$, а в 1990-х годах – $997,1 \text{ км}^3/\text{год}$, т.е. выросла на $173,8 \text{ км}^3/\text{год}$. Среднегодовой сток льда составлял в первый период

$571,5 \text{ км}^3/\text{год}$, а во второй – $803,8 \text{ км}^3/\text{год}$, т.е. также вырос на $232,3 \text{ км}^3/\text{год}$. Это означает, что за прошедшие 25–30 лет в Антарктиде заметно повысилась интенсивность процессов аккумуляции–абляции (рис. 2). Сравнивая начало и конец рассматриваемого периода, отметим, что в основных ледосборных бассейнах Восточной Антарктиды баланс массы остаётся положительным, причём положительная составляющая даже несколько увеличивается к концу столетия. По-иному складывается ситуация в Западной Антарктиде. Здесь в 1960-х годах баланс массы был, скорее всего, положительным и приблизился к нулевому в конце столетия. В ледосборных бассейнах Пайн-Айленда и Туэйтса за прошедшие 25–30 лет баланс массы сменился с положительного ($54,2 \text{ км}^3/\text{год}$) на отрицательный ($-27 \text{ км}^3/\text{год}$).

Таким образом, общий режим восточной и западной частей ледникового покрова Антарктиды далеко не одинаков. В условиях современного глобального потепления ледники Запад-

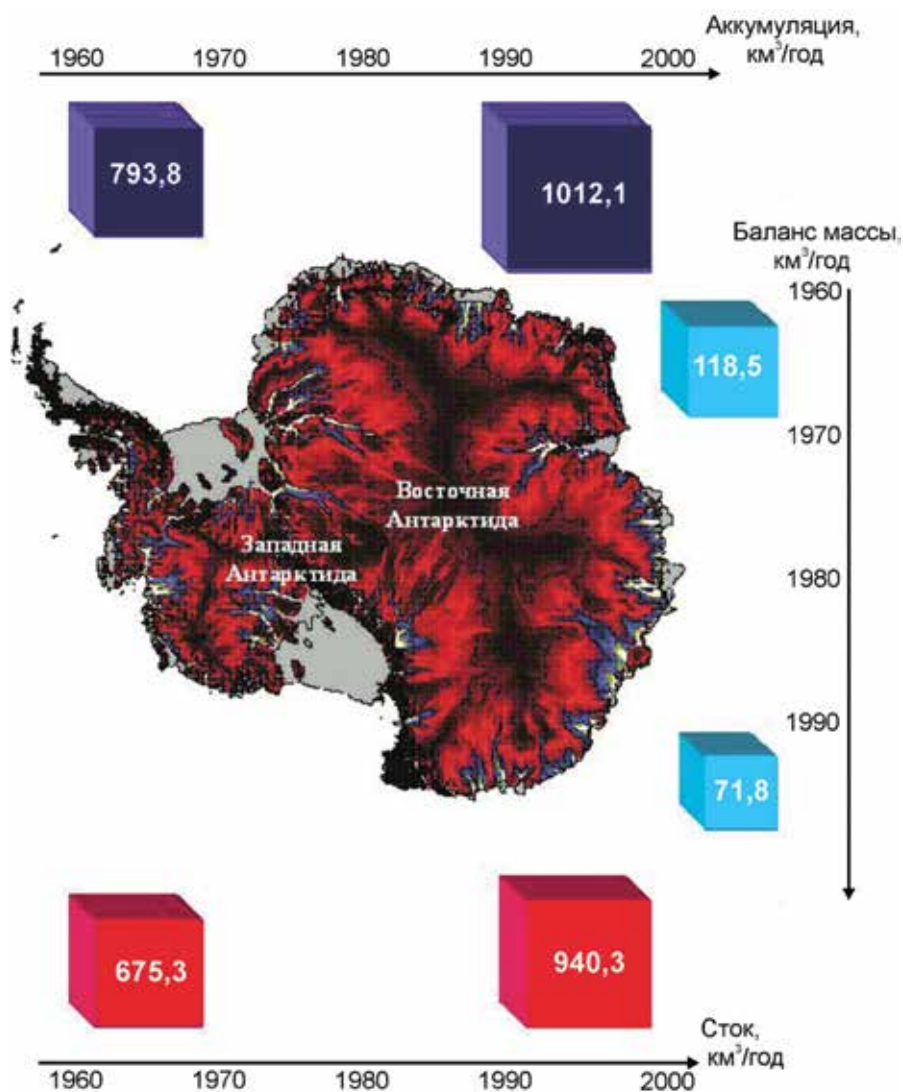


Рис. 2. Аккумуляция (синий цвет), сток льда (красный цвет) и баланс массы (голубой цвет) Антарктического ледникового покрова в 1960-х и 1990-х годах

Fig. 2. Accumulation (dark blue), losses (red) and mass balance (blue) of the Antarctic ice sheet in the 1960s and 1990s

ной Антарктиды, подобно оледенению в других районах земного шара, испытывают отступление, тогда как масса льда в Восточной Антарктиде, наоборот, продолжает расти, что представляет собой важный положительный фактор в развитии окружающей среды. Таковы результаты оценки баланса массы Антарктического ледникового покрова, выполненные на основе ограниченного набора данных, полученных в значительной мере традиционными исследованиями баланса массы ледникового покрова. Однако в XXI в. в арсенале гляциологических исследований Антарктиды появились новые дистанционные методы, которые привели к совершенно

иным, хотя и не бесспорным, а нередко и противоречивым результатам. Рассмотрим эти нетривиальные антарктические результаты, которые широко обсуждаются сейчас в гляциологической литературе.

Новые подходы к оценке баланса массы Антарктического ледникового покрова

В настоящее время утвердилось три подхода к определению состояния и изменений баланса массы ледникового покрова. Каждый из них имеет свои достоинства и ограничения.

1. *Первый подход* называют геодезическим, он базируется на данных спутниковой альтиметрии (радарной и лазерной). Измеренная с помощью этих методов скорость изменения высоты поверхности ледникового покрова пересчитывается в изменения его массы. Для выполнения этого пересчёта, необходимо знать поле средней плотности поверхностной толщи ледника. Плотность, как правило, выводится с помощью численных моделей или предположений о тех процессах, которые вызывают изменение высоты. Такие изменения обычно корректируют с учётом изменений в скорости уплотнения фирна, используя модели подобного уплотнения [19, 20]. Чтобы это сделать, необходимо проанализировать поля аккумуляции и температуры поверхности.

2. *Второй подход* называют оценкой баланса массы по дивергенции потока, по соотношению прихода и расхода массы. В этом подходе баланс массы определяют для отдельных ледосборных бассейнов, в пределах которых вычисляют разницу в приходе и расходе вещества. Приход вещества зависит от поверхностного баланса массы во всём бассейне, и его оценивают на основе региональной климатической модели, а расход вещества определяют по потоку льда на линии налегания и вычисляют с помощью наблюдений за скоростями движения льда и измерений толщины льда у этой линии [21, 22].

3. *Третий подход* состоит в определении изменений массы ледникового покрова с использованием данных спутниковой гравиметрии (GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment). Чтобы оценить баланс массы льда самого покрова, изменения массы, связанные с гляциоизостатическими движениями (GIA – glacio-isostatic adjustment) – доминирующим гравиметрическим сигналом в Антарктиде [23, 24], вычитаются из регистрируемых гравитационных аномалий.

У этих трёх подходов есть как общие, так и специфические ограничения. Альтиметрия (метод 1) имеет плохое покрытие в районе Южного полюса и Антарктического полуострова. Методом баланса массы (метод 2) нельзя оценить отток льда на тех участках линии налегания, где толщина льда неизвестна. Оценки по данным GRACE (метод 3) имеют эффективное разрешение на местности около 300 км. Кроме того, результаты всех трёх упомянутых методов подвержены влиянию тех ошибок, которые по-

рождаются неопределённостью моделей, необходимых для оценки поверхностного баланса массы (используемого в методах 1 и 2), уплотнения фирна (для метода 1) и гляциоизостатических движений (для метода 3). Трудно точно охарактеризовать неопределённости этих моделей. Некоторые из них могут содержать систематические ошибки, которые остаются незамеченными в каждом из этих подходов [25, 26]. Так, в недавно обновлённой версии (V2.3) Региональной атмосферной климатической модели (RACMO) [27], которая использована в большинстве исследований баланса массы (метод 2), средний поверхностный баланс массы Антарктиды оказывается на 111 Гт/год выше, чем в её предшествующей версии, причём большая часть разницы (101 Гт /год) приходится на Восточную Антарктиду. Такая систематическая ошибка прямо влияет на оценки трендов баланса массы ледникового покрова, но сохраняется значительная статистическая неопределённость [28]. В итоге многие результаты применения этих методов сильно отличаются друг от друга [29].

Каждая из рассматриваемых оценок опирается на данные наблюдений, которые уникальны для своего метода, и каждый метод имеет свою собственную чувствительность к ошибкам и отклонениям в используемых данных. Например, в методах баланса массы (метод 2) смоделированные поля снегонакопления, полученные на основе атмосферного климатического реанализа, используются для оценки поступления снежных масс в ледосборные бассейны. В то же время методы радиолокационной и лазерной альтиметрии используют те же самые поля, но уже для оценки эффективной плотности снега и льда в измеренных изменениях объёма. Таким образом, масс-балансовые оценки весьма чувствительны к ошибкам в моделируемой средней скорости накопления, тогда как альтиметрические радиолокационные и лазерные оценки зависят от ошибок в колебаниях скорости накопления в меньшей степени.

Гравиметрические оценки GRACE, как и радарные, и лазерные альтиметрические оценки, требуют учёта гляциоизостатических движений, связанных с вертикальными перемещениями коренных пород. Такие вертикальные перемещения могут быть неверно интерпретированы – как изменения массы льда по измерениям со-

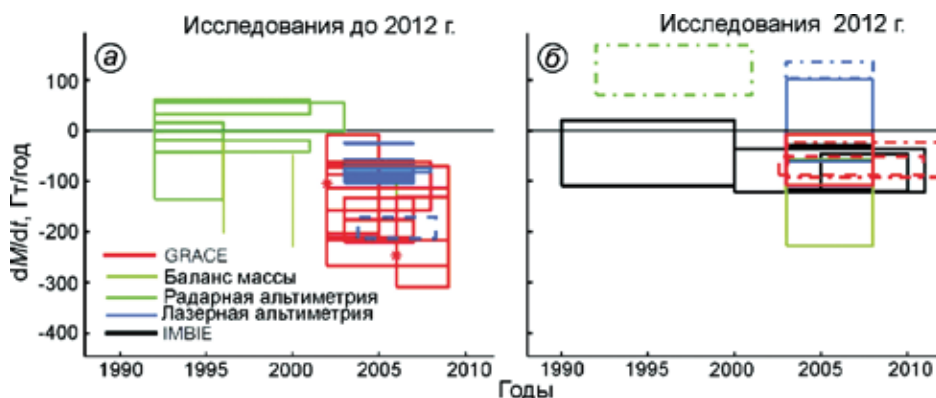


Рис. 3. Обобщение оценок скоростей изменений массы Антарктиды [28].

В работах, опубликованных до 2012 г. (а) и в 2012 г. (б), каждая осреднённая по времени оценка скорости изменений массы показана прямоугольником, ширина которого соответствует периоду оценки, а высота — погрешности оценки. Оценки для коротких периодов и их разброс показаны вертикальными линиями. Цвета указывают на метод оценки (см. легенду), тип линии — на источник данных. Работы 2012 г. охватывают оценки проекта IMBIE (Ice-sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise) (сплошные линии) и оценки [30, 31] (прерывистые линии), [32] (пунктирно-прерывистые линии), [33] (пунктирные линии)

Fig. 3. Summary of estimates of rates of ice mass change for Antarctica [28].

In the studies published before 2012 (a) and in 2012 (b), each estimate of a temporally averaged rate of mass change is represented by a box whose width indicates the time period studied, and whose height indicates the error estimate. Single-epoch estimates are represented by vertical error bars when error estimates are available. Line colour indicates mass assessment technique (see key); line type indicates data source. 2012 studies comprise IMBIE (Ice-sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise) combined estimates (solid lines), and estimates [30, 31] (dashed lines), [32] (dot-dashed lines), and [33] (dotted line)

спутников GRACE или как изменения толщины льда по измерениям радиолокационных и лазерных высотомеров. Поэтому во всех случаях необходимо ввести коррекцию на эти гляциоизостатические движения, но такая корректировка составляет лишь небольшую долю (около 5%) общего изменения высот, обычно измеряемого высотомерами. Однако коррекция гляциоизостатических движений в применении к данным GRACE может быть того же порядка, что и сам сигнал, вызванный современными изменениями массы льда. Таким образом, неопределённости, связанные с коррекцией гляциоизостатических движений, представляют собой главные источники ошибок в оценках GRACE в Антарктиде. Поэтому крайне важна точная количественная оценка сигнала гляциоизостатических движений; небольшие различия между моделями гляциоизостазии могут изменить знак изменений массы льда, определённых на основе измерений GRACE для отдельных ледосборных бассейнов.

В последние годы неоднократно предпринимались попытки интегрировать результаты оценок баланса массы ледникового покрова Антарктиды, полученные разными методами. Недавний пример такой интеграции — рабо-

ты [28, 29] (рис. 3). К сожалению, простые арифметические средние разных оценок [28] маскируют большие различия между ними и не учитывают общих источников ошибок. Объединение оценок статистически строгим образом — сложная задача, так как спутниковая гравиметрия, альтиметрия и балансовый метод имеют существенно разные пространственные и временные разрешения, а также соотношение ошибок.

Недавно был предложен совершенно новый подход [34, 35], который с помощью байесовской иерархической структуры учитывает различные пространственно-временные свойства разных наборов данных и физических процессов. Так, в работе [35] используются данные спутниковых высотомеров Envisat, ICESat и CryoSat-2, данные гравиметрии GRACE и наземные GPS-измерения вертикальных движений на выходах коренных пород в Антарктиде. Иерархическое байесово моделирование позволяет не только интегрировать разные источники данных, но и, судя по результатам авторов [35], раскрывать скрытые физические процессы: 1) тренды колебаний массы, связанные с изменениями динамики льда; 2) аномальные отклонения поверхностного баланса массы; 3) уплотнение фирна и

вязко-упругое воздымание твёрдой Земли, которые могут быть аппроксимированы в виде суммы двух отдельных компонент; 4) длинноволновую реакцию гляциоизостатических движений, 5) мгновенную упругую реакцию.

Недавнее заключение о росте массы Антарктического ледникового покрова и его критика

В 2015 г. появилась работа группы американского гляциолога Дж. Звалли [32], в которой сделан вывод, что масса Антарктического ледникового покрова увеличивается. Этот вывод как будто подтверждает заключения давних исследователей Антарктиды, но никак не согласуется с большинством недавно опубликованных работ (см. далее). В публикации группы Звалли на основе данных ICESat за 2003–2008 гг. сообщается, что ледниковый покров в целом прирастает на $+82 \pm 25$ Гт/год, тогда как среднее значение баланса массы покрова за тот же период, взятое более чем из десятка других работ, опубликованных с 2012 г., составляет примерно $-80 (+60/-100)$ Гт/год (рис. 4).

Все последние оценки однозначно говорят о сокращении массы льда для всего континента.

В проекте IMBIE [28] выполнено согласование почти всех высококачественных оценок баланса массы, имевшихся в то время, в том числе и более ранних результатов Дж. Звалли. В исследовании IMBIE общий баланс массы льда за период наблюдений ICESat составил -72 ± 43 Гт/год для всей Антарктиды и $+58 \pm 31$ Гт/год отдельно для Восточной Антарктиды. Подчеркнём, что в работе Звалли с соавторами 2015 г. баланс массы для Восточной Антарктиды составляет $+136 \pm 28$ Гт/год, т.е. в 2,3 раза выше оценок IMBIE.

Согласно работе Звалли [32], средняя скорость изменения высоты поверхности Восточной Антарктиды по спутниковым данным составляет $+1,3$ см в год. Один сантиметр повышения поверхности Восточной Антарктиды, занимающей площадь около 10 млн км², соответствует увеличению массы с 35 до 92 Гт в зависимости от того — относим ли мы этот расчёт к массе снега разной плотности или льда. К сожалению, у нас нет прямых доказательств роста снегонакопления в Центральной Антарктиде, однако последние исследования нескольких глубоких шурфов в районе озера Восток и наблюдения за снегонакоплением в центре материка позволяют утверждать, что для этого региона существует значимая положительная связь между температурой

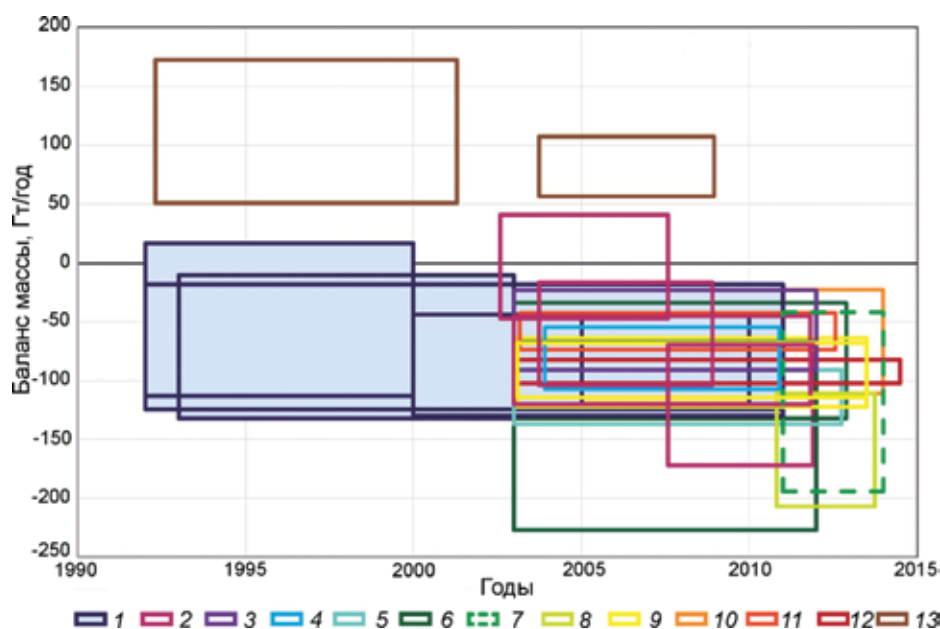


Рис. 4. Последние оценки баланса массы Антарктического ледникового покрова [35]:

1 — [28]; 2 — [36]; 3 — [37]; 4 — [38]; 5 — [30]; 6 — [39]; 7 — [40]; 8 — [41]; 9 — [42]; 10 — [43]; 11 — [44]; 12 — [33]; 13 — [32]

Fig. 4. Recent estimates of the mass balance of the Antarctic ice sheet [35]:

1 — [28]; 2 — [36]; 3 — [37]; 4 — [38]; 5 — [30]; 6 — [39]; 7 — [40]; 8 — [41]; 9 — [42]; 10 — [43]; 11 — [44]; 12 — [33]; 13 — [32]

воздуха и скоростью снегонакопления, а период 1985–2015 гг. был самым тёплым тридцатилетием в Центральной Антарктиде за последние 250 лет, и, следовательно, в это время здесь отлагалось больше снега, чем в прошлом [45].

Обобщённые данные о снегонакоплении на всём ледниковом покрове Антарктиды [46] показывают увеличение приходной части баланса массы на протяжении последних двух веков вместе с параллельным ростом температуры воздуха. Последняя увеличилась в Центральной Антарктиде за последние сто лет примерно на 1°C , что не противоречит данным о росте средней температуры на всём земном шаре с конца XVIII в. до начала XXI в. примерно на 1°C . Сглаженные кривые реконструированных значений температуры и скорости снегонакопления в районе станции Восток на протяжении последних 150 лет подобны: с ростом температуры воздуха возрастает и скорость снегонакопления. Наиболее чётко эта зависимость проявилась после 1950 г.: вместе с похолоданиями начала 1950-х годов и начала 1990-х годов наблюдается и снижение скорости аккумуляции снега, а потеплениям 1970-х и 2000-х годов, наоборот, соответствует увеличение снегонакопления.

В работе Звалли [32] сделан вывод, что некоторое повышение поверхности во внутренних частях Восточной Антарктиды — это следствие роста аккумуляции, которое началось в конце последнего ледникового периода (около 14 тыс. л.н.) и ещё не уравнилось оттоком льда. Предполагаемый несбалансированный рост аккумуляции (около 1 см льда в год) составляет примерно 50% современной аккумуляции во внутренних частях Восточной Антарктиды. Это означает, что скорость потока льда в наше время должна составлять здесь около 50% того, что можно было бы ожидать в сбалансированной системе стока льда. На самом деле, по некоторым данным, наблюдаемые скорости стока льда в Восточной Антарктиде составляют приблизительно 80% балансовых скоростей, представленных в последних оценках [26]. Серьёзные критические замечания к рассматриваемой работе Звалли приведены в исследовании [47]. Среди них важно замечание о способе коррекции данных ICESat между рабочими циклами альтиметрических съёмок. Для коррекции систематической ошибки — дрейфа со временем

измерений — используют измерения заведомо устойчивых поверхностей с независимой привязкой высот. Способ, использованный Звалли, сильно отличается от всех других, и его данные не совпадают с последними результатами точных прямых измерений [48].

Если рассматривать весь опубликованный массив оценок баланса массы Восточной Антарктиды, то можно пойти одним из двух путей. *Первый путь* состоит в том, чтобы принять те поправки между спутниковыми кампаниями и соответствующие им результаты изменения высоты ледниковой поверхности, которые приведены в [32]. В этом случае придётся согласиться со следующим: 1) два исследования изменения высоты Восточной Антарктиды по данным CryoSat-2 содержат ошибки, от трёх до десяти раз превышающие их установленные погрешности; 2) все другие недавние исследования баланса массы Антарктиды (см. рис. 4) ошибочны; 3) балансовые скорости Восточной Антарктиды, основанные на моделях аккумуляции, которые в настоящее время достаточно близки к наблюдаемым скоростям, содержат некоторую ошибку; 4) полевые исследования изменений высоты поверхности над подледниковым оз. Восток не обнаружили её роста примерно на 20 см или больше в период между 2001 и 2013 гг.; 5) оз. Восток не находится в гидростатическом равновесии; 6) все другие работы по коррекции данных между кампаниями ICESat существенно неправильны. Но если поправки, используемые Звалли, недействительны и их следует заменить другими вариантами коррекции, то окажется следующее: во-первых, тренд изменений высоты поверхности Центральной Антарктиды будет близок к нулю; во-вторых, рост массы Антарктического ледникового покрова не превысит её потерь; в-третьих, полевые исследования, выполненные в районе подледникового оз. Восток, окажутся вполне точными; в-четвёртых, результаты исследований по данным CryoSat-2 и другие недавние исследования баланса массы Антарктического ледникового покрова соответствуют друг другу. Так рассуждают противники выводов, полученных Дж. Звалли, о возможном увеличении массы Антарктического ледникового покрова в наше время. Им кажется более предпочтительным *второй путь* рассуждений. В его пользу говорят и последние результаты опреде-

ления изменений высоты поверхности над подледниковым оз. Восток, показавшие её высокую стабильность [48]. Отсюда следует вывод, что ледниковая поверхность над оз. Восток представляет собой лучшую опорную базу для измерений высоты ледникового покрова по сравнению с другими участками Центральной Антарктиды, и это — очень полезное заключение для проектирования будущих ICESat. В свою очередь, Дж. Звалли с коллегами [49], отвечая на критику, указывают на возможные источники погрешностей в других оценках и приводят новые доводы в пользу справедливости своей методики определения баланса массы и полученных ими выводов.

Оценка баланса массы ледникового покрова по другим данным

Спутниковая гравиметрия. Оценку баланса массы всего Антарктического ледникового покрова за 2002–2016 гг. приводит NASA по данным гравиметрии GRACE [50; <http://climate.nasa.gov/vital-signs/land-ice/>]. Согласно этим данным, линейный тренд баланса массы всего покрова за указанный период составляет $-121,9 \pm 79$ Гт/год (рис. 5). Похожие результаты за период с августа 2002 по июль 2016 г. получены сотрудниками кафедры геодезических исследований системы Земли из Дрезденского технического университета [51; https://data1.geo.tu-dresden.de/ais_gmb/#basin]. Они приводят

следующие линейные тренды для основных частей Антарктического материка (рис. 6):

Восточно-Антарктический ледниковый покров	+63,3 Гт/год
Западно-Антарктический ледниковый покров	–135,7 Гт/год
Антарктический полуостров	–30,7 Гт/год
Весь Антарктический ледниковый покров	–103,12 Гт/год

Радарная альтиметрия. Анализ этих данных, полученных на спутнике CryoSat-2, позволил установить изменения массы ледникового покрова, его отдельных ледосборов, а также районов с динамическим дисбалансом (IDI — regions of ice dynamical imbalance) за период 2010–2013 гг. [42] (рис. 7). Этот новый набор данных обеспечивает практически непрерывный (96%) охват всего континента в пределах 215 км от Южного полюса и даёт пятикратное увеличение количества данных в прибрежных районах, где происходит подавляющее большинство всех потерь льда. По этим данным, в период между 2010 и 2013 гг. масса льда в Западной Антарктиде, Восточной Антарктиде и на Антарктическом полуострове изменялась со скоростью -134 ± 27 , -3 ± 36 и -23 ± 18 Гт/год соответственно. Средняя скорость расхода льда в Западной Антарктиде продолжает расти, и в рассматриваемый период была на 31% больше, чем в период 2005–2010 гг.

Комбинированный метод оценки баланса массы на основе статистической инверсии. Комбинированный метод оценки баланса массы

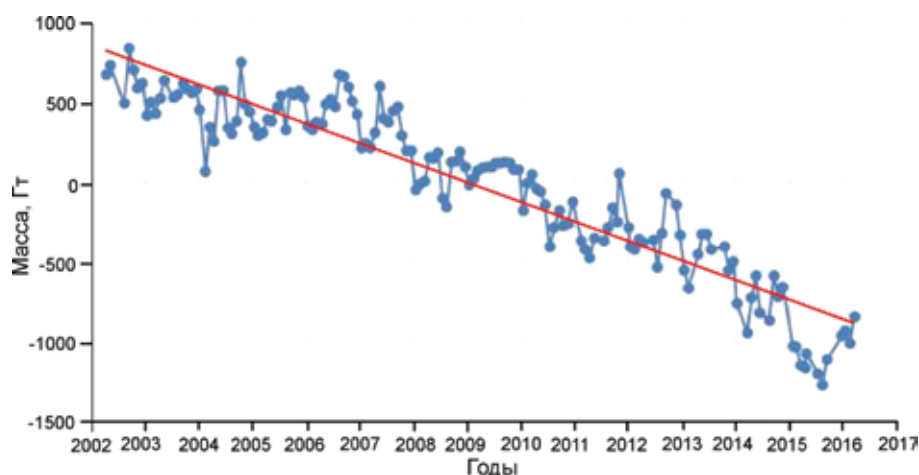


Рис. 5. Изменения массы Антарктического ледникового покрова (Гт) в отклонениях от среднего значения за 2002–2016 гг. По данным [50]

Fig. 5. Mass changes of the Antarctic ice sheet (Gt) shown relative to average for 2002–2016. After [50]

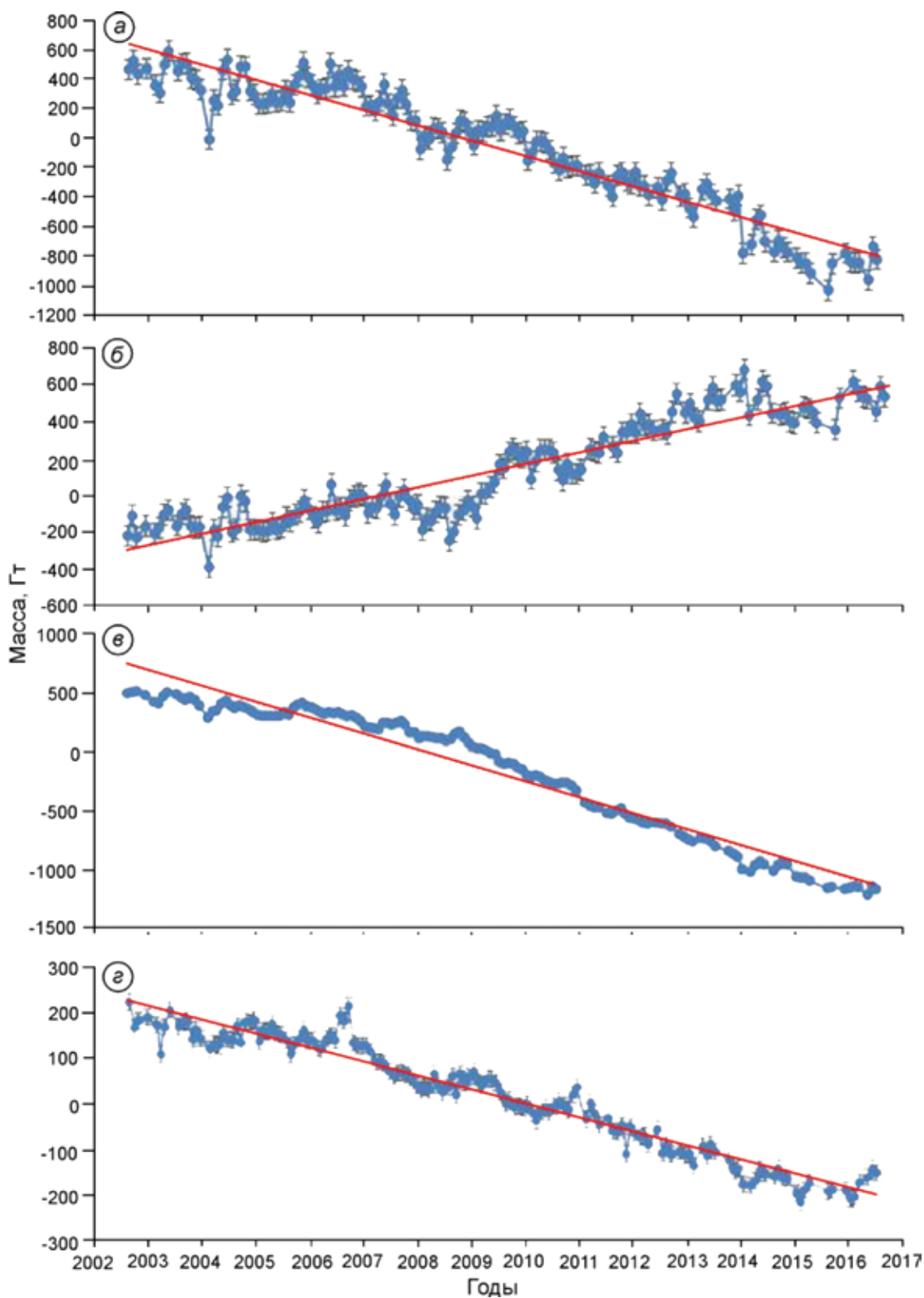


Рис. 6. Ход изменений массы льда в Антарктиде с августа 2002 по июль 2016 г.:

a – весь Антарктический ледниковый покров; *б* – Восточно-Антарктический ледниковый покров; *в* – Западно-Антарктический ледниковый покров; *г* – Антарктический полуостров. По данным [51]

Fig. 6. Antarctic mass change time series from August 2002 to July 2016:

a – Antarctic ice sheet in whole; *б* – East Antarctic Ice Sheet; *в* – West Antarctic Ice Sheet; *г* – Antarctic Peninsula. After [51]

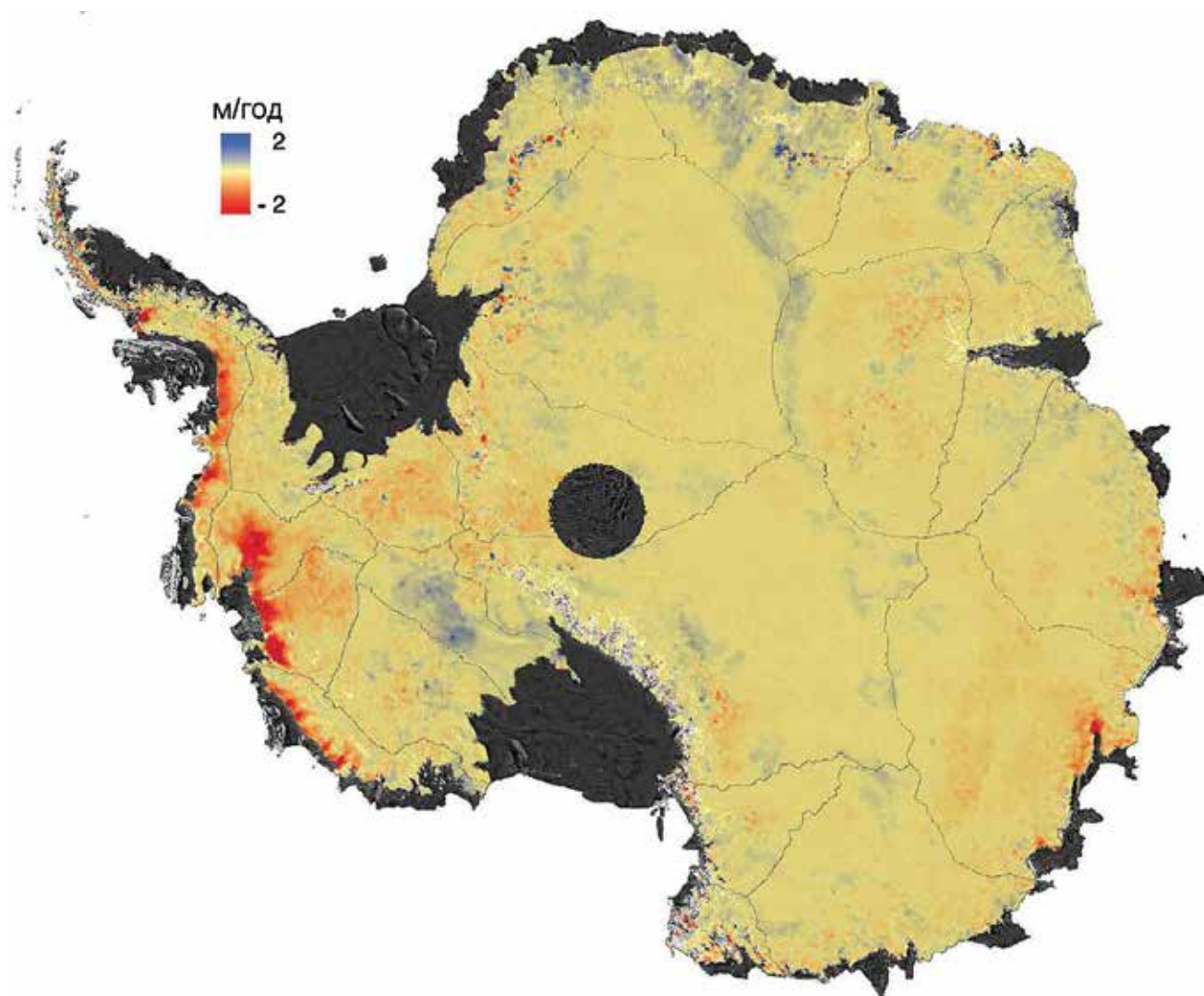


Рис. 7. Скорости изменения высоты поверхности Антарктического ледникового покрова с 2010 по 2013 г. по данным повторной альтиметрии CryoSat-2 (поле сглажено 25×25 км медианным фильтром).

Измерения CryoSat-2 не достигают Южного полюса на 215 км. По данным [42]

Fig. 7. Rate of elevation change of the Antarctic ice sheet between 2010 and 2013 determined from CryoSat-2 repeat altimetry (smoothed with a 25 by 25 km median filter).

The CryoSat measurements reach to within 215 km of the South Pole. After [42]

Антарктического покрова и его ледосборных бассейнов по данным спутниковой альтиметрии, гравиметрии, данных наземных GPS за период 2003–2013 гг. с применением иерархического байесовского моделирования реализован в работе [35]. Используемые в этом исследовании границы ледосборных бассейнов (рис. 8) взяты из работы [30] и не полностью совпадают с границами, установленными в [52]. Результаты оценок приведены в табл. 2 для каждого из трёх этапов и в целом для всего периода 2003–2013 гг. Сравнение результатов

оценок по отдельным этапам показывает, что в целом за 2003–2013 гг. скорости расхода массы льда в Антарктиде заметно возросли (рис. 9). В этот период потеря массы Антарктического ледникового покрова происходила со скоростью -84 ± 22 Гт/год, причём основные потери были в Западной Антарктиде (-112 ± 10 Гт/год), а также на Антарктическом полуострове (-28 ± 7 Гт/год). Вместе с тем в Восточной Антарктиде масса льда возрастала (56 ± 18 Гт/год). Каких-либо чётких тенденций в отдельных ледниковых бассейнах установлено не было. С помощью этого метода

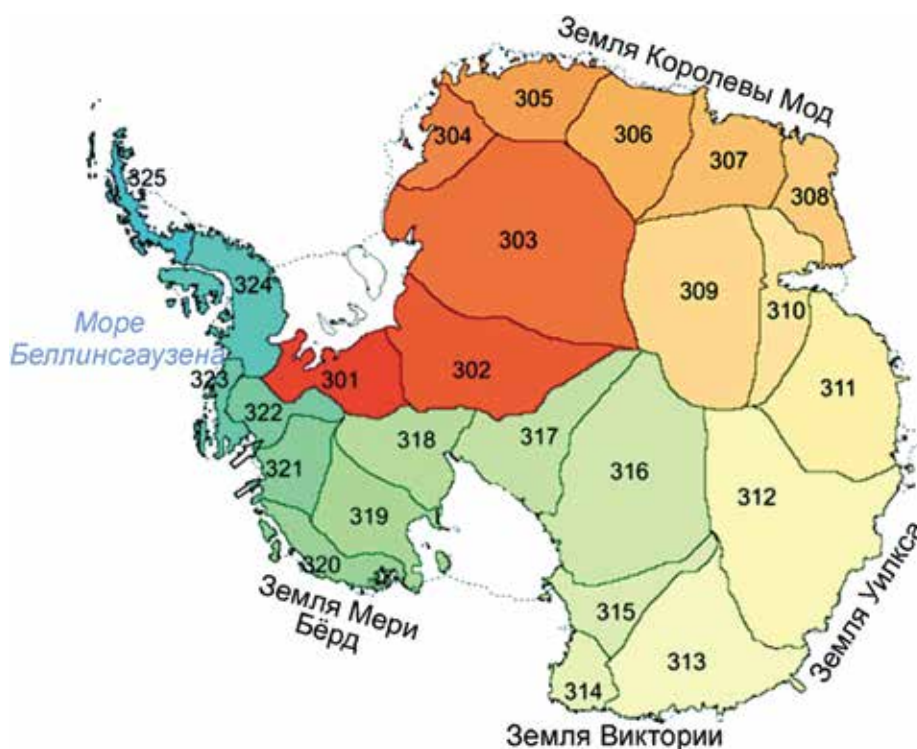


Рис. 8. Границы ледосборных бассейнов. По [30]

Fig. 8. Drainage basin locations. After [30]

обнаружена устойчивая негативная тенденция баланса массы льда в южной части Антарктического полуострова.

Антарктический материк и колебания уровня Мирового океана

Состояние баланса массы Антарктического ледникового покрова отражается на положении уровня Мирового океана. Вклад Антарктического ледника в положение уровня моря может быть сравним лишь с аналогичным вкладом, вызываемым процессами, происходящими в Гренландии. С 1880 г. до нашего времени средний глобальный уровень Мирового океана вырос на 21–24 см, при этом с 1993 г. уровень повысился на 8 см [53]. По некоторым утверждениям [54], с начала XX в. скорость подъёма уровня Мирового океана была выше, чем в любой другой сопоставимый период на протяжении последних 2700 лет. Однако это — всего лишь предположения, в действительности результаты многочисленных работ последних лет [28] дают следующие значения подъёма

уровня океана за счёт уменьшения массы льда в Антарктиде, мм/год:

1992–2011 гг.	$0,195 \pm 0,074$
1992–2000 гг.	$0,134 \pm 0,118$
1993–2003 гг.	$0,196 \pm 0,078$
2000–2011 гг.	$0,242 \pm 0,0340$
2005–2010 гг.	$0,225 \pm 0,0259$

Согласно этим расчётам, на рубеже веков уровень Мирового океана в результате деградации Антарктического ледникового щита повышается со скоростью 0,15–0,2 мм в год (с ошибкой расчётов от 15 до 40%). Однако подчеркнём, что, несмотря на значительно меньшие размеры, главный вклад в повышение уровня Мирового океана принадлежит Гренландскому ледниковому покрову, который деградирует гораздо интенсивнее (рис. 10). Очевидно, что приведённые на рис. 10 и ранее в тексте оценки скорости повышения уровня океана «за счёт Антарктиды» напрямую связаны с оценками скорости изменения баланса массы (уменьшения массы льда) на этом материке. Такой пересчёт вполне очевиден, так как в соответствии с известной площадью Мирового океана подъём его уровня на 1 мм соответствует стаиванию 362,5 Гт льда.

Таблица 2. Изменения массы льда Антарктического ледникового покрова, его отдельных частей и ледосборных бассейнов в 2003–2013 гг. (в числителе, Гт/год; в знаменателе – стандартное отклонение). По данным [35]

Ледосборные бассейны (см. рис. 8)	Среднее за период			
	2003–2006 гг.	2007–2009 гг.	2010–2013 гг.	2003–2013 гг.
301	7,2/2,9	4,5/2,6	–2,6/2,8	2,9/2,8
302	2,3/4,3	1,9/3,6	–10,5/3,6	–2,5/3,9
303	–0,8/6,4	–1,1/6,1	8,2/6,7	2,4/6,4
304	2/2,4	3,2/2,2	6,4/2,4	3,9/2,3
305	–7,4/3,5	15,2/3,3	23,9/3,7	10,1/3,5
306	3,1/5	13,1/4,9	28/5,2	14,9/5,1
307	10/4,8	20,2/4,6	12,4/4,8	13,7/4,8
308	1,9/3,6	4,7/3,4	15,3/3,6	7,5/3,6
309	3/5	2,1/4,8	–2,7/5,2	0,7/5
310	3,3/3,3	0,8/3,1	5,4/3,2	3,4/3,2
311	13,4/4,9	12,3/4,6	8,4/5,3	11,3/5
312	21,2/7,7	26,1/7,4	–29,7/8,3	4/7,8
313	–3/5,8	–33,6/5,7	–0,9/6,3	–10,6/6
314	–4,3/2	–6,4/1,8	–4,2/2,3	–4,9/2,1
315	–2,6/2,1	–2,2/2	4,1/2,3	0,1/2,1
316	–1,9/4,2	–7,9/4,1	8,5/4,4	0,3/4,3
317	1/2,9	–1,8/2,4	6/2,5	2/2,6
318	14,3/3,1	17,4/2,6	35,3/2,9	22,8/2,9
319	–3,1/4,5	0,8/4,1	–3,3/4,4	–2,1/4,4
320	–11,7/4,9	–31,6/4,4	–48,6/4,6	–30,6/4,7
321	–39,9/4,6	–74,4/4,2	–1,7/4,5	–64,8/4,5
322	–16/3,6	–39,9/3,2	–56/3,1	–37,4/3,5
323	8,6/3,6	3,4/2,6	–18,6/3,3	–2,7/3,5
324	17,1/5,5	–15,7/5	–39,4/5,3	–12,4/5,3
325	–8,8/4,7	–15,1/4,5	–22,8/5,1	–15,6/4,8
Восточная Антарктида	41,2/18,1	46,6/17,1	78,5/18,7	56,3/18,1
Западная Антарктида	–40,6/10,5	–119,7/9,2	–175,3/9,9	–111,9/10,1
Антарктический полуостров	8,3/7,2	–30,7/6,8	–62,2/7,4	–28/7,2
Вся Антарктида	8,9/22,1	–103,8/20,6	–159,2/22,4	–83,6/21,9

По разным оценкам, вклад Антарктиды в состояние уровня Мирового океана в первом десятилетии XXI в. находится в пределах от $-0,06 \pm 0,23$ до $+0,16 \pm 0,14$ мм/год [28]. Такой весьма незначительный вклад (по сравнению с масштабами Антарктического ледникового покрова) объясняется природными процессами на обширных пространствах ледникового покрова Восточной Антарктиды, где, как мы показали в этой статье, накопление массы преобладает над расходом льда. Ответить на вопрос о том, сколько времени продлится такое преобладание, трудно, но можно утверждать, что в силу инерции природных процессов Восточно-ан-

тарктический ледниковый щит ещё долго будет служить своеобразным стабилизатором уровня Мирового океана.

Заключение

Современная эпоха глобального потепления на земном шаре не могла не отразиться на общем состоянии Антарктического ледникового покрова и балансе его массы. Потепление ведёт к увеличению содержания водяного пара в воздушных массах, вызывает интенсификацию атмосферной циркуляции и рост снегона-

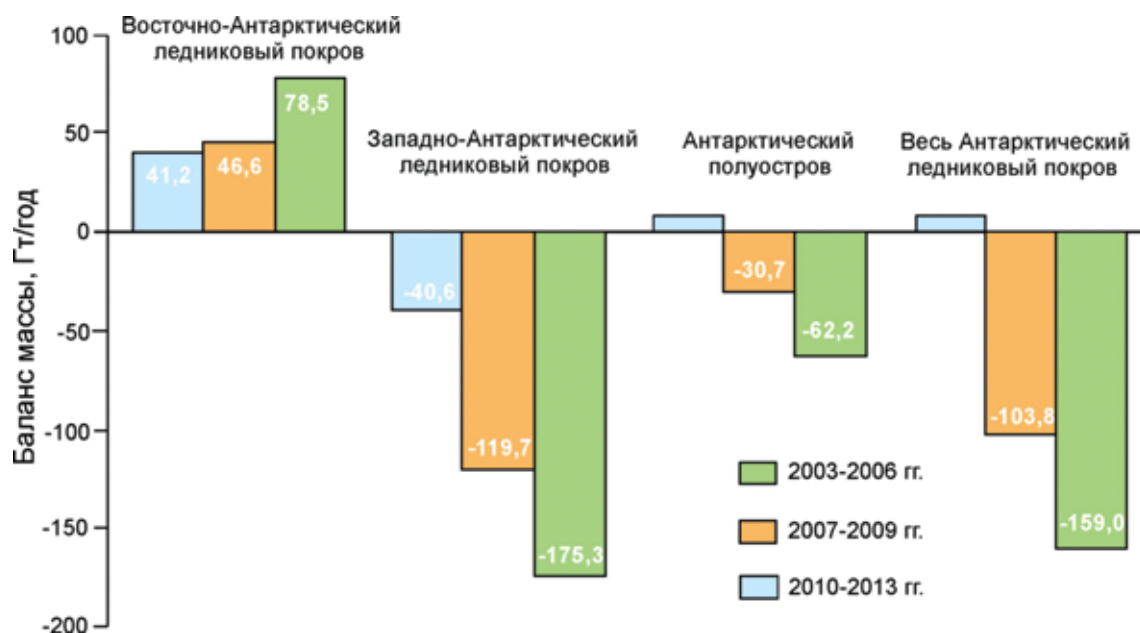


Рис. 9. Тренды баланса массы (Гт/год) Антарктического ледникового покрова и его частей для трёх периодов: 2003–2006, 2007–2009 и 2010–2013 гг. По [35]

Fig. 9. Average mass trends in the mass balance (in Gt/yr) of the Antarctic ice sheet and its parts for three periods: 2003–2006, 2007–2009 and 2010–2013. After [35]

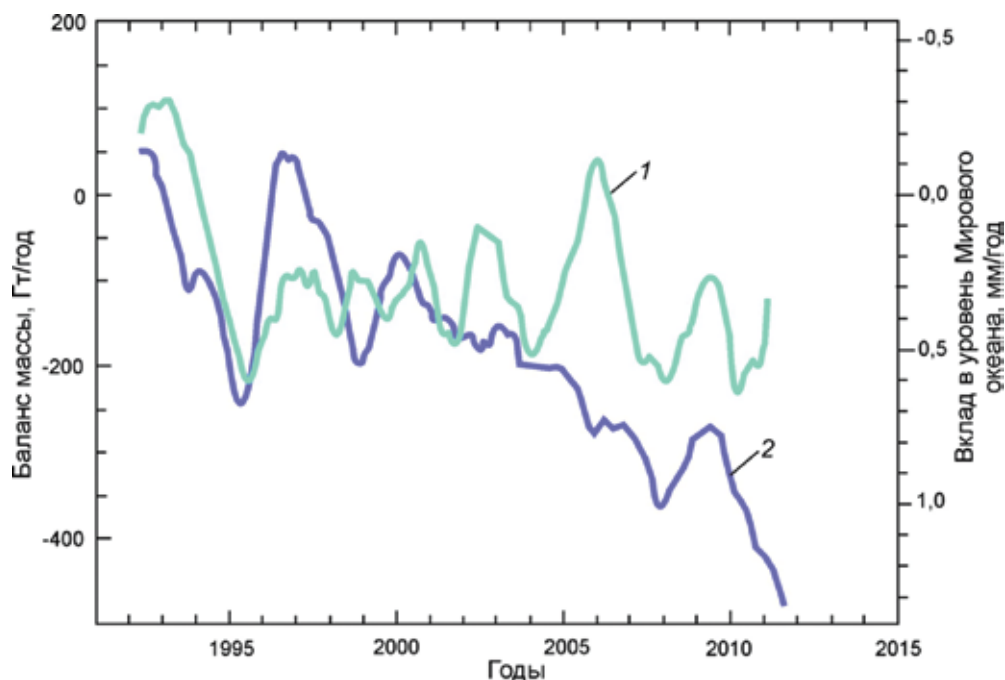


Рис. 10. Вклад в уровень Мирового океана убывания Антарктического (1) и Гренландского (2) ледниковых покровов. По [28]

Fig. 10. Contribution of the Antarctic (1) and Greenland (2) ice sheets to the sea level change. After [28]

копления на поверхности ледникового щита. Вместе с тем потепление океанических вод и некоторое увеличение температуры льда приво-

дят к росту скоростей течения льда и большему расходу льда на береговой линии материка. Изучение и расчёты этих процессов и их соотно-

шения непросты и до сих пор не получили законченного решения.

Обширные исследования в южно-полярной области Земли в период Международного геофизического года (1957–1958 гг.) вызвали предположение о современном росте массы льда в Восточной Антарктиде. Такое предположение находило своё подтверждение и в последующие десятилетия и вызывало естественное удовлетворение, так как очевидно, что подобный процесс замедляет повышение уровня Мирового океана, вызываемое усиленным таянием льдов в умеренных широтах. Однако по мере развития новых методов исследований такое заключение начало ставиться под сомнение. На рубеже веков в изучении глобальных процессов на Земле начали использовать спутниковую альтиметрию (радарную и лазерную), а также спутниковую гравиметрию, позволяющие определять изменения массы, в том числе льда, приводящие к гляцио-изостатическим движениям. Такие исследования в последние годы стали массовыми, что вызвало быстрое развитие методов использования этих данных для подсчёта баланса материкового льда.

В нашем исследовании выполнен анализ обширных материалов последних лет, подтверждающих ранние заключения гляциологов о продолжающемся росте массы льда в Восточной Антарктиде. Однако в Западной Антарктиде и на Антарктическом полуострове в наше время, наоборот, происходит усиленное таяние льда, нивелирующее повышенный приход массы льда

в Центральной Антарктиде. Поэтому в целом в современную эпоху глобального потепления масса льда в Антарктиде, по-видимому, снижается, несмотря на некоторый рост Восточно-Антарктического ледникового покрова. В результате уровень Мирового океана повышается за счёт стаивания ледникового покрова Антарктиды не более чем на 0,1 мм в год.

Итак, колебания массы материкового льда в Антарктиде, естественно, отражаются на уровне Мирового океана. Однако по сравнению с масштабами Антарктического ледникового покрова его вклад в повышение уровня моря незначителен. Главная причина этого заключается в том, что в Восточной Антарктиде накопление массы со значительной долей вероятности преобладает над расходом льда.

Заканчивая статью, подчеркнём: ледниковый покров Антарктиды, представляющий собой неотъемлемую часть земного шара на протяжении многих миллионов лет, будет и дальше играть важную роль для человечества, и следует продолжать интенсивное его изучение, не забывая о необходимости охраны этого исключительного феномена нашей планеты.

Благодарности. Настоящее исследование выполнено при поддержке Русского географического общества (грант № 06/2016-И).

Acknowledgements. This study was supported by the Russian Geographical Society (grant number 06/2016-И).

Литература

1. Меллор М. Изучение баланса массы льда в Антарктиде // МГИ. Хроника, обсуждения. 1961. Вып. 1. С. 152–164. Пер. с англ.
2. Листер Х. Климат и вещественный баланс ледника. Геофизические исследования государственной трансантарктической экспедиции // МГИ. Хроника, обсуждения. 1961. Вып. 1. С. 165–172. Пер. с англ.
3. Котляков В.М. Интенсивность питания ледникового покрова Антарктиды // МГИ. Хроника, обсуждения. 1961. Вып. 1. С. 53–58.
4. Котляков В.М. О современном увеличении массы ледникового покрова Антарктиды // МГИ. Хроника, обсуждения. 1962. Вып. 5. С. 39–44.
5. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
6. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G.,

References

1. Mellor M. Mass balance studies in Antarctica. Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. № 26. P. 522–533.
2. Lister H. The climate and Ice mass balance. Geophysical investigations of the Commonwealth Trans-Antarctic Expedition. Geographical Journal. 1959. V. 125. № 3–4. P. 343–351.
3. Kotlyakov V.M. Intensity of nourishment of the Antarctic ice sheet. Data of Glaciological Studies. 1961, 1: 53–58. [In Russian].
4. Kotlyakov V.M. On the present-day increase of the Antarctic ice sheet mass. Data of Glaciological Studies. 1962, 5: 39–44. [In Russian].
5. Kotlyakov V.M. The snow cover of the Antarctic and its role in the present-day glaciation of the continent. Jerusalem, 1966. 256 p. Translation from Russian.
6. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D.,

- Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *The Cryosphere*. 2013. № 7. P. 375–393. doi:10.5194/tc-7-375-2013.
7. Котляков В.М., Васильев Л.Н., Москалевский М.Ю., Хромова Т.Е. Сток материкового льда и баланс массы Антарктического ледникового покрова // *Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы*. Т. 3. Ч. 2. Природные процессы в полярных областях Земли. М.: изд. Ин-та географии РАН, 2009. С. 97–106.
 8. Котляков В.М., Васильев Л.Н., Москалевский М.Ю. Изменение баланса массы Антарктического ледникового покрова за 50 лет // *ДАН*. 2011. Т. 438. № 2. С. 263–266.
 9. Москалевский М.Ю., Хромова Т.Е. Динамика стока материкового льда Восточной Антарктиды во II половине XX века // *Арктика и Антарктика*. 2008. Вып. 7 (41). С. 56–64.
 10. Giovinetto M.B., Bentley C.R. Surface balance in ice drainage systems in Antarctica // *Antarctic Journ. of the United States*. 1985. V. 20. № 4. P. 6–13.
 11. Vaughan D.G., Bamber J.L., Giovinetto M.B., Russel J., Cooper A.P.R. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica // *Journ. of Climate*. 1999. V. 12. № 4. P. 933–946. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RO NSMB>2.0.CO;2.
 12. Giovinetto M.B., Zwally H.J. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 171–178. doi: 10.3189/172756400781820200.
 13. Атлас Антарктики: Т. 1. М.-Л.: изд. ГУГК МГ СССР, 1966. 225 с.
 14. Атлас Антарктики: Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 598 с.
 15. Bull C. Snow accumulation in Antarctica // [Contrib. № 156. Institute of Polar Studies, Ohio State University]. *Research in Antarctic*. Washington, D.C: American Association for the Advancement of Science, 1971. P. 367–421.
 16. Котляков В.М., Барков Н.И., Лосева И.А., Петров В.И. Новая карта питания ледникового покрова Антарктиды // *МГИ*. 1974. Вып. 24. С. 155–159.
 17. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. РАН, 1997. 392 с.
 18. Котляков В.М. Избранные сочинения: Т. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 431 с.
 19. Arthern R.J., Vaughan D.G., Rankin A.M., Mulvaney R., Thomas E.R. In situ measurements of Antarctic snow compaction compared with predictions of models // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. V. 115 (F3): F03011. doi: 10.1029/2009JF001306.
 - Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*. 2013. 7: 375–393. doi:10.5194/tc-7-375-2013.
 7. Kotlyakov V.M., Vasil'ev L.N., Moskalevsky M.Yu., Khromova T.Y. Moving of continental ice and mass-balance of the Antarctic ice sheet. *Izmenenie okruzhayushchey sredy i klimata. Prirodnye i svyazannye s nimi tekhnogennyye katastrofy*. Changing of environment and climate. Natural and technogenic catastrophes. V. 3. Pt. 2. *Prirodnye protsessy v polyarnykh oblastiakh Zemli*. Natural processes in polar regions of the Earth. Moscow: Institute of Geography RAS, 2009: 97–106. [In Russian].
 8. Kotlyakov V.M., Vasil'ev L.N., Moskalevsky M.Yu. Change of mass-balance of the Antarctic ice sheet over 50 years. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2011, 438 (2): 263–266. [In Russian].
 9. Moskalevsky M.Yu., Khromova T.Y. Dynamics of moving of continental ice in the East Antarctica over the second half of 20th century. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2008, 7 (41): 56–64. [In Russian].
 10. Giovinetto M.B., Bentley C.R. Surface balance in ice drainage systems in Antarctica. *Antarctic Journ. of the United States*. 1985, 20 (4): 6–13.
 11. Vaughan D.G., Bamber J.L., Giovinetto M.B., Russel J., Cooper A.P.R. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journ. of Climate*. 1999, 12 (4): 933–946. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RO NSMB>2.0.CO;2.
 12. Giovinetto M.B., Zwally H.J. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 171–178. doi: 10.3189/172756400781820200.
 13. *Atlas Antarktiki*. Atlas of Antarctic. Moscow–Leningrad, 1966. V. 1: 225 p. [In Russian].
 14. *Atlas Antarktiki*. Atlas of Antarctic. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969. V. 2: 598 p. [In Russian].
 15. Bull C. Snow accumulation in Antarctica. [Contrib. № 156. Institute of Polar Studies, Ohio State University]. *Research in Antarctic*. Washington, D.C: American Association for the Advancement of Science, 1971: 367–421.
 16. Kotlyakov V.M., Barkov N.I., Loseva I.A., Petrov V.I. New map of nourishment of the Antarctic ice sheet. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1974, 24: 155–159. [In Russian].
 17. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
 18. Kotlyakov V.M. *Izbrannyye sochineniya*. Selected works. V. 1. *Glyatsiologiya Antarktity*. Glaciology of Antarctica. Moscow: Nauka, 2000: 431 p. [In Russian].
 19. Arthern R.J., Vaughan D.G., Rankin A.M., Mulvaney R., Thomas E.R. In situ measurements of Ant-

20. Zwally H.J., Giovinetto M.B., Jun L., Cornejo H.G., Beckley M.A., Brenner A.C., Saba J.L., Yi D. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002 // *Journ. of Glaciology*. 2005. V. 51. № 175. P. 509–527. doi: 10.3189/172756505781829007.
21. Rignot E., Bamber J.L., van den Broeke M.R., Davis C., Li Y., van de Berg W.J., van Meijgaard E. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. № 2. P. 106–110. doi: 10.1038/ngeo102.
22. Mouginot J., Rignot E., Scheuchl B. Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013 // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. № 5. P. 1576–1584. doi: 10.1002/2013GL059069.
23. Sasgen I., Martinec Z., Fleming K. Regional ice-mass changes and glacial-isostatic adjustment in Antarctica from GRACE // *Earth Planetary Science Letters*. 2007. V. 264. № 3. P. 391–401. doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.029.
24. Riva R.E.M., Gunter B.C., Urban T.J., Vermeersen B.L.A., Lindenberg R.C., Helsen M.M., Bamber J.L., van de Wal R.S.W., van den Broeke M.R., Schutz B.E. Glacial isostatic adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data // *Earth Planetary Science Letters*. 2009. V. 288. P. 516–523. doi: 10.1016/j.epsl.2009.10.013.
25. Horwath M., Dietrich R. Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica // *Geophys. Journ. International*. 2009. V. 177. № 3. P. 849–864. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
26. Van Wessem J.M., Reijmer C.H., Morlighem M., Mouginot J., Rignot E., Medley B., Joughin I., Wouters B., Depoorter M.A., Bamber J.L., Lenaerts J.T.M., De Van Berg W.J., Van Den Broeke M.R., Van Meijgaard E. Improved representation of East Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model // *Journ. of Glaciology*. 2014. V. 60. № 222. P. 761–770. doi: 10.3189/2014JoG14J051.
27. Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R., Van de Berg W.J., Van Meijgaard E., Munneke P.K. A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. № 4: L04501. doi: 10.1029/2011GL050713.
28. Shepherd A., Ivins E.R., Geruo F., Barletta V.R., Bentley M.J., Bettadpur S., Briggs K.H., Bromwich D.H., Forsberg R., Galin N., Horwath M., Jacobs S., Joughin I., King M.A., Lenaerts J.T.M., Li J., Lichtenberg S.R.M., Luckman A., Luthcke S.B., McMillan M., Meister Rakia Mi.G., Mouginot J., Muir A., Nicolas J.P., Paden J., Payne A.J., Pritchard H., Rignot E., Rott H., Sørensen L.S., Scambos T.A., Scheuchl B., Schrama E.J.O., Smith B., Sundal A.V., van Angelen J.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R., Vaughan D.G., Velicogna I., Wahr J., Whitehouse L., Wingham D.J., Yi D., Young D., Zwally H.J. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance // *Science*. 2012. V. 338. № 6111. P. 1183–1189. doi: 10.1126/science.1228102.
29. Hanna E., Navarro F.J., Pattyn F., Domingues C.M., Fettweis X., Ivins E.R., Nicholls R.J., Ritz C., Smith B., Tulaczyk S., Whitehouse P.L., Zwally H.J. Ice-sheet arctic snow compaction compared with predictions of models. *Journ. of Geophys. Research*. 2010, 115 (F3): F03011. doi: 10.1029/2009JF001306.
20. Zwally H.J., Giovinetto M.B., Jun L., Cornejo H.G., Beckley M.A., Brenner A.C., Saba J.L., Yi D. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *Journ. of Glaciology*. 2005, 51 (175): 509–527. doi: 10.3189/172756505781829007.
21. Rignot E., Bamber J.L., van den Broeke M.R., Davis C., Li Y., van de Berg W.J., van Meijgaard E. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling. *Nature Geoscience*. 2008, 1 (2): 106–110. doi: 10.1038/ngeo102.
22. Mouginot J., Rignot E., Scheuchl B. Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41 (5): 1576–1584. doi: 10.1002/2013GL059069.
23. Sasgen I., Martinec Z., Fleming K. Regional ice-mass changes and glacial-isostatic adjustment in Antarctica from GRACE. *Earth Planetary Science Letters*. 2007, 264 (3): 391–401. doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.029.
24. Riva R.E.M., Gunter B.C., Urban T.J., Vermeersen B.L.A., Lindenberg R.C., Helsen M.M., Bamber J.L., van de Wal R.S.W., van den Broeke M.R., Schutz B.E. Glacial isostatic adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data. *Earth Planetary Science Letters*. 2009, 288: 516–523. doi: 10.1016/j.epsl.2009.10.013.
25. Horwath M., Dietrich R. Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. Journ. International*. 2009, 177 (3): 849–864. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
26. Van Wessem J.M., Reijmer C.H., Morlighem M., Mouginot J., Rignot E., Medley B., Joughin I., Wouters B., Depoorter M.A., Bamber J.L., Lenaerts J.T.M., De Van Berg W.J., Van Den Broeke M.R., Van Meijgaard E. Improved representation of East Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (222): 761–770. doi: 10.3189/2014JoG14J051.
27. Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R., Van de Berg W.J., Van Meijgaard E., Munneke P.K. A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39 (4): L04501. doi: 10.1029/2011GL050713.
28. Shepherd A., Ivins E.R., Geruo F., Barletta V.R., Bentley M.J., Bettadpur S., Briggs K.H., Bromwich D.H., Forsberg R., Galin N., Horwath M., Jacobs S., Joughin I., King M.A., Lenaerts J.T.M., Li J., Lichtenberg S.R.M., Luckman A., Luthcke S.B., McMillan M., Meister Rakia Mi.G., Mouginot J., Muir A., Nicolas J.P., Paden J., Payne A.J., Pritchard H., Rignot E., Rott H., Sørensen L.S., Scambos T.A., Scheuchl B., Schrama E.J.O., Smith B., Sundal A.V., van Angelen J.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R., Vaughan D.G., Velicogna I., Wahr J., Whitehouse L., Wingham D.J., Yi D., Young D., Zwally H.J. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*. 2012, 338 (6111): 1183–1189. doi: 10.1126/science.1228102.
29. Hanna E., Navarro F.J., Pattyn F., Domingues C.M., Fettweis X., Ivins E.R., Nicholls R.J., Ritz C., Smith B., Tulaczyk S., Whitehouse P.L., Zwally H.J. Ice-sheet

- mass balance and climate change // *Nature*. 2013. V. 498. № 7452. P. 51–59. doi: 10.1038/nature12238.
30. Sasgen I., Konrad H., Ivins E.R., Van den Broeke M.R., Bamber J.L., Martinec Z., Klemann V. Antarctic ice-mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite gravimetry measurements with improved estimate of glacial-isostatic adjustment based on GPS uplift rates // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1499–1512. doi: 10.5194/tc-7-1499-2013.
 31. King M.A., Bingham R.J., Moore P., Whitehouse P.L., Bentley M.J., Milne G.A. Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution // *Nature*. 2012. V. 491. P. 586–589. doi: 10.1038/nature11621.
 32. Zwally J.H., Li J., Robbins J.W., Saba J.L., Yi D., Brenner A.C. Mass gains of the Antarctic ice sheets exceeded losses // *Journ. of Glaciology*. 2015. V. 61. № 230. P. 1019–1036. doi: 10.3189/2015JoG15J071.
 33. Harig C., Simons F.J. Accelerated West Antarctic ice mass loss continues to outpace East Antarctic gains // *Earth Planetary Science Letters*. 2015. V. 415. P. 134–141. doi: 10.1016/j.epsl.2015.01.029.
 34. Zammit-Mangion A., Rougier J.C., Bamber J.L., Schoen N.W. Resolving the Antarctic contribution to sea-level rise: A hierarchical modelling framework // *Environmetrics*. 2014. V. 25. P. 245–264. doi: 10.1002/env.2247.
 35. Martín-Español A., Zammit-Mangion A., Clarke P.J., Flament T., Helm V., King M.A., Luthcke S.B., Petrie E., Rémy F., Schön N., Wouters B., Bamber J.L. Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment, and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity, and GPS data // *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2016. V. 121. P. 182–200. doi: 10.1002/2015JF003550.
 36. Barletta V.R., Sørensen L.S., Forsberg R. Scatter of mass changes estimates at basin scale for Greenland and Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. № 5. P. 1411–1432. doi: 10.5194/tc-7-1411-2013.
 37. Ivins E.R., Thomas S.J., Wahr J., Schrama E.O.J., Landerer F.W., Simon K.M. Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction // *Journ. of Geophys. Research. Solid Earth*. 2013. V. 118. № 6. P. 3126–3141. doi: 10.1002/jgrb.50208.
 38. Luthcke S.B., Sabaka T.J., Loomis B.D., Arendt A.A., McCarthy J.J., Camp J. Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution // *Journ. of Glaciology*. 2013. V. 59. № 216. P. 613–631. doi: 10.3189/2013JoG12J147.
 39. Velicogna I., Wahr J. Time variable gravity observations of ice sheet mass balance: precision and limitations of the GRACE satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. № 12. P. 3055–3063. doi: 10.1002/grl.50527.
 40. Helm V., Humbert A., Miller H. Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2 // *Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 1539–1559. doi: 10.5194/tc-8-1539-2014.
 41. McMillan M., Shepherd A., Sundal A., Briggs K., Muir A., Ridout A., Hogg A., Wingham D. Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2 // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 3899–3905. doi: 10.1002/2014GL060111.
 42. Schrama E., Wouters B., Rietbroek R. A mascon approach to assess ice sheet and glacier mass balances and their uncertainties from GRACE data // *Journ. Tulaczyc S., Whitehouse P.L., Zwally H.J. Ice-sheet mass balance and climate change. Nature*. 2013, 498 (7452): 51–59. doi: 10.1038/nature12238.
 30. Sasgen I., Konrad H., Ivins E.R., Van den Broeke M.R., Bamber J.L., Martinec Z., Klemann V. Antarctic ice-mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite gravimetry measurements with improved estimate of glacial-isostatic adjustment based on GPS uplift rates. *The Cryosphere*. 2013, 7: 1499–1512. doi: 10.5194/tc-7-1499-2013.
 31. King M.A., Bingham R.J., Moore P., Whitehouse P.L., Bentley M.J., Milne G.A. Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution. *Nature*. 2012, 491: 586–589. doi: 10.1038/nature11621.
 32. Zwally J.H., Li J., Robbins J.W., Saba J.L., Yi D., Brenner A.C. Mass gains of the Antarctic ice sheets exceeded losses. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61 (230): 1019–1036. doi: 10.3189/2015JoG15J071.
 33. Harig C., Simons F.J. Accelerated West Antarctic ice mass loss continues to outpace East Antarctic gains. *Earth Planetary Science Letters*. 2015, 415: 134–141. doi: 10.1016/j.epsl.2015.01.029.
 34. Zammit-Mangion A., Rougier J.C., Bamber J.L., Schoen N.W. Resolving the Antarctic contribution to sea-level rise: A hierarchical modelling framework. *Environmetrics*. 2014, 25: 245–264. doi: 10.1002/env.2247.
 35. Martín-Español A., Zammit-Mangion A., Clarke P.J., Flament T., Helm V., King M.A., Luthcke S.B., Petrie E., Rémy F., Schön N., Wouters B., Bamber J.L. Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment, and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity, and GPS data. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2016, 121: 182–200. doi: 10.1002/2015JF003550.
 36. Barletta V.R., Sørensen L.S., Forsberg R. Scatter of mass changes estimates at basin scale for Greenland and Antarctica. *Cryosphere*. 2013, 7 (5): 1411–1432. doi: 10.5194/tc-7-1411-2013.
 37. Ivins E.R., Thomas S.J., Wahr J., Schrama E.O.J., Landerer F.W., Simon K.M. Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *Journ. of Geophys. Research. Solid Earth*. 2013, 118 (6): 3126–3141. doi: 10.1002/jgrb.50208.
 38. Luthcke S.B., Sabaka T.J., Loomis B.D., Arendt A.A., McCarthy J.J., Camp J. Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *Journ. of Glaciology*. 2013, 59 (216): 613–631. doi: 10.3189/2013JoG12J147.
 39. Velicogna I., Wahr J. Time variable gravity observations of ice sheet mass balance: precision and limitations of the GRACE satellite data. *Geophys. Research Letters*. 2013, 40 (12): 3055–3063. doi: 10.1002/grl.50527.
 40. Helm V., Humbert A., Miller H. Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *Cryosphere*. 2014, 8: 1539–1559. doi: 10.5194/tc-8-1539-2014.
 41. McMillan M., Shepherd A., Sundal A., Briggs K., Muir A., Ridout A., Hogg A., Wingham D. Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 3899–3905. doi: 10.1002/2014GL060111.
 42. Schrama E., Wouters B., Rietbroek R. A mascon approach to assess ice sheet and glacier mass balances and their uncertainties from GRACE data. *Journ. of*

- of Geophys. Research. Solid Earth. 2014. V. 119. № 7. P. 6048–6066. doi: 10.1002/2013JB010923.
43. Velicogna I., Sutterley T., van den Broeke M.R. Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time variable gravity data // Geophys. Research Letters. 2014. V. 41. № 22. P. 8130–8137. doi: 10.1002/2014GL06105244.
 44. Williams S., Moore P., King M.A., Whitehouse P. Revisiting GRACE Antarctic ice mass trends and accelerations considering autocorrelation // Earth Planetary Science Letters. 2014. V. 385. P. 12–21. doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.016.
 45. Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Липенков В.Я. Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 5–9.
 46. 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. doi: 10.5194/tc-7-303-2013.
 47. Scambos T., Shuman C. Comment on ‘Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses’ by H.J. Zwally and others // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 233. P. 599–603. doi: 10.1017/jog.2016.59.
 48. Schröder L., Richter A., Fedorov D.V., Eberlein L., Brovko E.V., Popov S.V., Knöfel C., Horwath M., Dietrich R., Matveev A.Y., Scheinert M., Lukin V. Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica // The Cryosphere Discussion. 2017. in review. doi:10.5194/tc-2016-282.
 49. Zwally J.H., Li J., Robbins J.W., Saba J.L., Yi D., Brenner A.C. Response to Comment by T. SCAMBOS and C. SHUMAN (2016) on ‘Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses’ by H.J. Zwally and others (2015) // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 235. P. 990–992. doi: 10.1017/jog.2016.91.
 50. Watkins M.M., Wiese D.N., Yuan D.-N., Boening C., Landerer F.W. Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons // Journ. of Geophys. Research. Solid Earth. 2015. V. 120. P. 2648–2671. doi: 10.1002/2014JB011547.
 51. Groh A., Horwath M. The method of tailored sensitivity kernels for GRACE mass change estimates // Geophys. Research Abstracts. 2016. V. 18. EGU2016-12065.
 52. Zwally H.J., Giovinetto M.B., Beckley M.A., Saba J.L. Antarctic and Greenland Drainage Systems. GSFC Cryospheric Sciences Laboratory, 2012. http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php
 53. Hay C.C., Morrow E., Kopp R.E., Mitrovica J.X. Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise // Nature. 2015. V. 517. № 7535. P. 481–484. doi: 10.1038/nature14093.
 54. Kopp R.E., Kemp A.C., Bittermann K., Horton B.P., Donnelly J.P., Gehrels W.R., Rahmstorf S. Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era // Proc. of the National Academy of Sciences. 2016. V. 113. № 11. P. E1434–E1441. doi: 10.1073/pnas.1517056113. <http://www.pnas.org/content/113/11/E1434.full>
 - Geophys. Research. Solid Earth. 2014, 119 (7): 6048–6066. doi: 10.1002/2013JB010923.
 43. Velicogna I., Sutterley T., van den Broeke M.R. Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time variable gravity data. Geophys. Research Letters. 2014, 41 (22): 8130–8137. doi: 10.1002/2014GL06105244.
 44. Williams S., Moore P., King M.A., Whitehouse P. Revisiting GRACE Antarctic ice mass trends and accelerations considering autocorrelation. Earth Planetary Science Letters. 2014, 385: 12–21. doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.016.
 45. Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Lipenkov V.Ya. Variations of snow accumulation rate in the Central Antarctica over the last 250 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 5–9. [In Russian].
 46. 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. doi: 10.5194/tc-7-303-2013.
 47. Scambos T., Shuman C. Comment on ‘Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses’ by H.J. Zwally and others. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (233): 599–603. doi: 10.1017/jog.2016.59.
 48. Schröder L., Richter A., Fedorov D.V., Eberlein L., Brovko E.V., Popov S.V., Knöfel C., Horwath M., Dietrich R., Matveev A.Y., Scheinert M., Lukin V. Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica. The Cryosphere Discussion. 2017. in review. doi:10.5194/tc-2016-282.
 49. Zwally J.H., Li J., Robbins J.W., Saba J.L., Yi D., Brenner A.C. Response to Comment by T. SCAMBOS and C. SHUMAN (2016) on ‘Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses’ by H. J. Zwally and others (2015). Journ. of Glaciology. 2016, 62 (235): 990–992. doi: 10.1017/jog.2016.91.
 50. Watkins M.M., Wiese D.N., Yuan D.-N., Boening C., Landerer F.W. Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons. Journ. of Geophys. Research. Solid Earth. 2015, 120: 2648–2671. doi: 10.1002/2014JB011547.
 51. Groh A., Horwath M. The method of tailored sensitivity kernels for GRACE mass change estimates. Geophys. Research Abstracts. 2016, 18. EGU2016-12065.
 52. Zwally H.J., Giovinetto M.B., Beckley M.A., Saba J.L. Antarctic and Greenland Drainage Systems. GSFC Cryospheric Sciences Laboratory, 2012. http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php
 53. Hay C.C., Morrow E., Kopp R.E., Mitrovica J.X. Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. Nature. 2015, 517 (7535): 481–484. doi: 10.1038/nature14093.
 54. Kopp R.E., Kemp A.C., Bittermann K., Horton B.P., Donnelly J.P., Gehrels W.R., Rahmstorf S. Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. Proc. of the National Academy of Sciences. 2016, 113 (11): E1434–E1441. doi: 10.1073/pnas.1517056113. <http://www.pnas.org/content/113/11/E1434.full>

Атмосферная циркуляция в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова

© 2017 г. Э.Ю. Осипов^{1*}, О.П. Осипова², Л.П. Голобокова¹, Т.В. Ходжер¹

¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия; ²Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
*eduard@lin.irk.ru

Atmospheric circulation in the Indian Ocean sector of East Antarctica over the last 200 years according to chemical studies of snow-firn cover

E.Yu. Osipov^{1*}, O.P. Osipova², L.P. Golobokova¹, T.V. Khodzher¹

¹Limnological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;
²V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
*eduard@lin.irk.ru

Received September 30, 2016

Accepted February 15, 2017

Keywords: *Antarctica, atmospheric circulation, reconstruction of climate, snow-firn cores, sodium.*

Summary

Spatial and temporal variability of a sea-salt aerosol (Na^+) concentration was investigated in snow-firn cores and snow pits taken at four sites of the Indian Ocean sector of the East Antarctica (along a profile between stations Progress and Vostok: PV-10, NVFL-1, SW-42, and the Vostok point). In long annually resolved Na^+ records, we had revealed the following periodicities: 17 to 95-year (Vostok) and 29 to 52-year (NVFL-1), while the shorter records are characterized by 8-year periodicity. The Na^+ concentrations decrease as the snow accumulation increases (especially, at the Vostok station), and this is evidence for a presence of «dilution effect» in the sites with the great part of «dry precipitation». The closest relationship was revealed between changes in flows of Na^+ at points SW-42, and PV-10. Variability of the Na^+ fluxes had been linked to the circulation indices (AAO, PDO, SOI, MEI, SPO) and the sea level pressure in the Southern Hemisphere, as well as to occurrence of Elementary Circulation Mechanisms (ECM). The revealed irregularity of the Na^+ precipitation over the area under investigation is caused by different atmospheric circulation patterns as well as by influence of basic Action Centers of the Atmosphere (ACA) in the Southern Hemisphere. The closest relationship is found to take place with South Pacific ACA (Vostok, 1976–2009) and with the South Indian ACA (SW-42 and PV-10). A presence of distant atmospheric relations (including one with El Nino) had been revealed for the inland areas. Changes in features of the atmospheric circulation in the South Indian Ocean over the last 200-year period have been reconstructed on the basis of summarized Na^+ records from the Vostok station area. Distinctive feature of the atmospheric circulation is the 40-year periodicity with its increasing intensity during the following periods: 1805–1820, 1830–1860, 1890–1900, 1940–1950, and 1980–2000. In addition, we had revealed that changes in the atmospheric circulation in the Indian Ocean (Southern Hemisphere) were synchronous with similar variability of the circulation in the Siberian (Northern Hemisphere) sector.

Citation: Osipov E.Y., Osipova O.P., Golobokova L.P., Khodzher T.V. Atmospheric circulation in the Indian Ocean sector of East Antarctica over the past 200 years reproduced from data on chemical composition of snow-firn cover *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 170–184. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-170-184.

Поступила 30 сентября 2016 г.

Принята к печати 15 февраля 2017 г.

Ключевые слова: *Антарктида, атмосферная циркуляция, натрий, реконструкция климата, снежно-фирновые керны.*

По данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды установлены пространственно-временные изменения аккумуляции морского аэрозоля (Na^+). Исследованы корреляционные связи аккумуляции Na^+ с индексами циркуляции и полем давления Южного полушария, а также элементарными циркуляционными механизмами. Впервые выполнена реконструкция интенсивности региональной циркуляции за последние 200 лет.

В статье используются следующие сокращения:

САК — Северо-Атлантическое колебание

ЦДА — центр действия атмосферы

ЦПВ — циркумполярный вихрь

ЭЦМ — элементарные циркуляционные механизмы

ЮПК — Южно-Полярное колебание

Введение

Циркуляция атмосферы в Антарктике тесно связана с общей планетарной циркуляцией. Один из показателей интенсивности атмосферной циркуляции во внутриконтинентальных районах Антарктиды — интенсивность переноса аэрозолей морского происхождения. К наиболее надёжному индикатору переноса морского аэрозоля в различные районы Антарктиды относится содержание Na^+ в антарктическом снеге [1]. Исследование изотопных профилей из района станции Восток позволило реконструировать изменения температуры воздуха и аккумуляции снега за пределами периода инструментальных наблюдений [2–5]. В то же время реконструкции атмосферной циркуляции по данным внутриконтинентальных районов Антарктиды крайне редки. Сотрудничество с ААНИИ и Российской Антарктической экспедицией позволило нам получить ряд данных по

шурфам и снежно-фирновым кернам из района Восточной Антарктиды. Задачи данной работы — исследовать пространственно-временные изменения содержания морского аэрозоля (Na^+) в снежно-фирновом покрове индоокеанского сектора Восточной Антарктиды и выявить связи этих изменений с циркуляционными процессами в атмосфере Южного полушария. Кроме того, впервые сделана попытка реконструировать изменения интенсивности атмосферной циркуляции в регионе за последние 200 лет.

Материалы и методы исследований

Район исследований и исходные данные. Для изучения распределения морского аэрозоля в снежно-фирновом покрове Восточной Антарктиды использованы материалы по четырём кернам и двум шурфам, полученные в 2008–2013 гг. (рис. 1, табл. 1). Места отбора проб расположе-

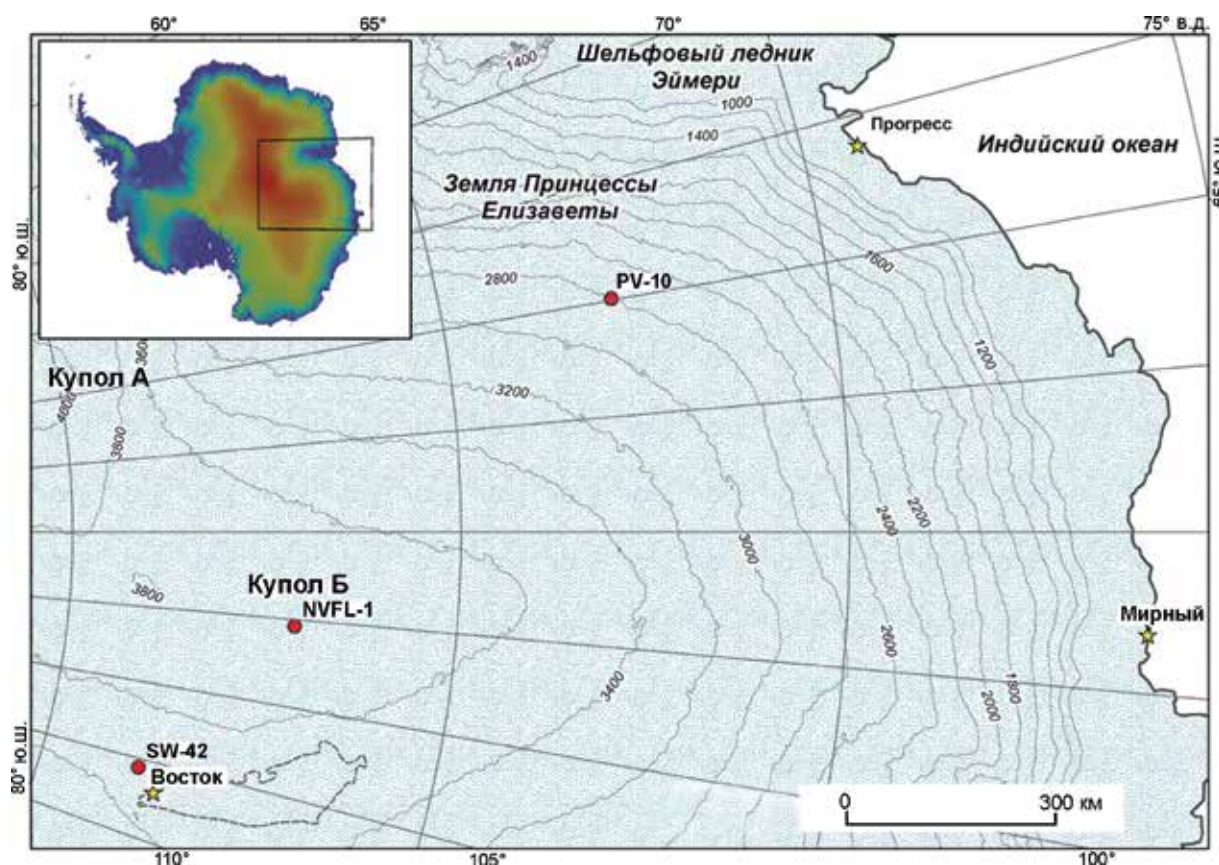


Рис. 1. Расположение исследованных разрезов снежно-фирновой толщи (буровые керны и шурфы) в Восточной Антарктиде

Fig. 1. Location of sampling sites (cores and snow pits) in East Antarctica

Таблица 1. Характеристика снежно-фирновых кернов и разрезов шурфов в Восточной Антарктиде, использованных в настоящей работе

Керн/ шурф	Год отбора	Местоположение (координаты и высота над ур. моря)	Глубина, см	Аккумуляция, мм в.э.	Частота опробования (проб/год аккумуляции)
VK-07 (кern)	2007	Ст. Восток, 300 м к ЮЗ от 5Г (78,47° ю.ш., 106,82° в.д., 3490 м)	381–1929 (1 проба = 2,1 см)	20,2–34,3* (23,2 мм по полигону Восток за 1970–2011 гг.)	2,6
VKT-55 (кern)	2010	Ст. Восток, 150 м от VK-07 (78,47° ю.ш., 106,84° в.д., 3490 м)	210–835 (с пропусками, 1 проба = 2 см)	22,6–22,9* (23,2 мм по полигону Восток за 1970–2011 гг.)	2,6
VK-55 (шурф)	2010	1,6 км к ЗЮЗ от ст. Восток (78,47° ю.ш., 106,77° в.д., 3490 м)	0–200 (1 проба = 2 см)	26,7* (23,2 мм по полигону Восток за 1970–2011 гг.)	3,0
SW-42 (шурф)	2013	42 км к ЮЗ от ст. Восток (78,74° ю.ш., 105,59° в.д., 3495 м)	0–177 (1 проба = 3 см)	23,4*	2,4
NVFL-1 (кern)	2008	Верхняя часть линии тока NVFL, 10 км от Купола Б (77,09° ю.ш., 95,38° в.д., 3755 м)	530–2083 (1 проба = 2 см)	26,7–35,9*	3,0
PV-10 (кern)	2010	400 км от ст. Прогресс по трассе Прогресс–Купол Б (72,80° ю.ш., 79,93° в.д., 2760 м)	0–754 (1 проба = 2 см)	111,0**	11,7

*Средние значения аккумуляции, рассчитанные между вулканическими горизонтами; **значения аккумуляции годового разрешения, рассчитанные по пикам натрия.

Таблица 2. Результаты датирования снежно-фирновых разрезов

Разрез	Вулканические извержения, по маркирующим горизонтам которых выполнено датирование	Временной интервал	Ссылка
VK-07	Лонг-Айленд, 1660 г.; Неизвестный, 1809 г.; Тамбора, 1815 г.; Кракатау, 1883 г.	1636–1936 гг. (25 лет пропущено)	[8]
VKT-55	Кракатау, 1883 г.; Агунг, 1963 г.	1858–1976 гг. (14 лет пропущено)	[8]
VK-55	Пинатубо, 1991 г.	1976–2009 гг.	[8]
SW-42		1988–2013 гг.	Данная работа
NVFL-1	Неизвестный, 1809 г.; Тамбора, 1815 г.; Кракатау, 1883 г.	1666–1926 гг.	
PV-10	Пинатубо, 1991 г. и сезонные пики Na ⁺	1977–2010 гг.	

ны вдоль трассы станция Прогресс – станция Восток на высотах от 2760 до 3760 м. По разным данным, средняя скорость аккумуляции в исследованных пунктах составляет от 23 до 111 мм в.э./год. Данные по двум кернам (VK-07 и VKT-55) и двум шурфам (VK-55 и SW-42) из района станции Восток использованы для построения сводного ряда для этого района (V_{st}).

Химический анализ и датирование образцов. В лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института Сибирского отделения РАН керны очищали и разрезали с шагом 2–3 см, что составляет от трёх до 12 измерений за год аккумуляции. Концентрацию главных ионов измеряли методом ионной хроматографии. Методика подготовки проб и аналитических измерений изложена в наших исследова-

ниях [6–8]. В настоящей работе использованы только данные по Na⁺. Датирование разрезов велось по маркирующим горизонтам, содержащим продукты шести исторических извержений низкоширотных вулканов с учётом данных измерения плотности (табл. 2). В качестве вулканических сигналов мы использовали пики неморского сульфата. Методика выявления сульфатных пиков, соответствующих вулканическим событиям, детально изложена в работе [8]. Продолжительность исследованных временных рядов (Na⁺) составляет от 26 (SW-42) до 374 лет (сводный ряд V_{st}). Из-за неполноты данных по двум кернам со станции Восток (VK-07 и VKT-55) суммарно 31 год сводного профиля был пропущен. Для датировки керна PV-10 дополнительно использовались сезонные пики Na⁺.

При исследовании связи между аккумуляцией морского аэрозоля и атмосферной циркуляцией логичнее использовать не концентрацию натрия (Na^+), а его поток Na_f^+ (на единицу площади в единицу времени), особенно при сравнении районов с разной скоростью аккумуляции. Кроме того, во внутриконтинентальных районах с высокой долей «сухого осаждения» аэрозоля при увеличении скорости аккумуляции (даже при постоянном потоке аэрозоля) может проявляться так называемый «эффект разбавления» концентрации. Для перевода измеренных концентраций в годовые потоки для всех разрезов (кроме PV-10) использованы скорости аккумуляции (см. табл. 1), рассчитанные между маркирующими вулканическими горизонтами (см. табл. 2), а также данные по изменению плотности снега (фирна) с глубиной. Это позволило рассчитать суммарные годовые потоки натрия [в $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ год})$] для каждого разреза. Для PV-10 скорость аккумуляции рассчитана с годовым разрешением по вулканическим горизонтам и сезонным пикам натрия. При построении сводного ряда V_{st} годовые значения Na_f^+ каждого ряда (VK-07, VKT-55, VK-55 и SW-42) предварительно нормировались по среднему значению. В настоящей работе использованы данные только за период 1800–2013 гг.

Индексы атмосферной циркуляции Южного полушария. Влияние интенсивности атмосферной циркуляции в Южном полушарии на перенос Na^+ оценивалось на основе количественных индексов AAO, SOI, MEI и PDO, значения которых получены с сайта Центра климатического прогнозирования (США) [9].

Индекс Антарктического колебания (Antarctic Oscillation – AAO) определяется как первая главная компонента поля аномалий геопотенциала (по отношению к периоду 1979–2000 гг.) изобарической поверхности 700 гПа (от 20° ю.ш. к Южному полюсу) [10]. Антарктическое колебание – ведущая мода крупномасштабной циркуляции в атмосфере Южного полушария, которая характеризует степень её зональности, особенно в околополярной области [11]. Поскольку зональное осреднение давления по широте (индекс AAO) может сглаживать пространственные особенности поведения атмосферной циркуляции, дополнительно применялся **индекс Южно-Полярного колебания (ЮПК)** [12]. По

анalogии с индексом Северо-Атлантического колебания (САК) в Северном полушарии индекс ЮПК характеризует интенсивность западно-восточного переноса в Южном полушарии. Индекс рассчитан для индоокеанского сектора Южного полушария как разность приземного атмосферного давления между 30 и 65° ю.ш. на меридианах 60 , 90 и 120° в.д. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR месячного разрешения за период 1949–2013 гг. [13].

Индекс Южного колебания (Southern Oscillation Index – SOI) – один из показателей крупномасштабных колебаний атмосферного давления между западной и восточной частями тропической зоны Тихого океана – традиционно рассчитывается как разность сглаженных аномалий давления на станциях Таити и Дарвин [14]. Продолжительные периоды отрицательных значений индекса SOI соответствуют событиям Эль-Ниньо, а положительных – Ла-Нинья.

Многомерный индекс Эль-Ниньо (Multivariate ENSO Index – MEI) характеризует интенсивность атмосферно-океанического феномена Эль-Ниньо и определяется как первая главная компонента значений шести климатических характеристик тропической области Тихого океана (давление на уровне моря, зональный и меридиональный компоненты приземного ветра, температура поверхности океана и воздуха, облачность) [15]. Положительные значения индекса показывают усиление Эль-Ниньо, а отрицательные – Ла-Нинья.

Индекс Тихоокеанского декадного колебания (Pacific Decadal Oscillation – PDO) характеризует долгопериодные изменения температуры поверхности северной части Тихого океана [16] и рассчитывается как первая главная компонента месячных аномалий поверхностной температуры в северной части Тихого океана к северу от 20° с.ш.

Элементарные циркуляционные механизмы. Для оценки влияния макропроцессов атмосферной циркуляции на перенос морского аэрозоля использованы данные о продолжительности **элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ)** по классификации Б.Л. Дзердзеевского [17, 18]. Календарь последовательной смены ЭЦМ ведётся с 1899 г. и ежегодно обновляется в лаборатории климатологии Института географии РАН [18]. Ежемесячные данные по ЭЦМ получены на сайте [19]. В работе анализировались

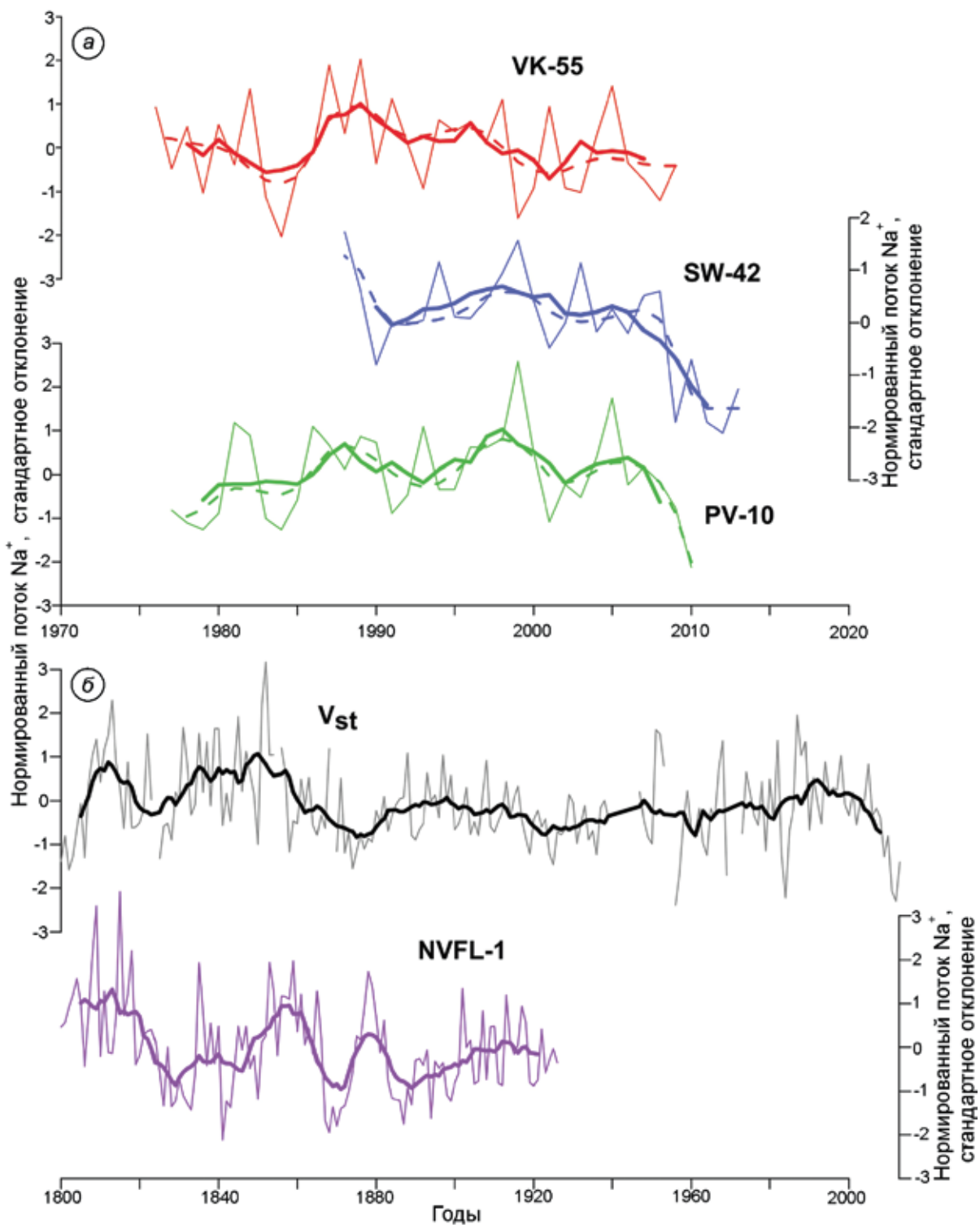


Рис. 2. Нормированные межгодовые изменения потоков Na^+ (годовое осреднение) в трёх коротких (а) и в двух длинных (б) разрезах.

Жирные линии – пятилетние (VK-55, SW-42 и PV-10) и 11-летние (V_{st} и NVFL-1) скользящие средние, прерывистые линии – ряды, сглаженные фильтром 4253H

Fig. 2. Normalized annually averaged Na^+ fluxes in three short (a) and two long (b) cores.

Bold lines are 5-year (VK-55, SW-42 and PV-10) and 11-year (V_{st} and NVFL-1) moving averages; broken lines are values smoothed by 4253H filter

данные по восьми ЭЦМ, относящимся к четырём группам циркуляции: а) зональной (1а, 2а); б) нарушения зональности (4а, 7бл); в) меридиональной северной (9а и 12а); г) меридиональной южной (13з и 13л). Основываясь на заключении о сопряжённости циркуляционных процессов в Северном и Южном полушариях [20, 21], анализировались данные о группах циркуляции для Сибирского сектора, который соответствует сектору Восточной Антарктиды (60–120° в.д.).

Результаты исследований

Пространственно-временное распределение Na^+ в снежно-фирновом покрове. Среднее содержание морского аэрозоля Na^+ в коротких разрезах закономерно уменьшается по мере удаления от океана с 87 ± 30 ppb (PV-10) до 14 ± 5 ppb (VK-55). Поскольку при этом значительно уменьшается и амплитуда межгодовых колебаний, многолетние ряды потоков натрия (Na_f^+) в разных районах Восточной Антарктиды удобнее представить в виде нормированных значений (рис. 2). Динамика Na_f^+ в коротких рядах, охватывающих период 1976–2013 гг., показана на рис. 2, а, а результаты корреляции – в табл. 3. Межгодовые изменения Na_f^+ на станции Восток (VK-55) слабо связаны с двумя другими районами – SW-42 и PV-10 (коэффициенты корреляции $-0,04$ и $0,18$ при n равном 22 и 33 соответственно). Однако между SW-42 и PV-10 связь более сильная (корреляция $0,44$, $n = 23$). Вероятно, это объясняется присутствием «шума», обусловленного локальными особенностями аккумуляции на станции Восток. Для подавления высокочастотного сигнала проведено сглаживание рядов. После сглаживания пятилетним скользящим средним корреляция PV-10 с рядами VK-55 и SW-42 увеличилась ($0,29$ и $0,78$ соответственно), однако связь между VK-55 и SW-42 так и не проявилась. После использования более мощного фильтра 4253Н (преобразование, состоящее из нескольких последовательных сглаживаний скользящим средним/медианой) обнаружены статистически значимые положительные корреляции между всеми тремя рядами Na_f^+ (коэффициенты корреляции от $0,35$ до $0,92$). Таким образом, поступление морского аэрозоля в район станции Восток

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между несглаженными и сглаженными (пятилетним скользящим средним и фильтром 4253Н) рядами потоков и концентрации Na^+

Показатели	VK-55	SW-42	PV-10
VK-55*			
SW-42*	$-0,04/-0,09/0,51$		
PV-10*	$0,18/0,29/0,35$	$0,44/0,78/0,92$	
Аккумуляция**	$0,00/-0,44$		$0,05/-0,32$

*Корреляция с потоками Na^+ (несглаженные/пятилетнее скользящее среднее/фильтр 4253Н); **корреляция с концентрацией Na^+ (несглаженные/пятилетнее скользящее среднее). Жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции (95%-й уровень достоверности).

(пункты SW-42 и PV-10), по крайней мере с середины 1970-х годов, определялось в общих чертах одним природным механизмом – атмосферной циркуляцией. В сглаженных рядах VK-55 и PV-10 прослеживается восьмилетняя периодичность с положительными аномалиями в 1986–1991, 1995–2001 и 2004–2007 гг.

Связь между концентрацией Na^+ в снежно-фирновом покрове и аккумуляцией изучалась на примере двух разрезов – VK-55 (станция Восток) и PV-10 (см. табл. 3). В первом случае использованы данные речных измерений на снегомерном полигоне (средние значения аккумуляции на площади 1 км^2), во втором – непосредственный подсчёт по сезонным пикам Na^+ . После сглаживания в VK-55 наблюдается уменьшение концентрации при увеличении скорости аккумуляции, что свидетельствует о влиянии «эффекта разбавления» концентрации в районах с большой долей «сухого осаждения» аэрозоля (т.е. непосредственное осаждение на поверхность снежного покрова). Для пункта PV-10 (400 км от берега по трассе станция Прогресс – станция Восток) связь между концентрацией Na^+ и аккумуляцией менее выражена из-за большего влияния «влажного осаждения» (с атмосферными осадками).

Несмотря на слабую, хотя и статистически значимую корреляцию между сглаженными (11-летнее скользящее среднее) рядами V_{st} и NVFL-1 (коэффициент корреляции $0,20$, $n = 122$) интенсивность аккумуляции морского аэрозоля в обоих пунктах была весьма схожей, по крайней мере в 1800–1870 гг. За последние 200 лет положительные аномалии потоков Na^+ в район станции Восток имели место в 1805–1820,

Таблица 4. Значимые (при 95%-м уровне достоверности) коэффициенты корреляции между сглаженными по пятилетиям рядами Na^+ , индексами циркуляции* и продолжительностью ЭЦМ**

Ряд	ААО	ЮПК (30–65° с.ш.)			PDO	SOI	MEI	ЭЦМ
		60° в.д.	90° в.д.	120° в.д.				
VK-55	-/-0,46/ -/-0,56/- (1979–2009)	-/-/ 0,41/-/-/ (1976–2009)	0,45/-/ -0,37/-/-/ (1976–2009)	-/-/ -0,36/0,38/- (1976–2009)	-0,45/-/ 0,36/-/-/ (1976–2009)	-/-/ 0,39/-/-/ (1976–2009)	-/-/ -/-/-/ (1976–2009)	0,71 (1a), -0,41 (9a), 0,42 (13a), 0,50 (13a) (1976–2009)
SW-42	-/-/ -0,63/-/-/ (1988–2013)	0,70/0,78/ 0,63/0,60/0,86 (1988–2013)	0,54/0,66/ 0,66/0,55/0,60 (1988–2013)	-0,66/-/ -0,46/-0,70/-0,59 (1988–2013)	0,77/0,86/ 0,67/0,56/0,73 (1988–2013)	-0,49/-0,58/ -0,55/-0,62/-0,53 (1988–2013)	0,50/0,47/ 0,60/0,57/0,49 (1988–2013)	-0,79 (12a), 0,49 (13a), 0,69 (13a) (1988–2011)
PV-10	0,52/0,60/ -/-0,48 (1979–2010)	0,58/0,60/ 0,53/0,38/0,60 (1977–2010)	0,44/0,67/ 0,49/-0,49 (1977–2010)	0,39/0,37/ -/-/-/ (1977–2010)	-/-/ -/-0,44/-/ (1977–2010)	0,38/-/ -0,51/-/ (1977–2010)	-0,38/-/ -/-0,40/-/ (1977–2010)	-0,53 (2a), -0,49 (7a), -0,64 (4a), 0,58 (13a), 0,57 (13a) (1977–2010)
V_{st}	-/-/ -0,56/-0,51/-/ (1979–2013)	0,27/0,36/ 0,42/0,34/0,33 (1949–2013)	-0,30/ 0,39/0,40/0,31 (1949–2013)	-/-/ 0,26/0,26/-/ (1949–2013)	0,38/0,42/ 0,51/0,36/0,41 (1948–2013)	-0,52/-0,58/ -0,57/-0,46/-0,49 (1951–2013)	0,44/0,40/ 0,41/0,50/0,43 (1950–2013)	-0,20 (2a), -0,23 (7a), 0,33 (13a), 0,45 (13a) (1899–2013)
NVFL-1								0,43 (9a), -0,81 (13a) (1899–1926)

*Максимальные значения ежегодных коэффициентов корреляции по сезонам (лето/осень/зима/весна/год) (в скобках указан период сравнения, годы), **годовые значения продолжительности ЭЦМ.

1830–1860 и 1985–2000 гг., а на куполе Б (NVFL-1) – в 1805–1825, 1850–1865, 1875–1885 и 1910–1920 гг. Таким образом, наиболее интенсивное поступление морского аэрозоля в первой половине XIX в. было характерно для континентальных районов Восточной Антарктиды за последние 200 лет. Межгодовые колебания Na^+ в длинных рядах (V_{st} и NVFL-1) довольно значительны, при этом прослеживается слабый тренд уменьшения поступления морского аэрозоля в район станции Восток (см. рис. 2, б). Спектральный анализ выявил в V_{st} наличие выраженной 95-, 34- и 17-летней, а в NVFL-1 – 52- и 29-летней периодичности.

Связь поступления Na^+ с индексами циркуляции и частотой ЭЦМ. Результаты корреляционного анализа (с сезонным осреднением) между сглаженными по пятилетиям рядами потоков Na^+ и циркуляционными индексами приведены в табл. 4.

Индекс ААО. Значимая положительная корреляция (r от 0,48 до 0,60) обнаружена только с PV-10 (лето и осень). Наличие такой связи показывает, что при усилении зональной циркуляции в Южном полушарии в летне-осенний период поступление Na^+ в район PV-10 увеличивается.

Индекс ЮПК. Хорошо выраженные положительные связи (r от 0,26 до 0,86) между потоками Na^+ и индексом ЮПК обнаружены для SW-42, PV-10 и V_{st} практически для всех сезонов (для VK-55 только зимой и летом). Наиболее сильные связи наблюдаются с индексами, рассчитанными для 60–90° в.д., что свидетельствует о более сильном влиянии атмосферной циркуляции в западной и центральной частях Индийского океана на перенос морского аэрозоля.

Индекс PDO. Значимая положительная корреляция между переносом аэрозоля и индексом PDO установлена для SW-42 и сводного ряда V_{st} во все сезоны (для VK-55 только зимой). Это свидетельствует об удалённом влиянии колебаний температуры поверхности Тихого океана (к северу от 20° с.ш.) на перенос Na^+ во внутриконтинентальные районы Антарктиды (особенно в зимний сезон Южного полушария).

Индекс SOI. Значимые положительные корреляции установлены с VK-55 (зима) и PV-10 (весна, лето), а отрицательные – с SW-42 и V_{st} (во все сезоны), т.е. при развитии положительной аномалии атмосферного давления на востоке тропической зоны Тихого океана наблюдает-

ся либо уменьшение аккумуляции Na^+ (SW-42), либо её увеличение (PV-10). Механизм данной связи до конца не ясен, хотя наличие аналогичной связи с летними температурами в Центральной Антарктике отмечалось ранее [22].

Индекс MEI. Значимая положительная корреляция индекса отмечается для SW-42 и V_{st} во все сезоны, что показывает связь явлений Эль-Ниньо с увеличением интенсивности переноса морского аэрозоля во внутренние районы Антарктиды.

ЭЦМ. Значимая положительная корреляция обнаружена между VK-55 и ЭЦМ 1a (группа зональной циркуляции). Положительная связь с ЭЦМ 9a (группа меридиональной северной циркуляции с двумя прорывами циклонов из низких широт в высокие вдоль западных берегов Южной Америки и Австралии по направлению к Антарктиде) установлена для NVFL-1 (Купол Б, 1899–1926 гг.). Характерно, что высокие корреляции

отмечаются между аккумуляцией Na^+ во всех пунктах (кроме NVFL-1) и группой ЭЦМ с циклонической циркуляцией на полюсе (ЭЦМ 13з и 13л). При этом связь с зимним типом циркуляции в Южном полушарии (ЭЦМ 13л) сильнее для более континентальных районов (станция Восток, SW-42). Таким образом, увеличению переноса морского аэрозоля во внутренние районы Антарктиды способствуют циркуляционные процессы с циклонической циркуляцией на полюсе с выходом от двух (зимой) до четырёх (летом) циклонов из низких широт в высокие.

Связь аккумуляции Na^+ с полем давления Южного полушария. Для выявления пространственных особенностей отклика атмосферной циркуляции на перенос Na^+ проанализированы пространственные корреляции между потоками Na^+ и полем приземного давления Южного полушария с использованием ежемесячных данных реанализа NCEP/NCAR. На рис. 3 по-

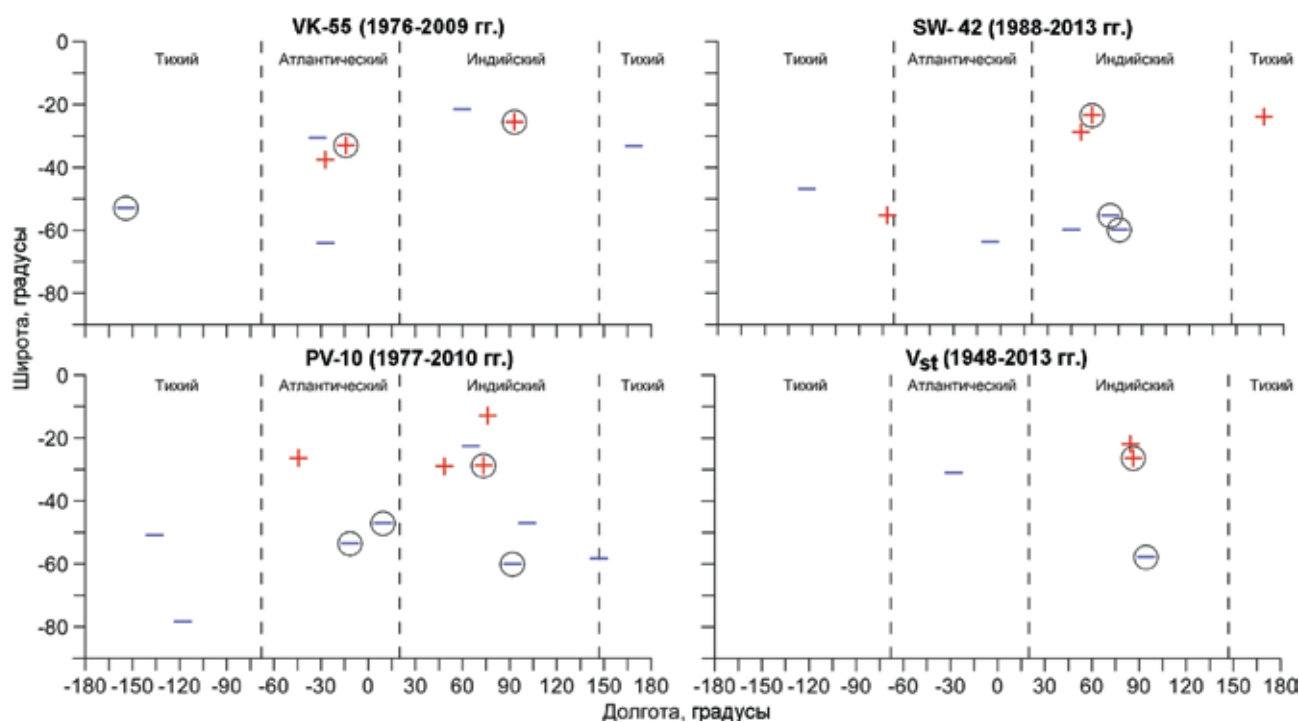


Рис. 3. Географическое положение областей статистически значимой корреляции между временными рядами потоков Na^+ (в скобках указаны периоды времени, для которых рассчитывались коэффициенты корреляции) и приземным полем давления Южного полушария.

Показаны положительные (плюсы) и отрицательные (минусы) корреляции; наиболее сильные корреляции обведены кружком; вертикальные прерывистые линии – границы океанов

Fig. 3. Geographic locations of areas of significant correlations between Na^+ fluxes (periods for which the correlation coefficients were calculated are in parentheses) and sea level pressure (Southern Hemisphere).

Positive (plus) and negative (minus) correlations are presented; the strongest correlations are circled; vertical dashed lines are ocean boundaries

казано географическое распределение областей статистически значимых корреляций. Видно, что наибольшее влияние на интенсивность аэрозольного транспорта оказывают центры действия атмосферы (ЦДА) субтропического (антициклонические) и умеренного (циклонические) поясов. Для VK-55 отмечены наиболее выраженные различия в пространственной корреляции: сильные отрицательные корреляции отмечаются с южно-тихоокеанской депрессией (летом), а сильные положительные — с южно-атлантическим (зимой) и южно-индийским (летом) максимумами. Таким образом, усиление циклонических и антициклонических ЦДА способствует интенсификации переноса морского аэрозоля.

Пространственные корреляции SW-42 с барическим полем Южного полушария более сильные (по сравнению с VK-55) и приурочены главным образом к Индийскому океану: наиболее сильные корреляции с южно-индийским циклоном (летом и зимой) и антициклоном (летом). Для сводного (1948–2013 гг.) ряда V_{st} наибольшая корреляция установлена с антициклоническим и циклоническим ЦДА Индийского океана. Области максимальной пространственной корреляции PV-10 расположены в основном в умеренных широтах. Наиболее сильные отрицательные связи установлены с циклоническими областями на юге Индийского (летом) и Атлантического (зимой и весной) океанов, а положительная связь — с субтропиками Индийского океана. В весенний период области корреляции PV-10 достаточно равномерно распределены в умеренных широтах всех трёх океанов. В целом, в отличие от континентальных районов (станция Восток), для PV-10 характерны более близкие связи с ЦДА умеренных и субполярных широт.

Результаты пространственного корреляционного анализа позволили установить наиболее вероятные источники поступления океанической влаги/аэрозоля во внутренние районы Восточной Антарктиды: в PV-10 — с циклонами кergеленской и западноавстралийской ветвей (Индийский океан), а также южноафриканской ветви (Атлантический океан); в район станции Восток (VK-55 и SW-42) — с циклонами новозеландской (Тихий океан), тасманской и западноавстралийской (Индийский океан), а также южноафриканской ветвей (Атлантический океан).

Реконструкция интенсивности атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет. Наличие статистически значимой связи (коэффициент регрессии 0,52), установленной между аккумуляцией Na^+ в районе исследования и интенсивностью атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Южного полушария (индекс ЮПК) по данным реанализа (1948–2013 гг.), позволяет с некоторой долей приближения реконструировать многолетнюю динамику циркуляции и за более длительный период. Изменения индекса ЮПК (для 60° в.д.) как количественного показателя интенсивности атмосферной циркуляции были реконструированы за 200-летний период (рис. 4). Исходными параметрами служили данные по годовой аккумуляции Na^+ в районе станции Восток (сводный ряд V_{st}). Ряд V_{st} значимо коррелирует с ЦДА южной части Индийского океана (см. выше), поэтому его использование позволяет восстановить многолетние изменения атмосферной циркуляции в этом секторе полушария.

За последние 200 лет интенсивность циркуляции демонстрирует квазициклические колебания с 40-летним периодом. Выделяются пять периодов максимальной интенсивности циркуляции, сопровождающейся увеличением потока морского аэрозоля в район станции Восток: в 1805–1820, 1830–1860, 1890–1900, 1940–1950 и 1980–2000 гг. Рост интенсивности циркуляции в первой половине XIX в. (первые два периода) хорошо выражен и совпадает с заключительной фазой малого ледникового периода (~1400–1850 гг.). Пики максимальной интенсивности циркуляции (до $2,5\sigma$) наблюдались в 1810-х и 1850-х годах. Последующие два периода с положительными аномалиями были менее продолжительными и характеризовались более умеренной циркуляцией (до $0,8\sigma$ в середине XX в.). В последний период (1980–2000 гг.) интенсивность циркуляции была более высокой (до $1,2\sigma$), чем в два предыдущих периода. Из рис. 4 видно, что реконструированный индекс ЮПК хорошо коррелирует со сглаженными индексами PDO ($r = 0,59$), MEI ($r = 0,60$), SOI ($r = -0,57$), а также с продолжительностью ЭЦМ $I3z$ ($r = 0,58$) и ЭЦМ $I3l$ ($r = 0,66$). Отметим, что изменения интенсивности атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды в XX в. совпадают со сменой циркуляционных эпох в сибирском секторе Северного полушария [23]:

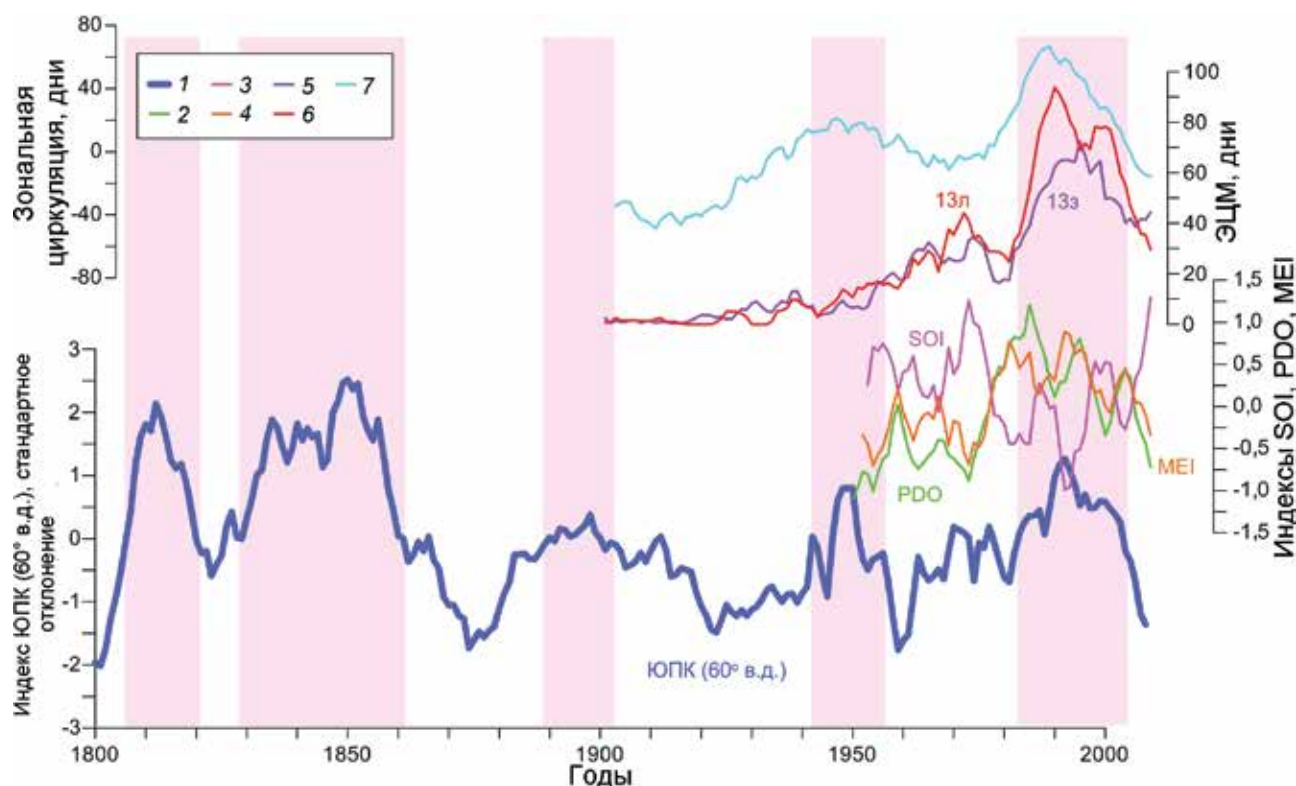


Рис. 4. Изменения климатических индексов за период 1800–2013 гг.:

1 – реконструированный индекс ЮПК (для 60° в.д.); 2 – индекс PDO; 3 – индекс SOI; 4 – индекс MEI; 5 – годовая продолжительность ЭЦМ 13з; 6 – годовая продолжительность ЭЦМ 13л; 7 – отклонения общей продолжительности широтной группы циркуляции в сибирском секторе Северного полушария.

Красные вертикальные полосы отмечают максимальную интенсивность атмосферной циркуляции; ряды индекса ЮПК и продолжительности широтной группы циркуляции представлены 11-летними скользящими средними, остальные – пятилетними скользящими средними

Fig. 4. Climate changes during 1800–2013 AD:

1 – reconstructed SPO (South Polar Oscillation) index for 60° E; 2 – PDO index; 3 – SOI index; 4 – MEI index; 5 – annual duration of ECM 13z; 6 – annual duration of ECM 13l; 7 – deviations of total zonal circulation group duration in Siberian sector of Northern Hemisphere.

The red vertical bands show the periods of increased atmospheric circulation intensity. The SPO and total zonal circulation time series are represented by 11-year running means and other ones by 5-year running means

усиление интенсивности циркуляции над индо-океанским сектором Восточной Антарктиды соответствует двум зональным циркуляционным эпохам (1935–1962 и 1977–2005 гг.).

Обсуждение результатов

В результате многочисленных исследований, проведённых в разных (главным образом прибрежных) частях Антарктиды, установлено, что изменение содержания Na^+ в снежно-фирновом покрове – хороший индикатор динамики атмосферной циркуляции [24, 25 и др.]. Полученные нами данные подтверждают этот общий вывод,

однако в аккумуляции Na^+ в районе исследования установлен ряд пространственно-временных неоднородностей (например, различия между VK-55, SW-42 и PV-10), которые можно объяснить влиянием макроциркуляционных механизмов в атмосфере Южного полушария.

К ключевым факторам, контролирующим интенсивность переноса морского аэрозоля во внутриконтинентальные районы, относятся расположение и интенсивность основных центров действия атмосферы (ЦДА) Южного полушария. Так, с середины 1970-х годов на перенос аэрозоля в район станции Восток (VK-55) определяющее влияние оказывал Южно-Тихоокеанский циклонический ЦДА, а в районы SW-42 и PV-10 – Южно-Индий-

ский и Южно-Атлантический. Однако в рамках более продолжительного временного интервала (1948–2013 гг.) влияние Южно-Индийского ЦДА на район станции Восток всё-таки доминировало. Возможно, такая временная неоднородность свидетельствует о перестройке атмосферной циркуляции в 1970-х годах. В работе [26] при сравнении сводных рядов температуры воздуха и скорости снегонакопления на станции Восток с индексами циркуляции Южного полушария обнаружена смена знака корреляции в 1970-х годах. Резкие климатические изменения в различных регионах Земли в этот же период описаны в ряде публикаций [27, 28].

Комплексное влияние ЦДА по-разному проявляется в районе исследований. Например, различия в изменении потоков Na^+ в VK-55 и SW-42 можно объяснить наличием более тесной связи VK-55 с Южно-Тихоокеанским ЦДА. Ранее было показано [29], что интенсивность атмосферной циркуляции в Тихом океане изменяется по своим законам и не зависит от циркуляции в индоокеанском и атлантическом секторах, тогда как усиление или ослабление циркуляции в ЦДА Индийского и Атлантического океанов происходят почти синхронно. Кроме того, неоднородности потоков Na^+ в районе станции Восток можно объяснить её расположением в области влияния как индоокеанской, так и тихоокеанской воздушных масс, источники которых — разные циклонические ЦДА. Вероятно, с этим связано существование прямо противоположных оценок при определении источников влаги, поступающей в район станции Восток. Согласно [30], аккумуляция здесь отрицательно коррелирует с давлением воздуха в тихоокеанском секторе и положительно — в индийском секторе, что свидетельствует в пользу питания осадками тихоокеанского сектора. По результатам моделирования [31], доминирующий источник влаги для станции Восток — субтропические и умеренные области (~38–52° ю.ш.) Индийского океана.

Недавние исследования [32] показали, что минимальные значения изотопного состава снега характерны для района, расположенного к юго-западу от станции Восток (где находится пункт SW-42), из этого следует, что сама станция входит в зону влияния Индийского океана. По результатам наших исследований, оба океана могут быть источниками поступления влаги и морского аэрозоля, однако их относительный вклад может меняться под действием атмосферной динамики. При

этом следует иметь в виду, что во внутриконтинентальных районах Антарктиды часть морского аэрозоля аккумулируется на снежную поверхность без участия атмосферных осадков (так называемым «сухим осаждением»), поэтому перенос влаги может быть и не связан с переносом аэрозоля. По некоторым оценкам [33], доля «сухого осаждения» во внутренних районах Восточной Антарктиды может достигать 60%.

Ещё одна возможная причина пространственной неоднородности аккумуляции Na^+ — сезонная перестройка атмосферной циркуляции. Считается, что из-за повышенной штормовой деятельности максимальная концентрация натрия в снежном покрове Антарктиды обычно наблюдается в зимний период [34]. Однако наши исследования показали наличие дифференцированного влияния фактора сезонности на различные районы Восточной Антарктиды. Так, аккумуляция Na^+ в районе SW-42 и PV-10 более тесно связана с летне-осенней циркуляцией (см. индекс ЮПК в табл. 4), а в районе VK-55 — с зимней. К сожалению, экстремально низкая скорость аккумуляции в районе станции Восток не позволяет проследить изменения аккумуляции Na^+ с сезонным разрешением, что затрудняет объяснение механизмов подобного сезонного влияния.

Выявленные периодические колебания потоков Na^+ в VK-55, SW-42 и PV-10 хорошо согласуются с динамикой так называемого циркумполярного вихря (ЦПВ), центр которого располагается над Восточной Антарктидой. Ранее было установлено [35], что в изменениях значений геопотенциала ЦПВ от начала 1960-х к началу 1990-х годов хорошо прослеживаются положительная трендовая составляющая и колебание с периодом около восьми лет. Возможно, установленная восьмилетняя периодичность в аккумуляции морского аэрозоля может отражать динамику интенсивности данного макроциркуляционного механизма, что должно стать предметом более детальных исследований.

Синхронность изменения интенсивности атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Южного полушария с сибирским сектором Северного полушария подтверждает вывод о сопряжённости макроциркуляционных механизмов в обоих полушариях [20, 36]. Отметим, что в Сибирском секторе смена меридиональной циркуляционной эпохи имела место именно в середине 1970-х годов [23]. Вероятно, смена цирку-

ляционного режима произошла из-за смещения траекторий циклонов и изменения мощности антициклонов от одной циркуляционной эпохи к другой, вызванных перестройкой климатической системы в этот период в целом.

По нашим данным (см. табл. 4 и рис. 4), интенсивность переноса морского аэрозоля во все исследованные пункты Восточной Антарктиды усиливается при увеличении продолжительности ЭЦМ с циклонической циркуляцией на полюсе (13з и 13л). Механизм такой связи можно связать с перемещением циклонов из низких широт в высокие (район Восточной Антарктиды) по нескольким (летом — три, зимой — один) траекториям (мадагаскарской, западноавстралийской и новозеландской). Особенности таких циклонов — большая скорость перемещения, наличие атмосферных фронтов с волновыми возмущениями и большие суммы осадков, выпадающих за короткое время. В транспортировке морского аэрозоля на материк, видимо, участвуют регенерирующие циклоны, перемещающиеся из умеренных широт в высокие летом и зимой. Углубление таких циклонов влечёт за собой увеличение интенсивности циркуляции воздушных масс и приводит к усилению адвекции тепла [36].

За последние 200 лет максимальная интенсивность атмосферной циркуляции (и соответственно перенос морских аэрозолей в глубь континента) в индоокеанском секторе наблюдалась в первой половине XIX в., что соответствует заключительному этапу глобального похолодания малого ледникового периода (~1400–1850 гг.). Подобное усиление атмосферной циркуляции и скоростей ветра во время малого ледникового периода были установлены для Западной Антарктиды [34]. Увеличение интенсивности атмосферной циркуляции во время финальной фазы малого ледникового периода связано с комплексной перестройкой всей климатической системы Земли (изменение температурных градиентов между океаном и сушей, океанической циркуляции, сокращение площадей морских льдов и др.).

Выводы

В результате изучения химического состава снежно-фирнового покрова в трёх пунктах индоокеанского сектора Восточной Антарктиды (вдоль трассы станция Прогресс — станция Восток) вы-

явлены пространственно-временные изменения в аккумуляции морского аэрозоля (Na^+) за период 1976–2013 гг. Было исследовано содержание Na^+ в более глубоких ядрах, полученных на станции Восток (VK-07, VKT-55) и Куполе Б (NVFL-1), построен сводный профиль потока Na^+ в район станции Восток. Спектральный анализ показал наличие 95-, 34- и 17-летней (станции Восток) и 52- и 29-летней (NVFL-1) периодичности в аккумуляции морского аэрозоля. Коротким рядом свойственна восьмилетняя цикличность.

Установлено, что концентрация Na^+ уменьшается с ростом скорости аккумуляции (особенно для района станции Восток), что подтверждает наличие «эффекта разбавления» в районах с большой долей «сухого осаждения». Результаты корреляционного анализа показывают, что межгодовые изменения потока Na^+ в пунктах SW-42 и PV-10 были очень схожими. Анализ более длинных рядов потока Na^+ (станция Восток, Купол Б) выявил синхронные положительные аномалии в первой половине XIX в.

Значимые корреляционные связи отмечаются между аккумуляцией Na^+ и индексами циркуляции (AAO, PDO, SOI, MEI, ЮПК), полем давления Южного полушария, а также частотой ЭЦМ Северного полушария. Пространственно-временные неоднородности аккумуляции морского аэрозоля в различных пунктах района исследований объясняются совокупным воздействием макроциркуляционных механизмов Южного полушария — циклонических и антициклонических Центров действия атмосферы (ЦДА). Для VK-55 наиболее сильная связь обнаружена с Южно-Тихоокеанским ЦДА, а для SW-42, PV-10 и сводного ряда станции Восток — с Южно-Индийским ЦДА. Для континентальных районов установлено наличие дальних связей с Тихоокеанскими климатическими аномалиями (в том числе с Эль-Ниньо), однако механизмы этих связей до конца не ясны.

На основе сводного профиля потока Na^+ (район станции Восток) реконструирована интенсивность атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе за последние 200 лет и установлено наличие 40-летней периодичности. Максимумы циркуляционной активности наблюдались в 1805–1820, 1830–1860, 1890–1900, 1940–1950 и 1980–2000 гг. Наиболее интенсивная циркуляция отмечена в первой половине XIX в. (конец малого ледникового периода). Кроме того, подтверждён вывод о синхронности измене-

ний атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Южного полушария и в сибирском секторе Северного полушария.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Арктического и Антарктического института В.Я. Липенкова, А.А. Екайкина, Ю.А. Шибаяева за помощь в отборе снежно-фирновых кернов, любезно предоставленные данные по плотности и ценные консультации в ходе подготовки рукописи. Авторы выражают искреннюю благодарность И.А. Немировской и анонимному рецензенту за ценные замечания к первому варианту

рукописи. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 15-55-16001-НЦНИЛ).

Acknowledgements. The authors thank V. Lipenkov, A. Ekaykin and Yu. Shibaev from the Arctic and Antarctic Research Institute for help in sampling of snow-firn cores, kindly provided data on snow density and valuable advices during preparation of the manuscript. The authors sincerely thank I.A. Nemirovskaya and an anonymous reviewer for their valuable comments to the first version of the manuscript. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 15-55-16001-НЦНИЛ).

Литература

1. *Legrand M., Mayewski P.* Glaciochemistry of polar ice cores: a review // *Reviews of Geophysics*. 1997. V. 35. № 3. P. 219–243. doi: 10.1029/96RG03527.
2. *Екайкин А.А., Липенков В.Я., Кузьмина И.Н.* Реконструкция температуры воздуха и аккумуляции снега в Центральной Антарктиде по результатам изотопных и стратиграфических исследований снежной толщи в шурфах на станции Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2003. Вып. 74. С. 40–65.
3. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J.* The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 39. P. 569–575.
4. *Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я.* Изменения климата в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 5–18.
5. *Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Lipenkov V.Y., Masson-Delmotte V.* Climatic variability in Princess Elizabeth Land (East Antarctica) over the last 350 years // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. P. 61–71. doi:10.5194/cp-13-61-2017.
6. *Ходжер Т.В., Голобокова Л.П., Осипов Э.Ю., Артемьева О.В., Масленникова М.М., Липенков В.Я., Шибаяев Ю.А., Белозерова О.Ю., Лихошвай Е.В.* Свидетельство вулканических извержений Тамбора и Кракатау (XIX) по данным химического и электронно-микроскопического исследования снежно-фирновых кернов из района станции Восток (Антарктида) // *Лёд и Снег*. 2011. № 1 (113). С. 105–113.
7. *Khodzher T.V., Golobokova L.P., Osipov E.Yu., Shibaev Yu.A., Lipenkov V.Ya., Osipova O.P., Petit J.R.* // Spatial-temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station – Vostok station transect // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 931–939. doi:10.5194/tc-8-931-2014.
8. *Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Shibaev Y.A., Osipova O.P.* // High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area,

References

1. *Legrand M., Mayewski P.* Glaciochemistry of polar ice cores: a review. *Reviews of Geophysics*. 1997, 35 (3): 219–243. doi: 10.1029/96RG03527.
2. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N.* Reconstruction of air temperature and snow accumulation in Central Antarctica based on isotopic and stratigraphic studies of the snow cover in pits at the Vostok station. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2003, 74: 40–65. [In Russian].
3. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J.* The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*. 2004, 39: 569–575.
4. *Vladimirova D.O., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* The variability of climate in Indian Ocean sector of East Antarctica over the past 350 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 5–18. [In Russian].
5. *Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Lipenkov V.Y., Masson-Delmotte V.* Climatic variability in Princess Elizabeth Land (East Antarctica) over the last 350 years. *Climate of the Past*. 2017, 13: 61–71. doi:10.5194/cp-13-61-2017.
6. *Khodzher T.V., Golobokova L.P., Osipov E.Yu., Artemyeva O.V., Maslennikova M.M., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A., Belozerova O.Yu., Likhoshvay E.V.* Evidences of volcanic eruptions of Tambora and Krakatau (XIX) according to chemical and electron microscopy studies of snow-firn cores from Station Vostok (Antarctica). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 1 (113): 105–113. [In Russian].
7. *Khodzher T.V., Golobokova L.P., Osipov E.Yu., Shibaev Yu.A., Lipenkov V.Ya., Osipova O.P., Petit J.R.* Spatial-temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station – Vostok station transect. *The Cryosphere*. 2014, 8: 931–939. doi:10.5194/tc-8-931-2014.
8. *Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Shibaev Y.A., Osipova O.P.* High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2014, 8: 843–851. doi:10.5194/tc-8-843-2014.
9. Electronic resource <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>
10. *Mo K.C.* Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journ. of Climate*. 2000, 13: 3599–3610.

- East Antarctica // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 843–851. doi:10.5194/tc-8-843-2014.
9. Электронный ресурс <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>
 10. Mo K.C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 3599–3610.
 11. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В. Крупномасштабные колебания циркуляции атмосферы в южном полушарии и их влияние на изменение климата некоторых регионов земного шара в XX веке // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 7. С. 5–17.
 12. Смирнов Н.П., Саруханян Э.И., Розанова И.В. Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2004. 209 с.
 13. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project // *Bull. of the American Meteorol. Society*. 1996. V. 77. P. 437–471.
 14. Ropelewski C., Jones P. An extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index // *Monthly Weather Review*. 1987. V. 115. P. 2161–2165.
 15. Wolter K., Timlin M.S. Measuring the strength of ENSO events – how does 1997/98 rank? // *Weather*. 1998. V. 53. P. 315–324. doi: 10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x.
 16. Barnett T.P., Pierce D.W., Saravanan R., Shneider N., Dommenges D., Latif M. Origins of the mid-latitude Pacific decadal variability // *Geophys. Research Letters*. 1999. V. 26. № 10. P. 1453–1456. doi: 10.1029/1999GL900278.
 17. Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // *Тр. науч.-исслед. учреждений Главного управления гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сер. 2. Синоптическая метеорология. Вып. 21. Центральный институт прогнозов. М.-Л.: Гидрометеоиздат, 1946. 80 с.*
 18. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: изд. Ин-та географии РАН, 2009. 372 с.
 19. Электронный ресурс <http://www.atmospheric-circulation.ru>
 20. Дзердзеевский Б.Л. Сравнение главнейших закономерностей циркуляции атмосферы над Южным и Северным полушариями // *Информ. бюл. Сов. Антаркт. экспедиции*. 1967. № 65. С. 58–68.
 21. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Глобальная циркуляция атмосферы и сопряжённость гляциологических процессов в Арктике и Антарктике // *Лёд и Снег*. 2010. № 2 (110). С. 127–135.
 22. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., 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 (66). P. 259–266.
 23. Кононова Н.К. Циркуляционные эпохи в секторах Северного полушария в 1899–2014 гг. // *Геополитика и экогеодинамика регионов*. 2015. Т. 1 (11). Вып. 2. С. 56–66.
 11. Gruza G.V., Ran'kova E.Ya., Rocheva E.V. Large-scale oscillations of the atmospheric circulation in the southern hemisphere and their influence on climate change in some regions of the globe in the 20th century. *Meteorology and Hydrology*. 2007, 7: 5–17. [In Russian].
 12. Smirnov N.P., Saruhanyan E.I., Rozanova I.V. *Tsiklonicheskiye tsentry deystviya atmosfery yuzhnogo polushariya i izmeneniya klimata*. Cyclonic action centres in the atmosphere of the Southern Hemisphere and climatic variations. Sankt-Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2004: 209 p. [In Russian].
 13. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. American Meteorol. Society*. 1996, 77: 437–471.
 14. Ropelewski C., Jones P. An extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*. 1987, 115: 2161–2165.
 15. Wolter K., Timlin M.S. Measuring the strength of ENSO events – how does 1997/98 rank? *Weather*. 1998, 53: 315–324. doi: 10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x.
 16. Barnett T.P., Pierce D.W., Saravanan R., Shneider N., Dommenges D., Latif M. Origins of the mid-latitude Pacific decadal variability. *Geophys. Research Letters*. 1999, 26 (10): 1453–1456. doi: 10.1029/1999GL900278.
 17. Dzerdzevskii B.L., Kurganskaya V.M., Vitvitskaya Z.M. *Tipizatsiya tsirkulyatsionnykh mekhanizmov v severnom polusharii i kharakteristika sinopticheskikh sezonov. Trudy nauchno-issledovatel'skikh uchrezhdeniy Glavnogo upravleniya gidrometeorologicheskoy sluzhby pri Sovete Ministrov SSSR. Ser. 2. Sinopticheskaya meteorologiya. Vyp. 21. Tsentral'nyy institut prognozov*. Typing of circulation mechanisms in Northern Hemisphere and characteristic of synoptic seasons. Moscow–Leningrad: Gidrometizdat, 1946: 80 p. [In Russian].
 18. Kononova N.K. *Klassifikatsiya tsirkulyatsionnykh mekhanizmov severnogo polushariya po B.L. Dzerdzeyevskomu*. Classification of circulation mechanisms of Northern Hemisphere by B.L. Dzerdzevskiy. Moscow: Institute of Geography, 2009: 372 p. [In Russian].
 19. Electronic resource <http://www.atmospheric-circulation.ru>
 20. Dzerdzevskii B.L. Comparison of major patterns of atmospheric circulation over the Southern and Northern Hemispheres. *Informatsionnyi byulleten' Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Newsletters of Soviet Antarctic expedition. 1967, 65: 58–68. [In Russian].
 21. Zakharov V.G., Kononova N.K. Global atmospheric circulation and interlinking of glaciological processes in Arctic and Antarctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 2 (110): 127–135. [In Russian].
 22. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., 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 (66): 259–266.
 23. Kononova N.K. Circulation epochs in sectors of the Northern Hemisphere in the 1899–2014 years. *Geopolitika i ekogeodinamika regionov*. Geopolitics and ecogeodynamics of regions. 2015, 1 (11), issue 2: 56–66. [In Russian].

24. Kreutz K., Mayewski P. Spatial variability of Antarctic surface snow glaciochemistry: implications for palaeo-atmospheric circulation reconstructions // *Antarctic Science*. 1999. V. 11 (1). P. 105–118.
25. Souney J.M., Mayewski P.A., Goodwin, I.D., Meeker L.D., Morgan V., Curran M., van Ommen T.D., Palmer A.S. A 700-year record of atmospheric circulation developed from the Law Dome ice core, East Antarctica // *Journ. of Geophys. Research*. 2002. V. 107 (D22) P. 1–9. doi: 10.1029/2002JD002104.
26. Козачек А.В., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Шибачев Ю.А., Вайкмаэ Р. О связи климатической изменчивости Центральной Антарктиды с климатом средних и низких широт Южного полушария // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. Вып. 4 (90). С. 5–13.
27. Giese B.S., Urizar S.C., Fuckar N.S. The southern hemisphere origin of the 1976 climate shift // *Geophys. Research Letters*. 2002. V. 29. № 2. P. 1–4. doi: 10.1029/2001GL013268.
28. Masson-Delmotte V., Delmotte M., Morgan V., Etheridge D., van Ommen T., Tartarin S., Hoffmann G. Recent southern Indian Ocean climate variability inferred from a Law Dome ice core: new insights for the interpretation of coastal Antarctic isotopic records // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. P. 153–166. doi: 10.1007/s00382-003-0321-9.
29. Воробьев В.Н., Зарин С.А., Рыжиков Л.Ю., Смирнов Н.П. Многолетняя изменчивость интенсивности зональных и меридиональных переносов воздушных масс и повторяемость форм атмосферной циркуляции в южном полушарии // *Уч. зап. Российского гос. гидрометеорол. ун-та*. 2009. № 9. С. 100–105.
30. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Пети Ж.Р., Массон-Дельмотт В. 50-летний цикл в изменениях аккумуляции и изотопного состава снега на станции Восток // *МГИ*. 2003. Вып. 94. С. 163–173.
31. Sodemann H., Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. L22803. doi: 10.1029/2009GL040242.
32. Владимиров Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шибачев Ю.А. Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. Вып. 1 (103). С. 69–86.
33. Legrand M. Chemistry of Antarctic snow and ice // *Journ. de Physique Colloques*. 1987. V. 48. № 3. P. 77–86. doi: 10.1051/jphyscol:1987111.
34. Kreutz K.J., Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S., Whitlow S.I., Pittalwala I.I. Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age // *Science*. 1997. V. 277. № 5330. P. 1294–1296. doi: 10.1126/science.277.5330.1294.
35. Воробьев В.Н., Рыжиков Л.Ю., Смирнов Н.П. Динамика тропосферного циркумполярного вихря и формы атмосферной циркуляции южного полушария // *Уч. зап. Российского гос. гидрометеорол. ун-та*. 2006. № 2. С. 20–32.
36. Астапенко П.Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 282 с.
24. Kreutz K., Mayewski P. Spatial variability of Antarctic surface snow glaciochemistry: implications for palaeo-atmospheric circulation reconstructions. *Antarctic Science*. 1999, 11 (1): 105–118.
25. Souney J.M., Mayewski P.A., Goodwin, I.D., Meeker L.D., Morgan V., Curran M., van Ommen T.D., Palmer A.S. A 700-year record of atmospheric circulation developed from the Law Dome ice core, East Antarctica. *Journ. of Geophys. Research*. 2002, 107 (D22): 1–9. doi: 10.1029/2002JD002104.
26. Kozachek A.V., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A., Vaikmae R. On the relationship between climatic variability in central Antarctica and the climate of middle and low latitudes of Southern Hemisphere. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 4 (90): 5–13. [In Russian].
27. Giese B.S., Urizar S.C., Fuckar N.S. The southern hemisphere origin of the 1976 climate shift. *Geophys. Research Letters*. 2002, 29 (2): 1–4. doi: 10.1029/2001GL013268.
28. Masson-Delmotte V., Delmotte M., Morgan V., Etheridge D., van Ommen T., Tartarin S., Hoffmann G. Recent southern Indian Ocean climate variability inferred from a Law Dome ice core: new insights for the interpretation of coastal Antarctic isotopic records. *Climate Dynamics*. 2003, 21: 153–166. doi: 10.1007/s00382-003-0321-9.
29. Vorobyev V.N., Zarin S.A., Rygakov L.Yu., Smirnov N.P. Long-term variability of intensity of zonal and meridional air masses transfer and repetition of atmospheric circulation forms in the Southern Hemisphere. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorol. University. 2009, 9: 100–105. [In Russian].
30. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R., Masson-Delmotte V. 50-year cycle in variations of accumulation rate and isotopic composition of snow at Vostok station. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 94: 163–173. [In Russian].
31. Sodemann H., Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L22803. doi: 10.1029/2009GL040242.
32. Vladimirova D.O., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Popov S.V., Shibaev Yu.A. Spatial variability of the accumulation rate and isotopic composition of the snow in Indian ocean sector of East Antarctica including the vicinity of subglacial Lake Vostok. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 1 (103): 69–86. [In Russian].
33. Legrand M. Chemistry of Antarctic snow and ice. *Journ. de Physique Colloques*. 1987, 48 (3): 77–86. doi: 10.1051/jphyscol:1987111.
34. Kreutz K.J., Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S., Whitlow S.I., Pittalwala I.I. Bipolar Changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*. 1997, 277 (5330): 1294–1296. doi: 10.1126/science.277.5330.1294.
35. Vorobyev V.N., Ryzhakov L.Yu., Smirnov N.P. Dynamics of a tropospheric circumpolar vortex and atmospheric circulation forms in the Southern Hemisphere. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2006, 2: 20–32. [In Russian].
36. Astapenko P.D. *Atmosfernye protsessy v vysokikh shirotakh yuzhnogo polushariya*. Atmospheric processes in the high latitudes of the Southern Hemisphere. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1960: 282 p. [In Russian].

О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана

© 2017 г. Э.Р. Семакова*, Д.Г. Семаков

Астрономический институт им. Улугбека Академии наук Узбекистана, Ташкент, Республика Узбекистан

*ella9sem@gmail.com

On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan

E.R. Semakova, D.G. Semakov

Ulugh Bek Astronomical Institute of the Uzbekistan Academy of Sciences, Tashkent, Republic of Uzbekistan

*ella9sem@gmail.com

Received September 3, 2016

Accepted March 11, 2017

Keywords: *digital model (DEM), firn line, glacial lakes, glaciers, ICESat, laser altimetry, SAR images, surface lowering.*

Summary

The ALOS/AVNIR-2 satellite data (2007–2010) allowed estimating areas of glaciers, change in the areas for 50 years, and the number and areas of new naturally-dammed lakes in the mountain regions of Uzbekistan. Boundaries of these glaciers together with the ALOS/PALSAR data (2010) were used as the basis to determine position of the firn line. It was revealed that since 1980s elevation range of the line gradually decreased. The relationship between average elevation of the firn line and the upper limit of the juniper tree occurrence as well as changing of this relation since 1980s are considered. The revealed lakes served as the basis for verification of probabilistic model of the moraine-dammed lake formations due to the glacier recessions in the basins under consideration. It was shown that the GIS-techniques based on the use of this model together with data on glaciation and the relief digital model may significantly simplify searching of new lakes. Application of a system of the mudflow movement modeling makes possible to estimate a risk level in a case of a lake bursting. Current information about changing elevations of the glacier surfaces was obtained due to the radar interferometry and the altimeter data. The digital model of the river Pskem upper course (the DEM) had been built using the satellite TerraSAR-X/TanDEM-X data (2011–2012). All datasets of the elevations were checked for horizontal shifts of the relief digital models relative to the ICESat profiles (2003–2008). Evaluation of accuracy and morphological analysis of all the relief models for the investigated region were also made. DEMs differencing, the difference between ICESat measurements and DEM, nearby ICESat footprints within one track and between the tracks were carried out to assess the change in elevations of the glacier surfaces. Average rate of the surface lowering of an individual glacier with the maximal number of footprints (7) in the track is equal to -1 m/year; on average for 7 corrie-valley glaciers with northern/north-eastern exposition, it is -1.3 m/year in the ablation zone. This rate increases toward to the glacier terminus. Average local mass balance in the ablation zone of the Barkrak Glacier is equal to -0.82 ± 0.36 m w.e. a^{-1} for the period since 2000 till 2012.

Citation: Semakova E.R., Semakov D.G. On a possibility to use the remote sensing techniques for glaciological analysis in mountain regions of Uzbekistan. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (2): 185–199. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-185-199.

Поступила 3 сентября 2016 г.

Принята к печати 11 марта 2017 г.

Ключевые слова: *лазерная альтиметрия, ледники, ледниковые озёра, понижение поверхности, радиолокационные снимки, фирновая линия, цифровая модель рельефа.*

Рассматриваются вопросы использования спутниковой информации для решения нескольких задач: расчёта площади ледников Республики Узбекистан и скорости понижения их поверхности; поиска связи между высотой фирновой линии и верхней границей арчи; применения модели возможного формирования моренных озёр при отступании ледников и модели движения селевого потока в случае прорыва ледниковых озёр.

Введение

Гляциологические объекты характеризуются большой сезонной и многолетней изменчивостью, расположением в труднодоступных и сложных для наземных наблюдений условиях, что вызывает необходимость привлечения дистанционных методов для их изучения [1]. Знание

состояния ледников и высокогорных озёр необходимо и для оценки климатических изменений, и для выявления озёр, которые могут быть опасны. Недавние исследования показали, что площадь оледенения в отдельных речных бассейнах Центральной Азии меняется неодинаково [2–15]. Основой такого вывода служат данные каталогизации ледников за различные периоды [9, 10,

16, 17], космические снимки высокого и среднего разрешения, а также материалы экспедиционных наблюдений за отдельными ледниками и озёрами. Важные показатели оценки современного оледенения — площадь, количество ледников и появившихся в речном бассейне озёр, положение фирновой линии на ледниках, высотное изменение поверхности ледников за определённый период. В настоящей работе рассматриваются возможности определения этих показателей для горных районов Узбекистана на основе использования спутниковой информации.

Район исследований

Гляциальная область Узбекистана находится в пределах трёх основных речных бассейнов — Пскем, Кашкадарья и Сурхандарья, расположенных на востоке и юго-востоке республики. Река Пскем, образующаяся слиянием рек Майдантал и Ойгаинг, представляет собой правый приток р. Чирчик, одного из крупнейших правых притоков р. Сырдарья, и относится к системе Западного Тянь-Шаня. Максимальная площадь оледенения сосредоточена в зоне 3600–3800 м. Выше 4000 м сосредоточено 2,2% площади оледенения [9]. В исследуемую область этого района входят ледники бассейнов всех притоков р. Пскем, сток с которых попадает на территорию Узбекистана. Река Сурхандарья — правый приток р. Амударья. Бассейны рек южной части района исследований относятся к горной системе Гиссаро-Алая. Средняя высота нижней границы ледников в бассейне р. Кашкадарья — 3760 м, в бассейне р. Сурхандарья — 3724 м. Средняя высота верхней границы ледников в частных бассейнах южной части района исследований колеблется от 3945 до 4224 м [16]. В исследуемую область бассейна р. Сурхандарья включены ледники бассейнов рек Сангардак и Тупаланг. Большинство ледников относятся к каровому типу, площадь каждого из них — менее 1 км².

Используемые данные и методы обработки

Для выявления современных границ ледников и озёр использовались оптические спутниковые данные ALOS/AVNIR-2 (2007–2010 гг.) и Landsat-8 (2013, 2015 гг.) на конец периода абля-

ции ледников [14]. Фирновая линия на ледниках определялась с помощью радиолокационных данных ALOS/PALSAR и упомянутых оптических данных. Интерферометрические радиолокационные данные TerraSAR-X/TanDEM-X использованы для построения цифровой модели рельефа верховьев р. Пскем [18] и сравнительной оценки высот поверхности ледников с данными цифровых моделей рельефа SRTM и ASTER, а также лазерной альтиметрии GLAS/ICESat [19]. Степень покрытости районов исследования данными ALOS/AVNIR-2 на различные даты съёмки, методика обработки данных и используемые методы дешифрирования границ ледников и озёр с соответствующей оценкой точности подробно рассмотрены в опубликованной ранее работе [14]. В соответствии с принятой классификацией озёр [20] выявленное озеро определялось как ледниковое (подпруженное ледником озеро), если оно располагалось на теле ледника; как моренное, если оно находилось на последней морене ледника. К завальным относили все остальные озёра, в том числе образованные в результате схода оползней, камнепадов или находящиеся изолированно на старых плейстоценовых моренах. При дешифрировании учитывались и такие озёра, которые на другую дату съёмки были опустевшими или замёрзшими.

Используемые в работе радиолокационные данные представляют собой комплексные изображения с амплитудно-фазовыми параметрами в геометрии наклонной дальности. Обработка снимков ALOS/PALSAR уровня L1.1 (30.10.2010 г.), полученных в режиме съёмки FBD (двойная поляризация), заключалась в выполнении операций создания амплитудного изображения, осреднения (Multilooking), расчётов коэффициентов по дальности и азимуту, фильтрации спекл-изображения, пространственной привязки и радиометрической калибровки. Полученные коэффициенты обратного рассеяния в поляризации HV позволяли наилучшим образом идентифицировать положение фирновой линии на ледниках.

Согласно результатам работы с мультиполяризационными данными C- и L-диапазона [21], линия, чётко различаемая на радиолокационных снимках на теле леднике, — это не граница питания (equilibrium line) текущего года, а созданная слоями предшествующих лет фирновая линия. При этом снимки перекрёстной поляризации

(HV и VH) содержат больше информации и деталей на леднике, чем снимки поляризации HH и VV. Таким образом, благодаря сильным различиям коэффициентов обратного рассеяния льда и фирна появляется возможность определить положение фирновой линии на радиолокационных снимках. В тех случаях, когда обнаружить её было трудно (из-за небольших размеров ледника или расположения его в зоне артефактов), мы использовали положение снеговой линии на оптических снимках в малоснежные годы. Ледники, на которых снеговая линия была не видна, не учитывались при оценке высоты фирновой линии.

Для анализа связи высоты фирновой линии с верхней границей распространения лесной растительности и оценки изменения этой связи с 1980-х годов в качестве лесообразующей породы выбрана арча, поскольку другие породы приурочены к влажным местам, сосредоточены около водотоков и не «забираются» на склоны. Положение редких низкорослых арчевых деревьев по бассейнам определялось по спутниковым данным интернет-ресурса Google Earth. Высота фирновой линии и арчи, а также водосборы бассейнов рассчитаны по высотным данным SRTM; последние выделялись до размеров суб-бассейнов, приведённых в Каталоге ледников СССР [16]. Эти же водосборы использовались для расчёта показателей, характеризующих условия образования моренных озёр [22].

При построении цифровой модели рельефа (ЦМР) верховьев р. Пскем (бассейнов рек Ойгаинг и Майдантал) использовались две пары тандемных данных на 19.02.2012 г. и 23.11.2011 г. восходящего витка орбиты. Расчёт коэффициентов компенсации набега фазы по дальности и по азимуту составил 4×5 для ноябрьской сцены и 4×4 для февральской. В качестве опорной цифровой модели рельефа в процессе создания интерферограммы служила SRTM. Этапы последовательной обработки заключались в создании интерферограммы (поэлементное комплексное перемножение взаимопривязанных снимков пары); компенсации фазового набега от опорной поверхности («выравнивание»); фильтрации фазового шума; развёртке фазы (устранение фазовой неоднозначности) и планово-высотной привязке [23]. Интерферометрическая обработка проведена в программном комплексе SARscape. Рассчитывалось несколько вариантов

ЦМР с использованием различных адаптивных фильтров для устранения фазового шума на интерферограмме и методов развёртки фазы. Критерии качества ЦМР — значения когерентности (мера корреляции фаз радарных снимков), непрерывность развёрнутой фазы, соответствие построенных ЦМР с SRTM и в области перекрытия между двумя датами съёмки.

Заметим, что среднее значение когерентности ($0,62 \pm 0,12$) тандемной пары за счёт нулевой временной базы оказалось в два раза выше среднего значения когерентности интерферометрической пары радиолокатора ALOS/PALSAR, используемой при построении ЦМР бассейна р. Ойгаинг [18]. На снимках когерентности можно отчётливо видеть расположение ледников, что позволяет уточнить их границы, полученные по оптическим данным. При сравнительной оценке с цифровыми моделями рельефа SRTM-C (3") и ASTERDEM2 (1") использовалась не меняющаяся во времени территория (без ледников) исследуемого участка бассейна р. Пскем. Поскольку разность между двумя любыми ЦМР не была равной поверхностью, применялась методика предварительной корегистрации наборов высотных данных для определения изменений толщины ледника [24]. Решение универсального уравнения коррекции сводится к расчёту экспозиции и крутизны склона, а также поиску трёх параметров (величин горизонтального и вертикального сдвига и его направления). После достижения совмещения всех ЦМР с достаточной точностью выполняется расчёт изменения высоты поверхности ледников за период между съёмками.

Опорными высотными данными, относительно которых вычислялись вектора сдвига ЦМР, служили альтиметрические данные, полученные сенсором GLAS спутника ICESat (продукт 14, выпуск 34, число профилей — 12, 2003–2008 гг.). Точность этих данных составляет: 0,5 м для пологих поверхностей с крутизной до 3° ; 1 м — с крутизной до 10° ; до 10 м — для очень крутых участков [19]. Данные представляют собой профильные точечные измерения для участка поверхности диаметром 70 м (минимальное расстояние между соседними точками в профиле равны 172 м), которые содержат информацию о расположении и высоте земной поверхности, коэффициентах отражения, геодезических и атмосферных поправках. Покрытие исследуе-

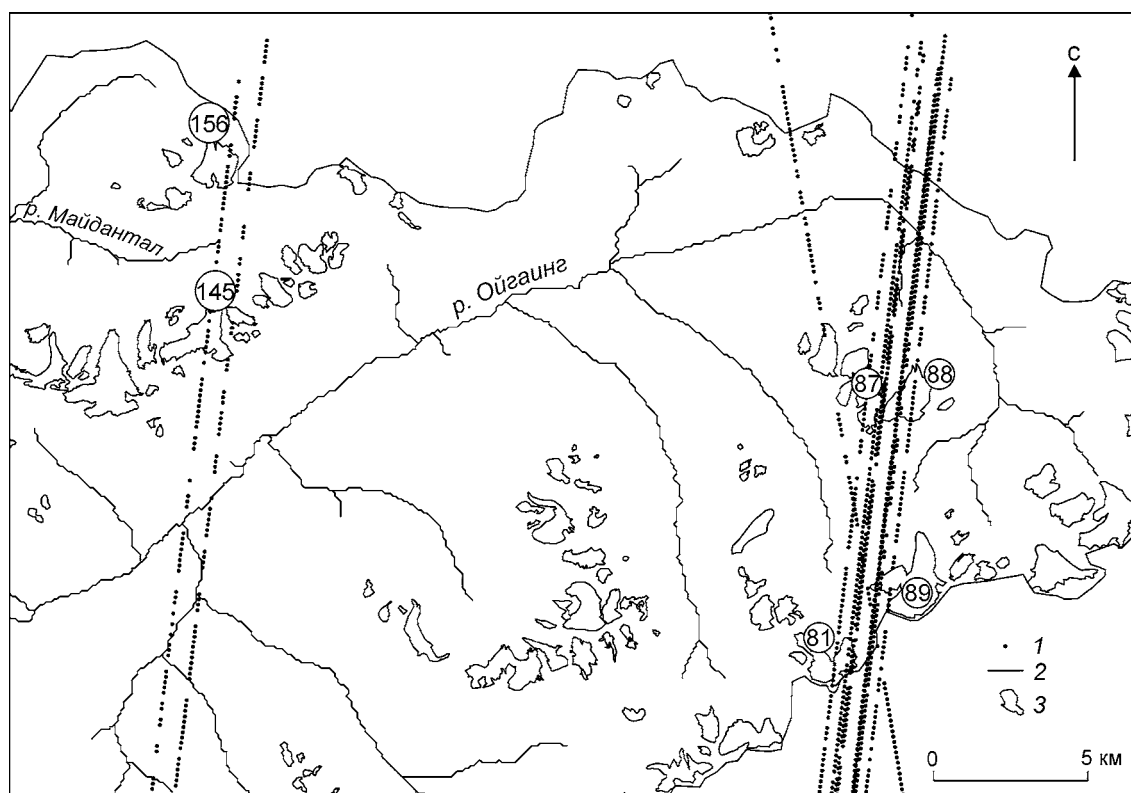


Рис. 1. Покрытие бассейна р. Пскем данными ICESat.

Цифрами 81, 87, 88, 89, 145 и 156 указаны номера ледников с измерениями ICESat — 1; реки — 2; ледники — 3

Fig. 1. Covering of the Pskem River basin by ICESat profiles.

Numbers 81, 87, 88, 89, 145 and 156 indicate the glaciers with ICESat measurements — 1; rivers — 2; glaciers — 3

мой территории данными ICESat и TerraSAR-X/TanDEM-X представлено на рис. 1. Профиля (треки) ICESat в разной степени пересекают область семи ледников: Пахтакор (№ 89 по Каталогу ледников СССР, современная площадь 2,7 км²), Гагарина (№ 88, 1,6 км²), Титова (№ 87, 0,86 км²), Тастарсай-3 (№ 81, 1,52 км²) в бассейне р. Ойгаинг; Иванова (№ 145, состоит из двух отдельных частей площадью 1,9 и 0,34 км²), Торашу-6 (№ 156, 1,45 км²) в бассейне р. Майдантал.

После преобразования данных ICESat с помощью программного продукта NGAT [19] в текстовый формат высота точек в профилях рассчитывалась с учётом следующих поправок: за насыщенность сигнала; центрирование гауссовской кривой лазерного импульса; переход от эллипсоида Torex/Poseidon к эллипсоиду WGS-84; высоту геоида над эллипсоидом; сезонный снежный покров. Для учёта последней величины использовалась толщина снега на дату съёмки исследуемых профилей по ближайшей ГМС Ойгаинг. При изучении формы волны

сигнала можно измерить уровень шероховатости поверхности и оценить влияние крутизны склона. Все используемые ЦМР преобразованы в растры с разрешением 70 м методом билинейной интерполяции [24] к расположению профильных точек. Если разность значений высот SRTM и ICESat в этих точках превышала 100 м, вызванная, вероятно, влиянием облаков или тумана, то такая точка отбраковывалась. В результате из 2602 точек осталось 2051 (десять профилей) для дальнейшего анализа, из них 1661 попала на сцену одной пары TanDEM-X и 232 — на сцену другой. К числу доступных ЦМР относилась и SRTM-C (1"), хотя она охватывала исследуемую область лишь частично — 44 точки двух профилей. Предварительный анализ показал, что стандартное отклонение её разности с высотами ICESat оказалось лучше других ЦМР.

Выполнив коррекцию по сдвигу цифровых моделей рельефа с таким числом итераций, пока стандартное отклонение высот с данными ICESat не уменьшилось до 2% от предыдущего,

и убедившись, что все наборы данных хорошо сориентированы относительно друг друга, после оценки совпадения производных горизонталей и речной сети проведена оценка точности каждой ЦМР данного района. Оценка изменения высоты поверхности ледников проводилась по разности двух ЦМР — SRTM (2–11 февраля 2000 г.) и TDM1 (19 февраля 2012 г.), полученных методом радиолокационной интерферометрии. TDM2 (ноябрь 2011 г.) не использовалась, поскольку она не полностью охватывала исследуемые ледники. Не применялась и ASTER, так как она получена в результате обработки стереопар за несколько лет съёмки и не привязана к определённому году. Аналогичная оценка проводилась по разности высот точек в пределах одного трека и между треками ICESat, если эти точки совпадали друг с другом в области ледника, а также по разности ЦМР и высот точек треков.

Результаты

Оценка возможности формирования моренных озёр при отступании ледников. Результаты дешифрирования ледников и озёр на снимках ALOS/AVNIR-2 показали, что площадь оледенения к 2010 г. в бассейнах р. Пскем составляет $93,6 \pm 2,9$ км², р. Кашкадарья — $10,3 \pm 0,4$ км², р. Сурхандарья — $31,5 \pm 1,2$ км². Озёр на р. Пскем к этому периоду оказалось 110 (общая площадь 1,8 км²), из них 35 озёр (1,5 км²) завального происхождения и 75 моренных и ледниковых озёр (0,3 км²). Небольшие озёра (площадью менее 2000 м²) составляют 45% всех озёр. Большая часть гляциальных озёр (68%) расположена в высотной зоне 3400–3700 м, завальных озёр (11%) — на высоте 2300–2700 м. В районах Гиссаро-Алая обнаружено 67 озёр общей площадью 0,7 км². В бассейне р. Кашкадарья — 13 гляциальных и 4 завальных озера, 41% всех озёр расположены на высоте 3600–3700 м; в бассейне Сурхандарья — 34 и 16 соответственно, 78% озёр находятся на высоте 3700–4000 м [14].

Средства ГИС-технологий на основе этих данных и характеристик рельефа позволяют рассмотреть разные методики выявления взаимосвязи ледников и озёр. Например, в работе [22] предлагается использовать такие показатели, как средний уклон долины, средний уклон области

абляции ледников и скорость сокращения площади оледенения для оценки вероятности образования моренных озёр при отступании ледников на любом участке. Полагая, что изменение доли моренного покрытия ледников неизменно, мы выявили суб-бассейны, в которых формирование озёр возможно и в которых, наоборот, невозможно. Результаты проверки модели на обнаруженных нами озёрах показали пять неверных случаев из 18 в бассейне р. Пскем, четыре из 14 в бассейне р. Сурхандарья и ни одного неверного случая из 11 в бассейне р. Кашкадарья. Из девяти общих неверных случаев для семи случаев расчёт по модели показывает, что на этих участках возможно формирование озёр, однако на снимках их нет. Были также случаи, когда модель помогла обнаружить озёра, ранее не выявленные. Не исключено влияние на результаты расчёта длины долины участка, поскольку водосбор, для которого определяется средний уклон, мог быть рассчитан как меньшего, так и большего порядка. Зная, что число и размеры озёр ледникового происхождения в зависимости от метеоусловий меняются год от года и даже в течение одного сезона достаточно сильно [20], можно предположить, что не выявленные по данным снимкам озёра на участках, где возможно их формирование, могут быть обнаружены на снимках на другие даты съёмки.

Оценка мощности возможного селевого потока в случае прорыва моренных озёр. На примере моренных озёр Озерное верхнее и нижнее, расположенных в верховьях р. Ойгаинг, на склонах хр. Таласский Алатау, на высоте соответственно 3,92 и 4,07 км, мы рассмотрели случаи возможного прорыва озёр с использованием построенной нами цифровой модели рельефа по тандемным данным TDM1 и физической модели движения селевого потока RAMMS [25], широко используемой в альпийских странах. По результатам экспедиционных исследований [20] известны параметры озёр (длина, площадь, объём и максимальная глубина). Значительная часть водосбора занята ледниками, площадь его 0,72 км². Непосредственно над нижним озером находится мощная стадияльная морена, за которой расположено верхнее озеро, вода из которого, фильтрующаяся через морену, составляет значительную долю притока в нижнее озеро. Отток из последнего происходит поверхностным путём через старую морену, подпруживающую озеро [20].

Все сценарии возможного переполнения водой озёр вызывают разлив воды по дну кара в привершинной части водосбора, что позволяет отнести эти озёра к разряду неопасных. С помощью коэффициентов сухого и жидкостного трения мы учитывали твёрдую и жидкую фазы составляющих ожидаемого селевого потока. Если принять во внимание только жидкую фазу селевого потока и поступление большого количества воды в озёра, например, в случае мощного таяния питающего их ледника и/или выпадения значительного количества жидких осадков, то происходит прорыв не только этих озёр, но и расположенных ниже каскадом мелких озёр. В этом случае селевой поток достигает основания водосбора. В момент возможного слияния с такими же потоками из соседних водосборов (при тех же значениях скорости, высоты потока и его давления на препятствия) сель может достигнуть оз. Шавуркуль – самого крупного завального озера бассейна р. Пскем (его площадь по состоянию на 30.08.2010 г. составляла 0,394 км²), прорыв которого может оказаться опасным для расположенных ниже объектов.

Оценка изменения высоты фирновой линии. По сравнению с 1980 г. средняя высота фирновой линии Z_f на ледниках бассейнов р. Пскем поднялась на 17 м, рек Гиссаро-Алая (Кашкадарья и Сурхандарья) – на 40 м. При этом разброс положения фирновой линии от средней величины уменьшился на 16 и 29 м соответственно. На высотах 3,5–3,8 км Z_f поднялась значительно, а выше 3,9 км на Пскеме и 4,1 км в Сурхандарье – незначительно опустилась (рис. 2). В Кашкадарье такой зависимости ввиду малочисленности ледников установить не удалось.

Анализ связи Z_f с высотой верхней границы распространения арчи Z_a , которая связана с такими климатическими факторами, как увлажнённость территории, температура воздуха, количество солнечной радиации, внутригодовое распределение осадков и т.п., показал, что Z_a растёт вместе с ростом Z_f в речных бассейнах (рис. 3, а). Зависимость, как и в 1980-е годы, не прямая, поскольку температурный режим, а следовательно, и режим абляции по всей территории одинаков. В работе [26] отмечается, что если лимитирующим фактором для границы арчи была бы температура воздуха, то высота Z_a в наших районах должна оставаться постоянной. Осадки

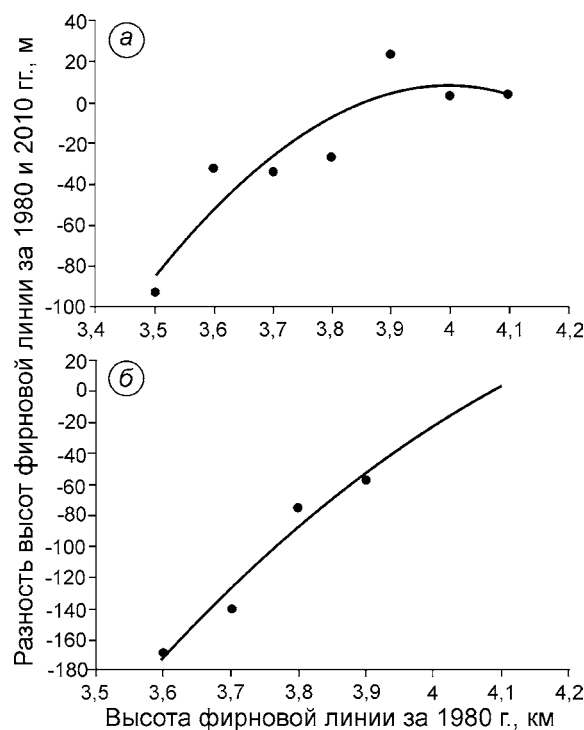


Рис. 2. Распределение разности высоты фирновой линии за 1980 и 2010 гг. по высотным зонам в бассейнах рек: Пскем (а), Сурхандарья (б)

Fig. 2. Distribution in the firn line elevation difference for 1980 and 2010 by the elevation ranges in the river basins of Pskem (a) and Surkhandarya (b)

также не могут служить ограничением: с высотой их количество увеличивается, например, в области верхней границы леса. Зависимость разности высот фирновой линии и границы арчи от высоты фирновой линии (см. рис. 3, б), как и в 1980-е годы, показывает, что с ростом Z_f и, следовательно, с увеличением сухости климата названные границы сближаются. При наличии прямой связи между годовыми суммами осадков и числом дней с облачностью и допущении, что одним из лимитирующих факторов для роста леса служит количество радиации, зависимости объясняются следующим образом. С уменьшением осадков, с одной стороны, повышается фирновая граница, с другой – уменьшается число облачных дней, что ведёт к повышению границы леса. Поскольку с уменьшением сумм осадков число безоблачных дней возрастает нелинейно, количество солнечной радиации должно увеличиваться быстрее, чем уменьшаются осадки, а это ведёт к сближению фирновой линии и границы арчи. Таким образом, верхняя граница леса (арчевники) может

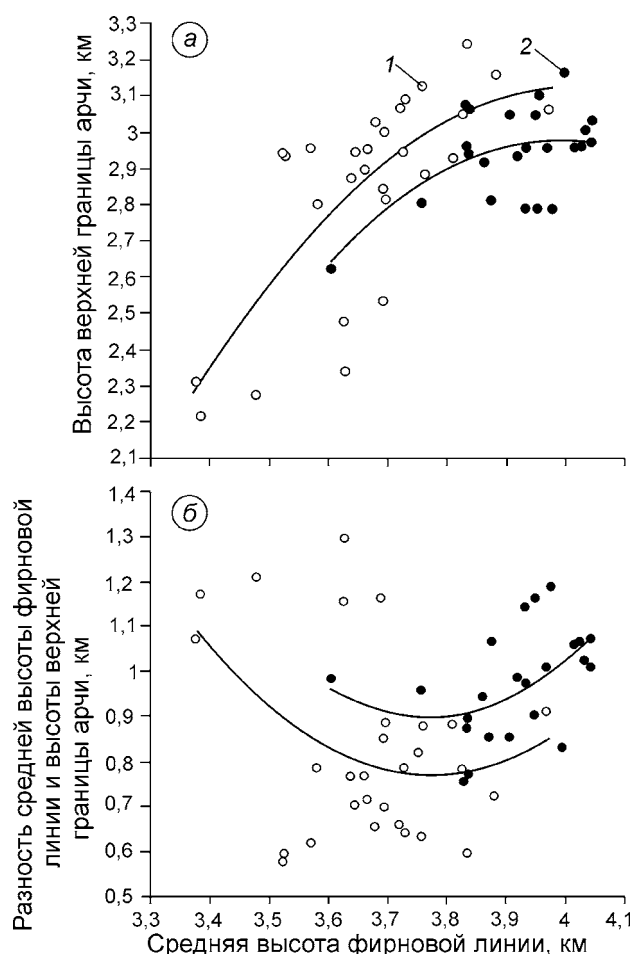


Рис. 3. Зависимости высоты верхней границы арчи (а) и разности средней высоты фирновой линии и верхней границы арчи (б) от средней высоты фирновой линии: 1 – Пскем; 2 – Гиссаро-Алай

Fig. 3. Relationships of juniper tree upper bound elevation (а) and of difference of firm line average elevation and juniper tree upper bound (б) from firm line average elevation: 1 – Pskem; 2 – Gissaro-Alay

служить хоть и не очень надёжным индикатором высоты фирновой линии и нижней границы распространения ледников [26].

Отметим, что на современном этапе разность $Z_f - Z_a$ уменьшается с высотой фирновой линии до высотного диапазона Z_f , равного 3,8–3,9 км на Пскеме и 3,9–4,0 км в Сурхандарье, что связано, возможно, с увеличением температуры и количества солнечной радиации, которые способствуют более быстрому росту верхней границы арчи. Выше этого диапазона разность границ увеличивается, вероятно, из-за большего влияния температурного градиента с высотой и соответственно низких температур, не благоприятных для роста арчи.

Оценка изменения высоты поверхности ледников. Для проведения данной оценки необходимо было сравнить разности высот поверхности ледников, полученные независимо по двум ЦМР и по измерениям ICESat. При построении ЦМР верховьев р. Пскем по данным TerraSAR-X/TanDEM-X использованы алгоритмы адаптивного пространственного фильтра (Adaptive window) с целью фильтрации фазового шума и минимальной стоимости потока (Minimum Cost Flow) для развёртывания фазы с порогом когерентности 0,23 и средствами интерполяции в областях с низкой когерентностью. Разность в области перекрытия между двумя датами съёмок составляла в среднем 8 м, вызванная, вероятно, влиянием снегопадов и других атмосферных эффектов за этот период. Разность с SRTM (в среднем 25 м) оказалась максимальной на склонах восточной экспозиции из-за влияния направления радиолокационной съёмки. Выявленные разности могут быть также вызваны наличием сдвига между ЦМР.

При расчёте векторов сдвига ЦМР, преобразованных к единому размеру ячейки сетки относительно данных ICESat, подбирались три параметра синусоидальной кривой связи между разностью каждой ЦМР, нормализованной углом склона, и экспозицией склона. Горизонтальный сдвиг SRTM составил 85 м при азимуте сдвига 3°; ASTER – 67 м и 2°; ЦМР первой тандемной пары TDM1 – 48 м и 0,5°; ЦМР второй тандемной пары TDM2 – 41 м и 0,7°. Среднее высотное смещение рассчитывалось с использованием среднего уклона местности. После корректировки координат ЦМР на величину соответствующих векторов сдвига проведена повторная оценка разности ЦМР с данными ICESat. Стандартное отклонение разности после первого сдвига уменьшилось на 45% (SRTM), 39% (ASTER), 32% (TDM1) и 24% (TDM2). После второго соответственно на 0,1; 0,2; 2,0 и 5,1%. Увеличение итераций расчётов для TDM2 улучшало результаты незначительно, поэтому мы ограничились двумя итерациями для всех ЦМР. В итоге, среднее значение разности высот в точках треков ICESat составило: $0,4 \pm 19,7$ м для SRTM; $0,8 \pm 18,4$ м для ASTER; $5,6 \pm 16,5$ м для TDM1 и $3,8 \pm 20,7$ м для TDM2. Значения среднеквадратических отклонений соответственно равны 19,7; 18,4; 17,5 и 21,0 м. В результате точность ASTER превысила точность SRTM, а из тандемных данных точность TDM1

оказалась выше точности TDM2. При разрешении ЦМР в 70 м ошибка всех ЦМР не превышает 1/3 пикселя, а при TDM1 – 1/4 пикселя. Оставшиеся невязки обусловлены смещениями высокого порядка [24]. При расчёте горизонталей и речной сети отмечено их совпадение между моделями. Кривизна и крутизна склонов моделей SRTM и ASTER выглядят слегка ребристыми в отличие от совершенной формы склонов тандемных данных. Не останавливаясь на вопросах исследования точности ЦМР в зависимости от уклона рельефа внеледниковой территории, рассмотрим разности высот на сравнительно пологой поверхности небольших ледников, предварительно преобразовав модели рельефа в растры с размером ячейки 12 м.

Отметим, что на поверхности ледников оказалось от одной до пяти точек треков ICESat; их максимум (семь) попал на ледник № 88. Крутизна склонов достигала 15°. Все ледники оказались карово-долинными северной или северо-восточной экспозиции. Среднее понижение

поверхности ледников в этих точках за период с 2000 по 2012 г. составило $-1,3 \pm 0,7$ м/год, причём за первый период (с 2000 г. до даты съёмки профилей) средняя скорость изменения высоты была меньше ($-0,7 \pm 1,3$ м/год), а за второй (от даты съёмки профилей до 2012 г.) – больше ($-2,0 \pm 0,9$ м/год). Вдоль трека по леднику высота уменьшается быстрее к концу ледника: от $-0,7$ до $-2,4$ м/год на леднике № 87 (с перепадом высоты в точках 104 м); от $-0,3$ до $-1,7$ м/год на леднике № 88 (146 м); от $-0,8$ до $-2,1$ м/год на майдантальском леднике № 156 (139 м).

Для ледников, где расположение точек ICESat или их число оказалось недостаточным для выполнения такой оценки, использовалось среднее значение разности высот по площади всего ледника, оно рассчитывалось по двум цифровым моделям рельефа – SRTM и TDM1 (рис. 4). Отметим, что сезон их съёмки был одинаков, различие в глубине проникновения сигналов с радаров С- и Х-диапазона и в лёд, и в фирн незначительно, а проникновение в снег зависит от свойств снежного покрова на дату съёмки [24]. На рассматриваемую область ледника крутизной до 15° попадает в основном область фирна и льда. Среднее изменение высоты по области абляции исследуемых ледников за период с 2000 по 2012 г. приведено в табл. 1. Скорость понижения поверхности ледников бассейна р. Майданта́л несколько выше скорости понижения поверхности ледников бассейна р. Ойга́инг, однако число исследуемых ледников слишком мало для обоснованного вывода. В среднем по семи ледникам изменение высоты за этот период составило $-1,3 \pm 0,6$ м/год, что согласуется с приведёнными ранее результатами оценки изменения высоты в точках профилей ICESat. По данным Landsat за 2000 и 2013 гг. отмечено также уменьшение площади этих ледников из-за изменения границ концевой части ледников (см. табл. 1).

Совпадение трёх профилей ICESat в трёх и четырёх точках на боковой части ледника № 88 позволяет оценить изменение высоты ледника между датами съёмки профилей без привязки к ЦМР. Так как на конец июня есть два профиля, можно не учитывать поправку на толщину снежного покрова. Это повышает точность определения изменения толщины ледника. Установлено, что за период с 19.06.2004 г. по 25.06.2006 г. скорость понижения его поверхности составляет от $-0,2$ (в верхней зоне ледника) до $-1,1$ м/год (в средней зоне

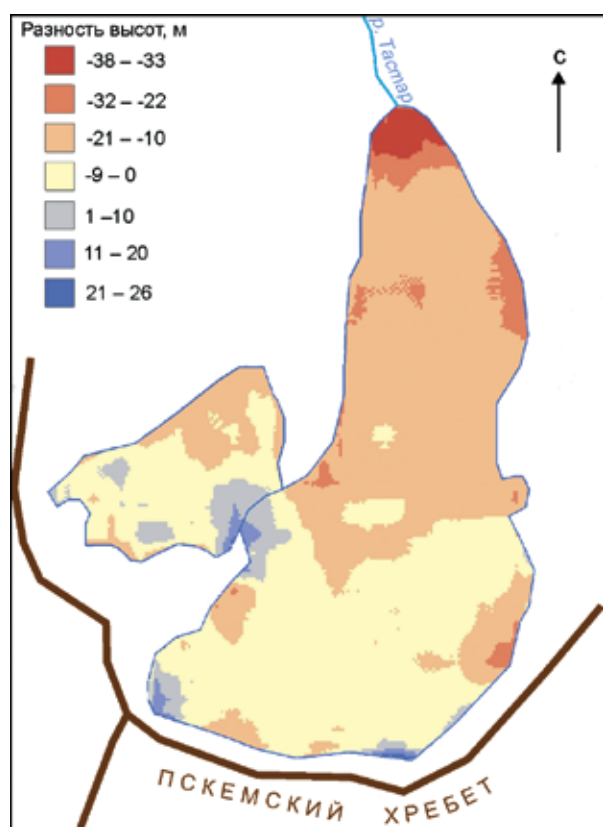


Рис. 4. Разность цифровых моделей рельефа для ледника Пахтакор за 2000–2012 гг.

Fig. 4. DEM differences for the Pakhtakor Glacier for 2000–2012.

Таблица 1. Изменение высоты поверхности ледников бассейна р. Пскем за 2000–2012 гг. (схема их расположения приведена на рис. 1)

Номер ледника по КATALOGу	Высота фирновой линии, м	Изменение площади ледника за 2000–2013 гг., км ²	Площадь области абляции, км ²	Средняя по площади разность высот двух ЦМР, TDM1 и SRTM, м	Средняя скорость понижения поверхности ледников, м/год
81	3790	–0,07	0,87	–12,3±6,5	–1,0±0,5
87	3860	–0,06	0,37	–9,3±5,9	–0,8±0,5
88	3790	–0,04	1,01	–10,5±5,8	–0,9±0,5
89	3770	–0,19	1,09	–16,2±6,0	–1,3±0,5
145 (I)	3670	–0,06	0,87	–17,2±6,9	–1,4±0,6
145 (II)	3560	–0,02	0,12	–21,4±5,3	–1,8±0,4
156	3720	–0,10	0,75	–26,7±6,8	–2,2±0,6

области абляции). Данные третьего профиля на 26.11.2006 г. позволяют определить ещё одну точку, расположенную ближе к концу ледника, где изменение разности высот равно –1,2 м/год. Учитывая, что склон достаточно ровный, мы проинтерполировали значения разностей высот летних профилей в нижнюю часть области абляции (до двух точек) и получили, что среднее изменение высоты в области абляции ледника № 88 составляет $-1,0 \pm 0,7$ м/год. Отметим, что этой величине соответствует значение $-0,9 \pm 0,5$ м/год, рассчитанное по площади как разность двух ЦМР (см. табл. 1), следовательно, используемые ЦМР построены и совмещены с достаточно высокой точностью. На пологих внеледниковых участках, с крутизной близкой к 0° в пойме р. Шавурсай, средняя разность высот этих летних треков составляет 0,3 м.

Метод разностей совмещённых ЦМР применён для ледника Баркрак средний, где в августе 2016 г. была установлена автоматическая ГМС с видеокамерой слежения за снеговой линией и забурены абляционные рейки. С учётом плотности льда $0,9 \text{ г/см}^3$ локальный баланс массы в области абляции основной части ледника (ледник состоит из двух отдельных частей) составляет в среднем $-0,82 \pm 0,36$ м в.э. в год за период с 2000 по 2012 г.

Обсуждение

При сравнении показателей оледенения за разные временные периоды необходимо рассмотреть вопросы точности определения этих показателей на каждый период, так как методики их определения часто различны. Для ледников первой каталогизации [16], составленной по материалам изучения карт масштаба 1:100 000 и аэрофотоснимков 1957–1960 гг., значения абсолютных

ошибок площади менялись от $0,053$ (для ледника площадью $0,3 \text{ км}^2$) до $0,075 \text{ км}^2$ (для ледника площадью $2,5 \text{ км}^2$). Относительные ошибки составляют от 18 до 3% соответственно. Высоты получены с точностью 20–40 м в зависимости от принятого на картах сечения горизонталей. Высота фирновой линии определялась по аэрофотоснимкам, речным способом при полустационарных наблюдениях, наземно-визуальным способом при посещениях ледника или рассчитывалась способами, принятыми в гляциологии. Во второй каталогизации [17], составленной по материалам аналоговой космической фотосъёмки 1978–1980 гг., соответствующей масштабу 1:200 000, и карт масштаба 1:100 000, высота ледников получена с точностью 10 м. Площадь ледника в первой и второй каталогизациях округлялась до $0,01 \text{ км}^2$. Данные системы AVNIR-2 космической съёмки ALOS, используемые нами для определения границ ледников за 2007–2010 гг., соответствуют масштабу 1:50 000, системы Landsat – масштабу 1:100 000. Средняя относительная ошибка расчёта площади на снимках ALOS – 13% для ледников площадью $0,01 \text{ км}^2$, 4% – площадью $0,1 \text{ км}^2$, 2% – $0,5 \text{ км}^2$ и 1% – 1 км^2 [14]. Высоты определялись по цифровой модели рельефа SRTM, приведённой в бассейне р. Пскем к измерениям ICESat, точность которых для крутых участков местности может достигать 10 м. Высоты SRTM по своей точности примерно соответствуют высотам, полученным с топографических карт масштаба 1:100 000.

Отметка верхней точки ледника Z_{max} в среднем по бассейну р. Пскем снизилась с 1957 по 1978 г. на 20 м, а нижней точки ледника Z_{min} поднялась на 30 м. Средняя взвешенная высота фирновой линии повысилась за этот период на 30 м. Заметим, что для ледников с площадью менее 1 км^2 высота фирновой линии Z_f могла

Таблица 2. Распределение ледников по числу и площади в бассейнах рек*

Класс площадей ледников, км ²	Бассейны рек								
	Пскем			Кашкадарья			Сурхандарья		
	<i>N</i>	$S \pm Tu$, км ²	dS/S	<i>N</i>	$S \pm Tu$, км ²	dS/S	<i>N</i>	$S \pm Tu$, км ²	dS/S
> 0,01–0,1	132	6,914±0,045	±8,3	51	1,772±0,022	±10,0	114	5,052±0,034	±8,9
> 0,1–0,5	136	30,230±0,103	±4,4	19	3,680±0,034	±4,3	75	15,821±0,069	±4,1
> 0,5–1,0	29	18,891±0,085	±2,4	4	3,185±0,037	±2,3	8	5,145±0,047	±2,6
> 1	23	37,601±0,146	±2,0	1	1,666±0,039	±2,4	4	5,453±0,052	±1,9

**N* – число ледников; $S \pm Tu$ – площадь ледников, км²; dS/S – средняя относительная ошибка определения площади ледников в каждом классе площадей, %.

рассчитываться как средняя арифметическая минимальной и максимальной высот ледника.

Мы рассмотрели разность Z_f и средней арифметической Z_{max} и Z_{min} высот ледника, поскольку рассматриваемые ледники представлены главным образом малыми формами площадью менее 1 км². Для бассейна р. Пскем её средняя величина оказалась равной 40 м (1957 г.) и 10 м (1978 г.). Для 63 ледников, на которых мы смогли определить положение фирновой линии с помощью радиолокационного снимка ALOS/PALSAR с разрешением 13 м за 30.08.2010 г., эта разность составила 27 м. В случае использования средней высоты всех ячеек ЦМР, попавших на область ледника, разность составила 7 м. При сравнении Z_f с высотой снеговой линии, положение которой получено по оптическим данным за малоснежные годы с 2007 по 2013 г., разность составила 10 м.

Для этих ледников Z_f поднялась на 17 м по сравнению с 1978 г. (за первый период с 1957 по 1978 г. – на 50 м); Z_{min} поднялась на 19 м (за первый период – на 40 м); Z_{max} опустилась на 1 м (за первый период – на 30 м). В целом все полученные расчёты лежат в пределах точности определения высот. В работе [26] на примере данных о снеговой границе на леднике Центральном Туюксу, типичном среднеазиатском леднике, отмечается, что в гляциологических расчётах вполне допустимо использовать как границу между фирном и льдом, так и границу между снегом предыдущего холодного периода и фирном, сохранившимся после предшествовавшего ему сезона абляции. Учёт одной границы вместо другой не приводит к значимым ошибкам. Отождествляется и максимально высокое положение снеговой линии с границей питания, так как значение наложенного льда невелико.

Высота верхней границы леса за 1980-е годы определялась с помощью аэровизуального карти-

рования. Отмечается, что из-за влияния многих факторов (вертикальное распределение твёрдых осадков и температуры воздуха, рельеф, ветровой режим, лавинная деятельность и др.) как отдельные ледники, которые могут лежать существенно ниже или выше среднего для района положения, так и отдельные деревья или их группы могут расти выше, чем средний для больших районов предел древесной растительности. По данным многих исследователей, верхняя граница леса обычно располагается на уровне изотермы июля, которая равна 10 °С. Верхняя граница арчи, например, на юго-западе Таджикистана лежит в пределах июльских температур – от 3,6 до 17,9 °С (на высотах 2,2–4,1 км). Несмотря на то, что средние значения температуры составляют около 10 °С, разброс очень велик. Видимо, для районов с засушливым летом верхняя граница арчи не может служить достаточно надёжным индикатором июльской изотермы 10 °С [26], она более полезна как индикатор высоты фирновой линии. Полученные нами зависимости позволяют утверждать, что на высотах фирновой линии 3,6–3,9 км в бассейне р. Пскем разность этих границ составляет 800±100 м, а на высотах 3,8–4,0 км исследуемых бассейнов Гиссаро-Алая – 900±100 м. Для анализа изменения оледенения данных районов необходимо сначала рассмотреть современную оценку количества и площади ледников в соответствии с их размерами [14].

Наибольшее количество ледников (табл. 2) в настоящее время оказалось в группах ледников с площадью 0,01–0,1 и 0,1–0,5 км², что связано с распадом более крупных ледников, лучшими возможностями используемых средств обработки данных ДЗЗ и возможным включением ряда снежников или неактивных ледников в группу 0,01–0,1 км², которые раньше могли не учитываться. Наиболее существенно снизилась

суммарная площадь крупных ледников (более 1 км²). Таких ледников оказалось 7% в бассейне р. Пскем, 2% — в бассейне р. Сурхандарья и 1% — в бассейне р. Кашкадарья. Сравнение с площадями отдельных ледников в 2013 г. (Landsat-8) показало уменьшение площади до 3% для ледников бассейна р. Кашкадарья, а для других районов — до 1%. Сравнение площади ледников с площадью более 1 км² в 2013 г. с данными Landsat за 2000 г. по бассейнам Гиссаро-Алая и за 2002 г. по Пскемскому району показало, что площадь их в бассейнах рек Пскем и Сурхандарья изменялась по-разному и незначительно [7, 8].

Темпы деградации оледенения несколько снизились с 1980-х [9, 10, 17, 26] по 2010-е годы и оказались равными 0,4% за год для бассейнов рек Пскем и Сурхандарья и 1,1% за год для ледников бассейна р. Кашкадарья. За 50 лет ледники бассейна р. Кашкадарья потеряли почти половину своей площади — 49%, р. Сурхандарья — 40% [16], р. Пскем — 23% по сравнению с уточнёнными данными за 1960-е годы [9]. В бассейне р. Кашкадарья имеется только один ледник с площадью более 1 км², и изменение его площади сильно влияет на общую статистику в бассейне. Различия в изменении площади оледенения объясняется также климатическими и географическими особенностями исследуемых бассейнов. Интенсивное сокращение оледенения Кашкадарьи происходит за счёт распада крупных ледников на более мелкие и увеличения ледников карового типа.

В среднем с 1970 по 2010 г. температура воздуха за летние месяцы (июнь–август) на ГМС Минчукур (бассейн р. Кашкадарья) на 6,1 °С выше температуры летних месяцев на ГМС Ойгаинг (бассейн р. Пскем). Обе станции расположены в одной высотной зоне — 2,12 и 2,15 км соответственно. Анализ трендов этих величин по скользящим кривым за пятилетие показал почти синхронное их изменение за этот период (коэффициенты корреляции равны 0,81 по температуре и 0,76 по осадкам), отсутствие тренда средней летней температуры и увеличение суммы зимних осадков. По результатам осреднения средней годовой температуры воздуха и годовой суммы осадков по скользящим десятилетиям выяснено [27], что до 1993 г. на обеих станциях наблюдалось понижение температуры, а с 1995 по 2010 г. — повышение; отмечался спад годового количества осадков до 1990 г. и рост в 1991–1993 гг. При срав-

нении среднемесячных значений температур воздуха за периоды с 1970 по 1985 г. и с 1995 по 2010 г. установлено, что основное повышение температуры воздуха во втором периоде приходится на весенние месяцы, особенно на март. Увеличилось количество осадков в зимние и весенние месяцы.

Значения и тренды метеорологических характеристик объясняют меньшее количество и небольшие размеры ледников, более высотное их расположение и соответственно более мощное отступление ледников в бассейне р. Кашкадарья по сравнению с бассейном р. Пскем. Принимая во внимание градиент понижения температуры воздуха с высотой местности (–6,5 °С/км) в районе ГМС Ойгаинг и увеличение осадков в зимние месяцы, можно предположить более благоприятные условия существования ледников, расположенных в верхних высотных зонах бассейна р. Пскем. Исследуемая часть бассейна р. Сурхандарья (южный склон Гиссаро-Алая, сравнительно большие высоты горных хребтов) находится в лучших условиях увлажнения атмосферными осадками, чем западный склон Гиссарского хребта в пределах бассейна р. Кашкадарья [16]. Благодаря этим условиям сокращение площади оледенения в бассейне р. Сурхандарья меньше, чем в Кашкадарьинском бассейне.

Сравнение с современными оценками площади ледников бассейна р. Пскем [4, 12, 15] показало, что исследуемая область бассейна в работе [12] несколько больше и включала в себя ледники, сток с которых не попадал на территорию Узбекистана; исследуемая область в работах [4, 15] намного меньше и содержит ледники части бассейна р. Ойгаинг. Основой для 1960-х годов служили данные Каталога ледников СССР. Площадь оледенения на середину августа 2001 г. по снимку ASTER оказалась равной 40,9 и 38,8 км² согласно [4] и [15] соответственно. Площадь оледенения этой части района исследований, по данным ALOS, оказалась равной 39,7 км² и могла быть немного завышенной, поскольку для этой части использовался снимок более снежного года (30.08.2010 г.). Анализ неоднородного отступления ледников отмечен и в других речных бассейнах Центральной Азии [3, 5, 6, 12, 28], что связано с местными климатическими условиями, распределением оледенения по высоте и относительной пропорцией ледников в различных грациях их площадей [12].

Число выявленных озёр в бассейне р. Кашкадарья меньше, чем в других районах исследования, что объясняется небольшим числом ледников в бассейне. Отношение числа гляциальных озёр к числу всех ледников в бассейне оказалось таким же, как в бассейне р. Сурхандарья (0,17). Для северной части района исследований это отношение равно 0,23. Предыдущие данные о количестве озёр (32) имеются только для бассейна р. Пскем по результатам аэровизуального обследования в 1999–2000 гг. [20]. При идентификации озёр на снимках ALOS рассмотрены и мелкие озёра, хотя средняя относительная ошибка определения площади для озёр размером менее 2000 м² составляла более 28%. Но известно, что даже небольшие по площади озёра могут представлять опасность для возникновения гляциальных селей. Отсутствие наблюдений за динамическими и гидрологическими характеристиками произошедших селей не позволяет провести калибровку коэффициентов трения в моделирующей системе RAMMS. Тем не менее, с помощью ГИС-инструментов, ЦМР и предложенных моделей можно облегчить процедуру поиска новых озёр и определить их потенциальную опасность.

В ряде работ отмечается, что для условий континентального климата объём ледников изменяется главным образом вследствие понижения поверхности льда [29]. Несмотря на уменьшение скорости сокращения площади оледенения в ряде суб-бассейнов р. Пскем отмечено понижение поверхности отдельных ледников со средней скоростью 1 м в год. Заявленная абсолютная точность по высоте (LE90) съёмки SRTM-C (3") составляет 16 м, ASTER GDEM2 – 12–30 м, TanDEM-X – 10 м. Относительная точность по высоте (LE90) SRTM равна 10 м, TanDEM-X – 4 м для горной территории [30]. В исследуемом районе ошибки оказались несколько выше. Отметим, что при радиолокационной съёмке горных районов характерно присутствие эффекта «наложения» (layover) и теней. Наличие тандемных данных противоположного витка орбиты позволило бы минимизировать ошибки.

При создании окончательной ЦМР горных районов используют до шести съёмок с различных направлений орбиты в разной геометрии углов падения сигнала и обзора [30]. Однако ледники изучаемого региона не попадают на области теней и переналожения, так как их укло-

ны невелики, поэтому для определения изменения высоты ледников можно не принимать во внимание ошибки ЦМР на окружающие ледник территории с большими уклонами. Измерения лазерной альтиметрии позволили провести процедуру корегистрации наборов высотных данных и с достаточной точностью оценить разность высот. Данные ICESat предназначены в основном для изучения ледников полярных районов. Использование их для горных ледников рассматривается в ограниченном числе публикаций [11, 13, 31]. При этом отмечается, что точность измерений зависит от крутизны склона, подстилающей поверхности, толщины снега, наличия облачности и качества ЦМР. В нашем случае основной вес в ошибку измерений вносит толщина снега, поэтому основные выводы получены с использованием данных летнего периода съёмки. После проверки полученных результатов экспедиционными наблюдениями методики, приведённые в работе, могут быть использованы для исследования других ледников района.

Заключение

Методы ДЗЗ позволили проанализировать изменения площади и высоты поверхности ледников Узбекистана за различные периоды, а также оценить положение фирновой линии на ледниках и выявить новые горные озёра на современном этапе. К 2010 г. ледники в Кашкадарьинской области потеряли почти половину своей площади за 50-летний период исследований, в Сурхандарьинской области (бассейны рек Сангардак и Тупаланг) – до 40%, в бассейне р. Пскем (включая бассейны рек Ойгаинг и Майдантал) – 23%. Темпы сокращения оледенения по площади несколько снизились в 1980-х годах. Наибольшее число ледников имеет площадь до 0,5 км². Существенно снизилась суммарная площадь ледников с площадью более 1 км². Сформировалось 110 озёр общей площадью 1,812 км² в бассейне р. Пскем и 67 озёр общей площадью 0,703 км² на юго-востоке республики. Высотный диапазон большинства озёр по бассейнам р. Кашкадарья охватывает 3600–3700 м, р. Сурхандарья – 3700–4000 м, р. Пскем – 3400–3700 м. Проверка существующей модели вероятного формирования моренных озёр при отступании ледников на выявленных озёрах ис-

следуемых бассейнов дала хорошие результаты. Модель позволяет обнаруживать новые озёра на любых участках на основе данных об оледенении и использования средств ГИС-технологий. С помощью моделирующей системы селевых потоков можно оценить дальность распространения этого опасного явления в случае прорыва моренных озёр и определить степень их опасности.

Рассмотрено среднее изменение высоты фирновой линии на ледниках с 1980-х годов по бассейнам исследуемых рек. Современное её положение получено на основе использования радиолокационных и оптических снимков ALOS. Эта высота значительно поднялась на уровнях 3,5–3,8 км. Выше 3,9 км в бассейне р. Пскем и 4,1 км в Сурхандарье фирновая линия незначительно опустилась. Исследована связь средней высоты фирновой границы с высотой верхней границы распространения арчи. Разность этих границ уменьшается с высотой расположения фирновой границы до высотной зоны 3,8–3,9 км на Пскеме и 3,9–4,0 км в Сурхандарье, а выше этой зоны увеличивается.

Для оценки высотного изменения поверхности ледников построена высокоточная цифровая модель рельефа бассейна р. Пскем по данным TerraSAR-X/TanDEM-X за 2012 г. Обоснован выбор алгоритмов фильтрации фазового шума и развёртывания фазы в процессе создания качественной интерферограммы. Применена методика корегистрации наборов высотных данных к используемым ЦМР различных периодов съёмки. Опорными высотными данными служили профильные точечные измерения со спутника ICESat. По результатам оценки вертикальной точности и морфологического анализа производных характеристик рельефа оце-

нено качество используемых ЦМР. Изменения высоты поверхности ледников оценивалось по разности двух ЦМР, соседних измерений между треками данных ICESat, вдоль трека и измерений в треках и ЦМР. Установлено, что средняя скорость понижения поверхности отдельного ледника составляет $-1,0$ м/год, а в среднем по семи исследуемым ледникам в области абляции $-1,3$ м/год. По направлению к концу ледника среднее понижение поверхности увеличивается. Применение методики для ледника Баркрак средний показало, что локальный баланс его массы в области абляции составляет в среднем $-0,82 \pm 0,36$ м в.э. в год за период с 2000 по 2012 г.

Благодарности. Авторы выражают благодарность JAXA&AIT, GFZ&DLR, NSIDC за предоставленные данные ALOS/AVNIR-2/PALSAR, TerraSAR-X/TanDEM-X, GLAS/ICESat и возможность использования программного обеспечения по их обработке, а также WSL/SLF&IGG – за применение моделирующей системы RAMMS. Данные Landsat и SRTM получены с USGS, ASTER GDEM2 – с METI и NASA. Работа выполнена в рамках прикладного проекта ФА-А3-Ф013 Академии наук Республики Узбекистан.

Acknowledgements. We wish to thank the of JAXA&AIT, GFZ&DLR, NSIDC for providing the satellite data of ALOS/AVNIR-2/PALSAR, TerraSAR-X/TanDEM-X, GLAS/ICESat and the possibility of using the software for data processing and WSL/SLF&IGG for the RAMMS software. Landsat and SRTM data are obtained from USGS, ASTER GDEM2 is product of METI and NASA. The work is supported by the Uzbekistan Academy of Sciences under Grant FA-A3-F013.

Литература

References

1. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований. М.: Академия, 2004. 330 с.
2. Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 129–133.
3. Ерохин С.А., Черны М. Типы морено-ледниковых комплексов как критерий регрессии горно-долинного оледенения Тянь-Шаня // Тр. междунар. конф. «Изменения климата и риски стихийных бедствий в горных районах». Душанбе. 19–21 сентября 2011 г. С. 65–66.
1. Knizhnikov Y.F., Kravtsova V.I., Tutubalina O.V. *Aerokosmicheskiye metody geograficheskikh issledovaniy*. Aerospace methods of geographical research. Moscow: Academy, 2004: 330 p. [In Russian].
2. Desinov L.V., Konovalov V.G. Remote sensing monitoring of the long-term regime of the Pamir glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 103: 129–133. [In Russian].
3. Yerokhin S.A., Černý M. Types of moraine-glacier complexes as criteria of regression of Tien Shan mountain-valley glaciation. Proc. of Intern. conf. «Climate changes and natural hazards in mountain areas»,

4. Карандаева Л.М. Оценка современного оледенения бассейна реки Пскем по данным ASTER TERRA // Тр. НИГМИ. 2004. Вып. 3 (248). С. 96–100.
5. Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 39–46.
6. Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г. Современная динамика оледенения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 3–9.
7. Семакова Э.Р. Использование спутниковых изображений для оценки оледенения в горных районах Узбекистана // ДАН Республики Узбекистан. 2013. № 4. С. 27–31.
8. Семакова Э.Р., Семаков Д.Г. Определение гляциальных объектов в высокогорных районах Республики Узбекистан // Тр. междунар. конф. Интерэкспо Гео-Сибирь «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология»: Т. 4. Вып. 1. Новосибирск, 2014. С. 35–40.
9. Щетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 121 с.
10. Щетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент, 1997. 148 с.
11. Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Mölg T., Bolch T., Vorogushyn S., Güntner A. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // Nature Geoscience. 2015. doi: 10.1038/ngeo2513.
12. Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdurkhatmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data // Global and Planetary Change. 2010. V. 71. P. 42–54.
13. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // Cryosphere. 2015. V. 9. P. 849–864.
14. Semakova E., Gunasekara K., Semakov D. Identification of the glaciers and mountain naturally dammed lakes in Uzbekistan using ALOS satellite data // Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2015. V. 7. № 3. P. 1081–1098. doi: 10.1080/19475705.2015.1023852.
15. Yakovlev A.V., Batirov R.S. Monitoring of mountain glaciers and glacial lakes using ASTER space images // Proc. of Intern. conf. on hydrology and water resources in Asia Pacific Region. Kyoto, 13–15 March 2003. P. 1042–1047.
16. Каталог ледников СССР. Т 14. Вып. 3. Ч. 3, 4. Л.: Гидрометеиздат, 1968.
17. Catalogue of Pamir and Hissaro-Alay Glaciation for 1980 (database of A.S. Schetinnikov). Almaty, 2012. 565 p.
18. Semakova E., Ibragimov I. Some results of the interferometric TanDEM-X data processing for a generation of the Digital Elevation Models for Tien-Shan mountains // Proc. of GIS in Central Asia Conference «Geospatial Management of Land, Water and Resources». Tashkent, May 14–16, 2015. P. 19–22.
- 19–21 September 2011. Dushanbe, Tajikistan. 2011: 65–66. [In Russian].
4. Karandaeva L.M. The estimation of the modern glaciation of the Pskem river basin according to ASTER TERRA data. *Trudy NIGMI. Proc. of NIGMI*. 2004, 3 (248): 96–100. [In Russian].
5. Kokarev A.L., Shesterova I.N. Change of glacier systems on the northern slope of Zailiyskiy Alatau for the second half of XX and the beginning of XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 4 (116): 39–46. [In Russian].
6. Severskiy I.V., Tokmagambetov T.G. Current dynamics of glaciation of the Northern Tien Shan and Jungar Alatau. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 3–9. [In Russian].
7. Semakova E.R. Using of satellite images for the assessment of glaciation in mountain area of Uzbekistan. *Doklady Akademii Nauk Uzbekistana*. Proc. of the Uzbekistan Academy of Sciences. 2013, 4: 27–31. [In Russian].
8. Semakova E.R., Semakov D.G. Identification the glacial objects for high-mountain regions in Uzbekistan. Proc. of Intern. conf. InterExpo Geo-Siberia «Remote sensing techniques and photogrammetry, environment monitoring, geoecology». Novosibirsk. 2014, 4 (1): 35–40. [In Russian].
9. Shchetinnikov A.C. *Ledniki basseyna reki Pskem*. Glaciers at the Pskem River basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 121 p. [In Russian].
10. Shchetinnikov A.C. *Morfologiya oledneniya rechnykh basseynov Pamiro-Alaya po sostoyaniyu na 1980 god (spravochnik)*. Morphology of glaciations of Pamiro-Alay river basins as of 1980 (reference book). Tashkent: SANIGMI, 1997: 148 p. [In Russian].
11. Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Mölg T., Bolch T., Vorogushyn S., Güntner A. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years. Nature Geoscience. 2015. doi: 10.1038/ngeo2513.
12. Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdurkhatmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. Global and Planetary Change. 2010, 71: 42–54.
13. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. Cryosphere. 2015, 9: 849–864.
14. Semakova E., Gunasekara K., Semakov D. Identification of the glaciers and mountain naturally dammed lakes in Uzbekistan using ALOS satellite data. Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2015, 7(3): 1081–1098. doi: 10.1080/19475705.2015.1023852.
15. Yakovlev A.V., Batirov R.S. Monitoring of mountain glaciers and glacial lakes using ASTER space images. Proc. of the intern. conf. on hydrology and water resources in Asia Pacific Region. Kyoto, 13–15 March, 2003: 1042–1047.
16. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 14. Is. 3. Pts. 3, 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968. [In Russian].
17. Catalogue of Pamir and Hissaro-Alay Glaciation for 1980 (database of A.S. Schetinnikov). Almaty, 2012: 565 p.
18. Semakova E., Ibragimov I. Some results of the interferometric TanDEM-X data processing for a generation of the Digital Elevation Models for Tien-Shan moun-

19. Zwally H., Schutz R., Bentley C., Bufton J., Herring T., Minster J., Spinhirne J., Thomas R. GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data. Version 34. GLA14 Product. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2014. <http://dx.doi.org/10.5067/ICESAT/GLAS/DATA227>.
20. Глазырин Г.Е., Карташов Д.А., Муракаев Р.Р., Тарасов Ю.А., Шамсутдинов В.Н. Результаты исследования прорывоопасных ледниковых озер в бассейне р. Пскем летом 2003 г. // Тр. НИГМИ. 2005. Вып. 5 (250). С. 43–55.
21. König M., Winther J.-G., Knudsen N.T., Guneriusson T. Equilibrium- and firn- line detection with multi-polarization SAR – first results // Proc. of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow. Dresden, June 16–17, 2000. P. 273–280.
22. Глазырин Г.Е. Опыт использования математических методов распознавания образов для оценки возможности образования моренных озер при отступании ледников // Тр. междунар. конф. «Mitigation of natural Hazards». Бишкек. 15–18 сентября 2009 г. С. 38–45.
23. Коберниченко В.Г., Сосновский А.В. Особенности построения цифровых моделей рельефа на основе метода космической радиолокационной интерферометрии // Тр. СПИИРАН. 2013. Вып. 5 (28). С. 194–208.
24. Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // Cryosphere. 2011. V. 5. P. 271–290.
25. Christen M.; Bühler Y.; Bartelt P.; Leine R.; Glover J.; Schweizer A.; Graf C.; McArdell B.W.; Gerber W.; Deubelbeiss Y.; Feistl T., Volkwein A. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool «RAMMS» for gravitational natural hazards / Eds.: G. Koboltschnig, J. Hübl, J. Braun // Proc. of the 12th Congress INTERPRAEVENT. Grenoble. France, 23–26 April 2012. V. 1. P. 77–86.
26. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 180 с.
27. Томашевская И.Г., Сабитов Т.Ю., Сирлибаева З.С. Оценка климатических ресурсов территорий возможного развития богарного земледелия в горных районах Республики Узбекистан // Изв. Геогр. об-ва Узбекистана. 2013. Вып. 42. С. 173–176.
28. Финаев А.Ф. Динамика оледенения некоторых районов Памиро-Алая // Вопросы географии и геоэкологии. Алматы. 2013. № 3. С. 32–42.
29. Кутузов С.С. Изменение площади и объёма ледников хр. Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 5–14.
30. DEM Products Specification Document: https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021_DEM-Product-Specification_v3.1.pdf.
31. Kropáček J., Neckel N., Bauder A. Estimation of mass balance of the Grosse Aletschgletscher, Swiss Alps, from ICESat laser altimetry data and digital elevation models // Remote Sensing. 2014. V. 6. P. 5614–5632. doi: 10.3390/rs6065614.
32. Proc. of GIS in Central Asia Conference «Geospatial Management of Land, Water and Resources». Tashkent, May 14–16, 2015: 19–22.
33. Zwally H., Schutz R., Bentley C., Bufton J., Herring T., Minster J., Spinhirne J., Thomas R. GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data. Version 34. GLA14 Product. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2014. <http://dx.doi.org/10.5067/ICESAT/GLAS/DATA227>.
34. Glazyrin G.E., Kartashov D.A., Murakaev R.R., Tarasov Y.A., Shamsutdinov V.N. Results of the study of the outburst glacial lakes in the Pskem River basin in summer 2003. *Trudy NIGMI*. Proc. of NIGMI. 2005, 5 (250): 43–55. [In Russian].
35. König M., Winther J.-G., Knudsen N.T., Guneriusson T. Equilibrium- and firn- line detection with multi-polarization SAR – first results. Proc. of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow. Dresden, June 16–17, 2000: 273–280.
36. Glazyrin G.E. Application of mathematical pattern recognition techniques in estimation of moraine-dammed lake formation probability due to glacier recession. Proc. of Intern. conf. «Mitigation of natural Hazards», 15–18 September 2009. Bishkek, Salam. 2009: 38–45. [In Russian].
37. Kobernichenko V.G., Sosnovskiy A.V. Particular qualities of digital elevation maps generation in Interferometric SAR technology. *Trudy SPIIRAN*. SPIIRAS Proc. 2013, 5 (28): 194–208. [In Russian].
38. Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. Cryosphere. 2011, 5: 271–290.
39. Christen M.; Bühler Y.; Bartelt P.; Leine R.; Glover J.; Schweizer A.; Graf C.; McArdell B.W.; Gerber W.; Deubelbeiss Y.; Feistl T., Volkwein A. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. Koboltschnig G.; Hübl J.; Braun J. (eds.) 12th Congress INTERPRAEVENT, 23–26 April 2012, Grenoble, France. Proc. V. 1: 77–86.
40. Glazyrin G.E. *Raspredelenie i rezhim gornykh lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 180 p. [In Russian].
41. Tomashevskaya I.G., Sabitov T.Y., Sirlibaeva Z.S. Evaluation of climatic resources on the territories of possible development of dry farming agriculture in mountain regions of the Republic of Uzbekistan. *Izvestiya geograficheskogo obshchestva Uzbekistana*. Proc. of the Geographical Society of Uzbekistan. 2013, 42: 173–176. [In Russian].
42. Finaev A.F. Dynamics of glaciation in some areas of the Pamirs and Alay. *Voprosy geografii i geoekologii*. Problems of Geography and Geoecology. 2013, 3: 32–42. [In Russian].
43. Kutuzov S.S. Change of area and volume of glaciers on Terskey-Alatau ridge for the second half of XX century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 5–14. [In Russian].
44. DEM Products Specification Document: https://tandemx-science.dlr.de/pdfs/TD-GS-PS-0021_DEM-Product-Specification_v3.1.pdf.
45. Kropáček J., Neckel N., Bauder A. Estimation of mass balance of the Grosse Aletschgletscher, Swiss Alps, from ICESat laser altimetry data and digital elevation models. Remote Sensing. 2014, 6: 5614–5632. doi: 10.3390/rs6065614.

Изменение климата в районе массива Ак-Шийрак и его влияние на ледники© 2017 г. Ю.А. Подрезова^{1*}, И.А. Павлова²¹Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызская Республика;²Кыргызско-Российский Славянский университет (КРСУ), Бишкек, Кыргызская Республика

*j.podrezova@caiaig.kg

Climate change in the Ak-Shiyrak massive area and its impact on glaciersYu.A. Podrezova^{1*}, I.A. Pavlova²¹Central-Asian Institute for Applied Geosciences, Bishkek, Kyrgyzstan; ²Kyrgyz-Russian Slavic University, Bishkek, Kyrgyzstan

*j.podrezova@caiaig.kg

Received September 30, 2016

Accepted March 3, 2017

Keywords: *Ak-Shiyrak massive, climate change, impact on glaciers.***Summary**

The data from Tien Shan meteorological station (3614 m a.s.l.) were used to analyze the climate changes (the air temperature and precipitation) in the area of glaciation of the Ak-Shiyrak massive over the period of 1930–2015 years. In 1999, this station had been moved to a new position, and for the later years, data on the air temperature and precipitation were brought to homogeneous series by methods of differences and correlations. Coefficients of linear trends of annual/monthly values of temperatures and precipitation sums were calculated for the following three periods: 1930–1975 – stable global climate (b_1); 1976–2015 – global warming (b_2), and 1930–2015 – period of instrumental observations as a whole (b_3). In addition, for the practical use, we calculated climatic values of the temperature and precipitation for different standard time intervals within the period under investigation. It was revealed that the average annual temperatures in the region rose over the years at the rate of 0,188 °C/10 years, while in 1930–1975 years this rate was 3,5 times smaller ($b_1 = 0,110$ °C/10 years) than in 1976–2015 years ($b_2 = 0,375$ °C/10 years). The highest rates were recorded in February ($b_2 = 1,043$ °C/10 years) and March ($b_2 = 0,855$ °C/10 years). Precipitations are known to have significant inter-annual variability (especially in 1975–2000), so only the b_3 trend is used as the representative one, obtained over the whole period of observations. During this period, the annual sum of precipitation decreased at the rate of –7,88 mm/10 years, but during the seasons both, decreasing and increasing in precipitation, was observed within limits of changes of the trends: from –4,420 mm/10 years (July) to 0,743 mm/10 years (February). These climate changes were compared with decrease of the glaciation parameters in the Ak-Shiyrak massive for 1943–1976 and 1977–2003 periods, in particular, area (ΔS), height of the glacier surfaces (ΔH), and their volumes (ΔV). By the second period, the rate of decreasing of these parameters had grown by the factor 1.5–2, while the temperature changes according to the above trends increased, on the average for a year, by factor 2.7, and the change in precipitation decreased by 20%.

Citation: Podrezova Yu.A., Pavlova I.A. Climate change in the Ak-Shiyrak massive area and its impact on glaciers. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 200–212. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-200-212.

Поступила 30 сентября 2016 г.

Принята к печати 3 марта 2017 г.

Ключевые слова: *влияние климата на оледенение, изменения климата, массив Ак-Шийрак.*

По многолетним наблюдениям (1930–2015 гг.) на метеорологической станции Тянь-Шань (3 610 м над ур. моря) проанализированы происходящие климатические изменения в районе высокогорного массива Ак-Шийрак во Внутреннем Тянь-Шане. Для трёх периодов (1930–1975, 1976–2015, 1930–2015 гг.) определены характеристики линейных трендов температуры воздуха и осадков, а также нормы их многолетних средних значений. Полученные результаты сопоставлены с данными об изменениях ледников в массиве Ак-Шийрак.

Введение

Территория Кыргызстана занимает основную часть Тянь-Шаня. В климатическом отношении она делится на четыре провинции, одна из которых – Внутренний Тянь-Шань – относится

к самой высокогорной и резко континентальной области Кыргызстана. Здесь находится наиболее оледенелый массив Ак-Шийрак; его средняя высота 4,7 км, а максимальная отметка – 5130 м (рис. 1). В его пределах сосредоточено 178 ледников общей площадью 371,6 км² [1, 2] – около 44%

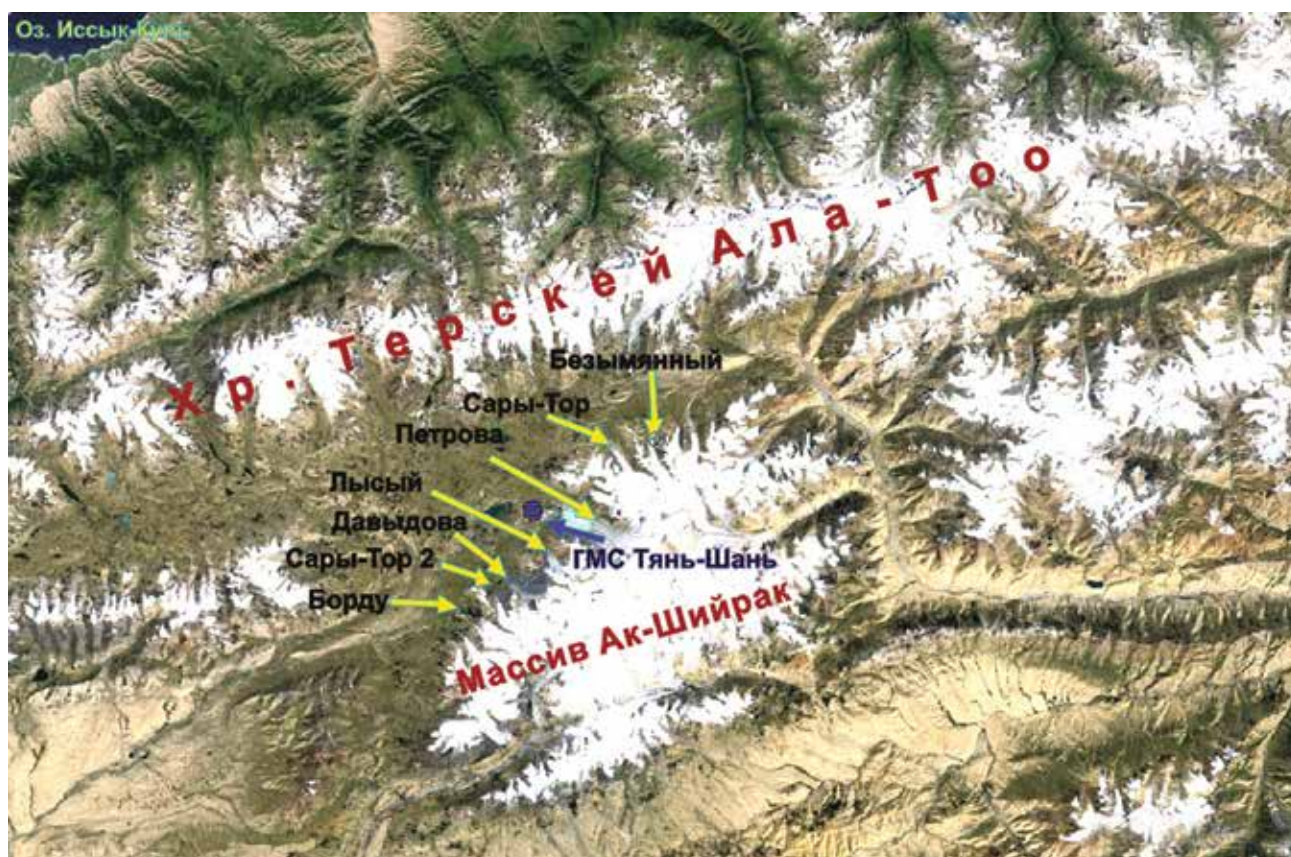


Рис. 1. Положение массива Ак-Шийрак и метеостанции Тянь-Шань во Внутреннем Тянь-Шане (жёлтыми стрелками показаны наиболее крупные ледники). <http://earth.google.com>

Fig. 1. Location of Ak-Shyirak massive and Tien Shan meteorological station in the Inner Tien Shan (yellow arrows show the largest glaciers). <http://earth.google.com>

площади массива. Самый крупный из них — ледник Петрова (61,4 км²), дающий начало р. Кумтор (исток р. Нарын) [3]. По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, [4]), начавшееся с 1900-х годов потепление глобального климата Земли с середины 1970-х годов происходит высокими темпами, сопровождается деградацией горного оледенения и другими существенными изменениями в климатической системе Земли. Согласно [5], в период 1976–2011 гг. угловой коэффициент тренда средней для земного шара температуры составил 0,16 °C за 10 лет, а для суши Северного полушария — 0,31 °C/10 лет. Для Кыргызстана [6] скорость роста среднегодовой температуры воздуха равна 0,18 °C/10 лет (1976–2014 гг.), что хорошо согласуется со скоростью потепления глобального климата. В обзоре [7] приводятся данные, свидетельствующие о более сильном потеплении в ряде горных массивов по сравнению с равнин-

ными регионами. Вместе с тем отмечаются районы, где потепление уменьшается или остаётся неизменным по высоте. Всё это говорит о неоднородности наблюдаемых процессов потепления в горных областях Земли.

Оледенение Ак-Шийрака и его изменения, которые оценивались в ряде работ [1–3, 8–10], определяются климатическими условиями Внутреннего Тянь-Шаня. Общее описание климата данной провинции на период до 1990 г. рассмотрено в исследованиях [1, 11]. Изменения температуры и осадков, которые наблюдались в разные периоды исследований, оценка деградации ледников Ак-Шийрака и соседнего хр. Терской Ала-Тоо даны в публикациях [1, 2, 8–10]. В работах [12–15] приводятся подробные данные о характере современного потепления климата для двух сопредельных с Внутренним Тянь-Шанем климатических провинций — Иссык-Кульской котловины, а также Северного и

Северо-Западного Кыргызстана. Они показывают, что ход потепления в этих областях, хотя и отражает глобальное потепление климата, но носит существенный региональный характер и сильно различается как по сезонам года, так и по характеристикам температур – средним, максимальным и минимальным. Поэтому не вызывает сомнений, что характер происходящих климатических изменений в районе массива Ак-Шийрак должен иметь значительные региональные черты исходя из значительных высот и центрального положения во Внутреннем Тянь-Шане. Для наблюдаемых изменений климата массива Ак-Шийрак наиболее показательны данные метеорологической станции (ГМС) Тянь-Шань, которая находится на северной периферии массива на высоте 3610 м и имеет ряд наблюдений с 1930 г. (см. рис. 1).

Задача данной статьи – оценить изменения температуры воздуха и осадков в районе массива Ак-Шийрак по данным ГМС Тянь-Шань за период наблюдений с 1930 по 2015 г. и сопоставить их с изменениями параметров оледенения массива. Исследования предусматривали:

1) сравнение хода наблюдаемого регионального потепления в районе массива Ак-Шийрак с потеплением глобального климата;

2) оценку скорости повышения температуры и изменения осадков в районе массива Ак-Шийрак на основании анализа трендов климатических рядов для трёх периодов: 1930–1975 гг. (стабильный глобальный климат); 1976–2015 гг. (интенсивное потепление глобального климата); 1930–2015 гг. (период наблюдений в целом);

3) сопоставление полученных климатических результатов с изменениями параметров оледенения массива Ак-Шийрак, заимствованных из литературных источников.

Использованный материал и методика исследований

В качестве основных исходных данных мы использовали ряды средних годовых и средних месячных температур воздуха, а также сумм осадков за 86-летний период наблюдений с 1930 по 2015 г. на ГМС Тянь-Шань, расположенной в зоне высокогорных сыртов у подножия ледника Петрова. В 1999 г. станция была перенесе-

на на 2,7 км ближе к леднику; при этом её высота увеличилась на 25 м (с 3614 до 3639 м), однако характер микроклиматических условий не изменился. Кроме того, станция стала автоматической, однако при переносе станции не были проведены параллельные наблюдения за осадками и температурой воздуха по разнотипным приборам. Авторы не располагают также дополнительной информацией по методике измерения осадков после переноса станции, поэтому очень важно устранить возникшие из-за смены приборов неоднородности в климатических рядах для периода с 1999 по 2015 г. С этой целью выполнен специальный корреляционный анализ рядов температуры и осадков действующих средне- и высокогорных станций с рядами ГМС Тянь-Шань. Установлено, что ряды годовых сумм осадков лучше всего коррелируют с данными ГМС Чон-Ашу ($r = 0,81$, период с 1970 по 1998 г.) и ГМС Суусамыр ($r = 0,58$, период с 1937 по 1998 г.). Это хорошо видно на рис. 2, где приведены ряды наблюдений по всем трём ГМС. С 1987 г. на всех трёх станциях наблюдалось резкое снижение количества выпадающих осадков, а в 1995–1997 гг. отмечались их минимумы за периоды наблюдения. В последующие годы количество осадков возросло.

Ряды температуры лучше всего коррелируют с данными ГМС Сары-Таш – коэффициент корреляции по средней годовой температуре равен 0,76. Для некоторых месячных рядов температуры и осадков хорошая связь установлена с ГМС Нарын. При этом для отдельных месяцев года данные по каждой из привлечённых станций имели низкую корреляцию с данными ГМС Тянь-Шань. С целью устранения неоднородностей использованы три работающих в настоящее время ГМС, которые располагаются примерно в аналогичных условиях: Сары-Таш (3160 м, днище Алайской котловины; 39°43' с.ш., 73°15' в.д.); Чон-Ашу (2800 м, пригребневая зона северного склона Терской Ала-Тоо; 42°26' с.ш., 79°02' в.д.); Нарын (2040 м, днище Нарынской котловины; 41°26' с.ш., 75°59' в.д.). Использование одновременно данных трёх станций за весь период 1999–2015 гг. с помощью методов разностей и отношений, применяемых в климатологии при переносе станций [16], позволило надёжно устранить неоднородность всех 26 рядов температуры и осадков на ГМС Тянь-Шань. Во

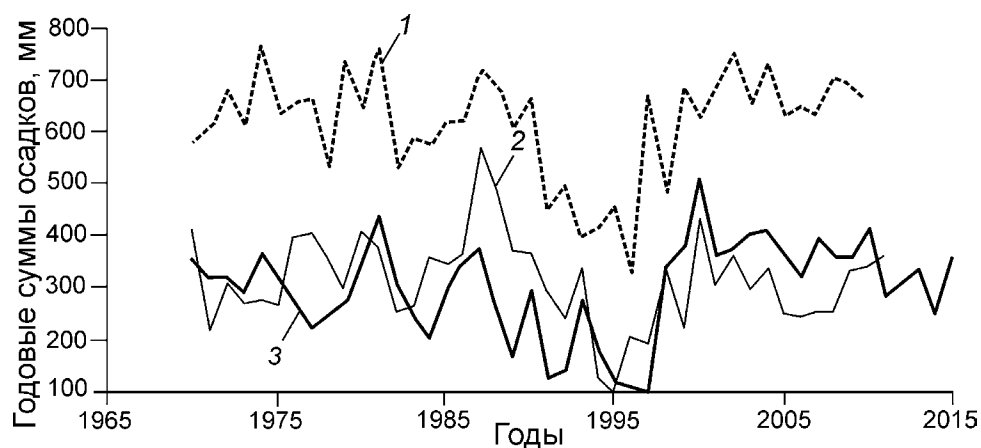


Рис. 2. Ход годовых сумм осадков за период совместных наблюдений 1970–2011 гг. по метеостанциям: 1 – Чон-Ашу (2800 м); 2 – Суусамыр (2090 м); 3 – Тянь-Шань (3610 м)

Fig. 2. Annual precipitation sum for the period of joint observations in 1970–2011 on meteorological stations: 1 – Chon-Ashu (2800 m); 2 – Suusamyr (2090 m); 3 – Tien Shan (3610 m)

Таблица 1. Коэффициенты корреляции рядов температуры и осадков между данными ГМС Тянь-Шань и данными ГМС Нарын, Сары-Таш, Чон-Ашу (жирным шрифтом выделены использованные для приведения коэффициенты корреляции)

Гидрометеостанции	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Температура воздуха													
Нарын	0,66	0,58	0,45	0,83	0,79	0,53	0,71	0	0,81	0,78	0,51	0,69	0,68
Сары-Таш	0,79	0,85	0,69	0,79	0,66	0,51	0,72	0,13	0,76	0,77	0,47	0,77	0,76
Чон-Ашу	0,74	0,41	0,74	0,73	0,19	0,76	−0,02	0,63	0,67	0,36	0,82	0,66	0,42
Осадки													
Нарын	0,37	0,62	0,66	0,44	0,39	0,14	0,38	0,46	0,43	0,58	0,52	0,64	0,35
Чон-Ашу	0,64	0,66	0,78	0,71	0,63	0,56	0,67	0,60	0,46	0,25	0,28	0,61	0,81

всех случаях коэффициенты корреляции равны 0,5–0,8 (табл. 1). Это позволило обоснованно использовать для анализа полные ряды её наблюдений, включая важный последний интервал 1999–2015 гг. Подобная коррекция рядов на перенос и смену оборудования по ГМС Тянь-Шань выполнена впервые.

При расчётах статистических характеристик полученных однородных рядов за 1930–2015 гг. применялись стандартные методы и программы. Дополнительно, для выявления низкочастотных составляющих климатических колебаний в рядах температуры и осадков, применялся метод 11-летнего скользящего сглаживания, как это сделано, например, в работах [5, 13–15]. При этом ряды температуры воздуха переведены в ряды аномалий, установленных относительно климатических норм 1961–1990 гг., а для осадков использованы их исходные ряды. По дан-

ным температуры и осадков сделаны также оценки линейных трендов, соответствующих трём периодам: 1930–1975, 1976–2015, а также всему периоду в целом – 1930–2015 гг. Уравнения линейных трендов рассчитывались по формуле

$$y = b_0 + b_{1,2,3}x \pm s, \quad (1)$$

где y (°C или мм) – температура или осадки; x – год (например, 2005 г.); b_1 , b_2 и b_3 (°C/год или мм/год) – угловые коэффициенты трендов соответственно за периоды 1930–1975, 1976–2015 и 1930–2015 гг.; b_0 (°C или мм) – свободный член уравнений (различный для каждого из периодов); $\pm s$ (°C или мм) – среднеквадратические ошибки уравнений тренда.

По формуле (1) рассчитаны изменения температуры воздуха для каждого из трёх периодов длительностью 46, 40 и 86 лет (ΔT_{46} , ΔT_{40} и ΔT_{86}) и изменения сумм осадков за 86 лет (ΔR_{86}).

Отметим, что, согласно методу наименьших квадратов, по которому определялись b_1 – b_3 , в общем случае будут справедливы следующие неравенства:

$$b_3 \neq b_1 + b_2 \text{ и } \Delta y_{86} \neq \Delta y_{46} + \Delta y_{40}.$$

Это означает, что найденные угловые коэффициенты трендов b_1 – b_3 и соответствующие им изменения Δy следует использовать строго индивидуально в пределах тех интервалов, для которых они рассчитаны. Статистическая достоверность коэффициентов b_1 – b_3 определялась на уровне значимости 0,05. Кроме того, рассчитаны климатические нормы для различных периодов внутри интервала 1930–2015 гг., в том числе для рекомендованных Всемирной метеорологической организацией (ВМО) базового периода 1961–1990 гг. и периода 1981–2010 гг.; последний следует использовать для характеристики современного климата. Всё это позволило всесторонне описать картину происходящих изменений климата в районе массива Ак-Шийрак за весь период инструментальных наблюдений.

Результаты исследований

Сравнение хода глобальных климатических изменений с региональными для массива Ак-Шийрак.

На рис. 3 приведено изменение температуры для Северного полушария Земли за 1885–2011 гг. по данным работы [5], а на рис. 4 – аналогичные данные по ГМС Тянь-Шань за период 1930–

2015 гг., а также ход осадков по этой станции. На этих рисунках показаны также скользящие 11-летние средние, позволяющие видеть в исходных рядах низкочастотные компоненты колебаний климата. Хорошо видно, что изменение климатических условий в районе массива Ак-Шийрак в целом следует за изменениями глобального климата, но имеет значительные региональные особенности. Так, до 1940 г. в Северном полушарии произошло заметное потепление – примерно на $0,5^\circ\text{C}$, которое в период 1940–1975 гг. сменилось слабым похолоданием (на $-0,2^\circ\text{C}$); после этого к 2011 г. температура увеличивалась на $0,9^\circ\text{C}$. Именно такой ход температуры по низкочастотным колебаниям позволяет выделять 1930–1975 и 1976–2015 гг. соответственно как периоды стабильного мирового климата и периоды его потепления.

На ГМС Тянь-Шань, характеризующей климат массива Ак-Шийрак, величина потепления в период 1930–2011 гг. составила по 11-летней кривой около $1,4^\circ\text{C}$ ($1,6^\circ\text{C}$ за 1930–2015 гг.), тогда как в Северном полушарии – только $0,9^\circ\text{C}$. Хотя общая тенденция хода аномалий средней годовой температуры в 1930–2011 гг. в обоих случаях достаточно хорошо совпадала, в деталях на ГМС Тянь-Шань она заметно отличалась: в 1975 г. имел место не минимум, а максимум температуры, после которого происходило её слабое падение до 1990 г., и только затем произошёл рост температуры вплоть до 2015 г. Самыми тёплыми для ГМС Тянь-Шань оказались 2015 и 2007 гг. (аномалия $+1,8^\circ\text{C}$).

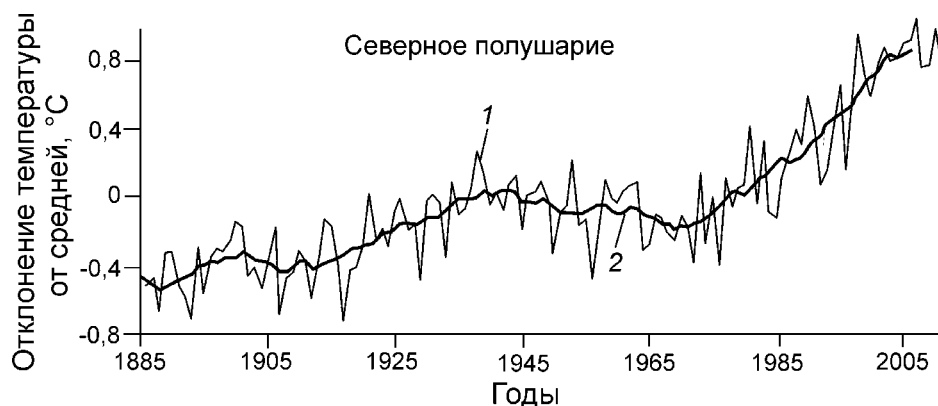


Рис. 3. Временной ход отклонений среднегодовой температуры для Северного полушария [5] за период 1885–2011 гг. относительно нормы 1961–1990 гг. (1) и кривая 11-летних скользящих средних (2)

Fig. 3. Time series of the deviations of average annual temperature for Northern Hemisphere [5] for the 1885–2011 relative to the norm of 1961–1990 (1) and curve of their 11-years flexible averages (2)

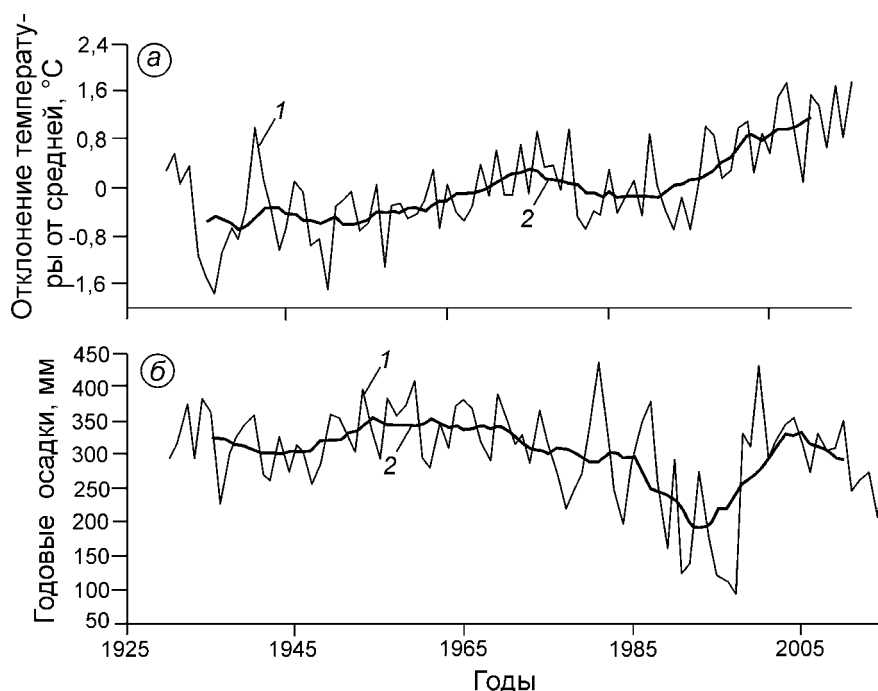


Рис. 4. Временной ход отклонений среднегодовой температуры (а) относительно нормы 1961–1990 гг. (1) и годовых сумм осадков (б) по метеостанции Тянь-Шань за 1930–2015 гг. (1); кривые их 11-летних скользящих средних (2)

Fig. 4. Time series of the deviations of average annual temperature (a) in comparison with the norm of 1961–1990 (1) and annual precipitation (b) on Tien Shan meteorological station for the period of 1930–2015 гг.; curves of their 11-years flexible averages (2)

Согласно [5], для Северного полушария и России самым тёплым был также 2007 г. (аномалия +1,04 и +2,1 °C соответственно), а в среднем для Кыргызстана [6] – 1997 г. (аномалия +1,23 °C). Таким образом, установлены чёткие заметные региональные и местные особенности для района массива Ак-Шийрак как в величине потепления, так и в ходе аномалий температур.

Временной ход осадков на ГМС Тянь-Шань показывает, что они изменяются не в фазе и не в противофазе по сравнению с ходом температуры – во всех случаях наблюдался их колебательный характер. Так, в годовых суммах осадков (см. рис. 4, б) отмечается относительно ровный ход до 1980 г., после чего сначала последовало их сильное падение к 1995 г., затем – ещё более сильный рост к 2005 г. с последующей тенденцией к снижению. Отметим, что такой же характер изменения осадков наблюдался на среднегорной ГМС Суусамыр и на высокогорной ГМС Чон-Ашу (см. рис. 2).

Изменение температуры по данным анализа трендов. На рис. 5 показан временной ход средней годовой температуры на ГМС Тянь-Шань с нанесёнными линиями трендов за весь период наблюдений 1930–2015 гг. (см. рис. 5, а) и отдельно за 1930–1975 и 1976–2015 гг. (см. рис. 5, б). Хорошо видно, что ход температуры имеет колебательный характер: слабую тенден-

цию повышения вплоть до 1980 г., затем период понижения, а с 1995 г. значительный рост. В табл. 2 приведены значения угловых коэффициентов линейных трендов средней годовой температуры b_1 , b_2 и b_3 и рассчитанные по трендам изменения температуры ΔT_{46} , ΔT_{40} и ΔT_{86} . Согласно этим данным, за весь 86-летний период наблюдений 1930–2015 гг. в среднем для года наблюдалось потепление (ΔT_{86}) на 1,6 °C со скоростью 0,188 °C/10 лет, которое было сравнительно равномерно во всех сезонах. Однако по отдельным месяцам колебания потеплений ΔT_{86} были более значительны и изменялись от 0,8 °C ($b_3 = 0,093$ °C/10 лет) до 2,4 °C ($b_3 = 0,268$ °C/10 лет). Потепление статистически значимо для года, лета, осени и отдельных месяцев зимы и весны. Наиболее близкая среднегорная ГМС Нарын также показала рост средних годовых температур на 2,7 °C за этот же период. Потепление отмечалось и по другим длиннорядным ГМС Кыргызстана: 2,1 °C для ГМС Суусамыр [17]; 1,7 °C для ГМС Сары-Таш [18]; 0,4–2,4 °C для пяти станций Северного и Северо-Западного Кыргызстана [14]; 1,8 и 2,0 °C для ГМС Балыкчи и Чолпон-Ата [15].

За 46-летний период 1930–1975 гг. потепление в поле средних годовых температур ΔT_{46} было малым и составило всего 0,5 °C, а зимой имело место даже похолодание на –0,6 °C, ко-

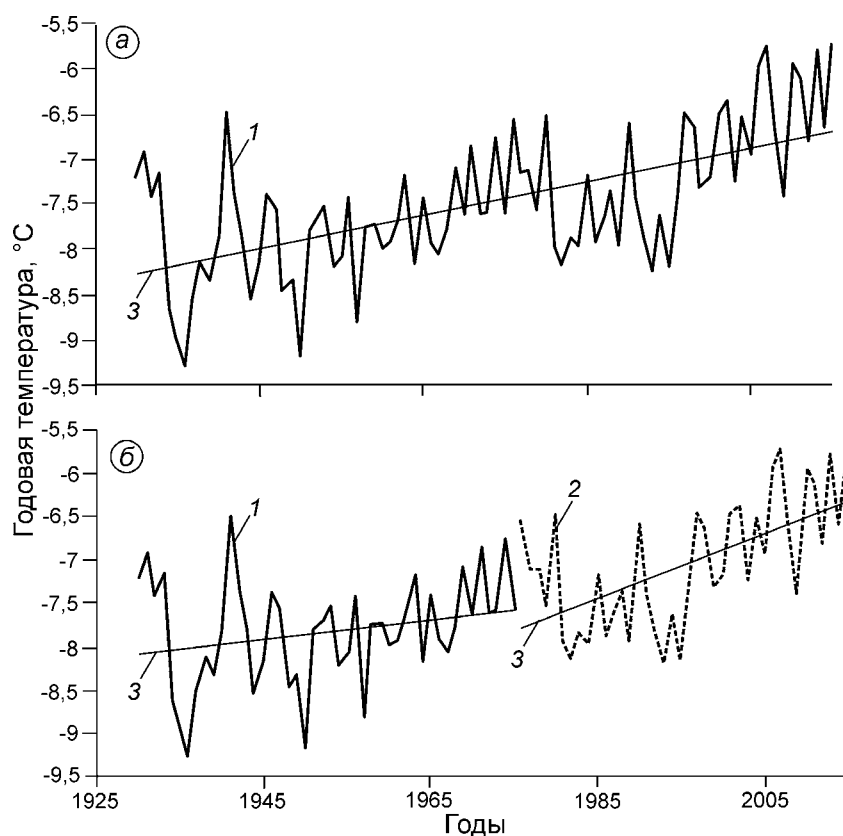


Рис. 5. Ход годовых температур по метеостанции Тянь-Шань за весь период наблюдений 1930–2015 гг. (1) (а) и за периоды 1930–1975 (1) и 1976–2015 гг. (2) (б) с линиями линейных трендов (3)

Fig. 5. Series of annual temperatures on Tien Shan meteorological station for the whole period of observations 1930–2015 (1) (a) and for the periods 1930–1975 (1) and 1976–2015 (2) (b) with lines of linear trends (3)

торое по трём зимним месяцам было в пределах от $-0,2$ до $-0,8$ °C. В остальные сезоны отмечалось потепление от $0,4$ до $1,1$ °C, причём в мае и июле наблюдалось похолодание на $-0,5$ °C. Во всех случаях изменения температуры были статистически незначимы. Этим изменениям соответствовали угловые коэффициенты трендов b_1 , равные для года $0,110$ °C/10 лет, а по месяцам находящиеся в следующих пределах: зима $-0,041 \div -0,170$ °C/10 лет; весна $-0,111 \div +0,410$ °C/10 лет; лето $-0,105 \div +0,279$ °C/10 лет; осень $0,227 \div 0,275$ °C/10 лет.

За последний 40-летний период 1976–2015 гг. потепление ΔT_{40} в поле средних годовых температур было высоким ($b_2 = 0,375$ °C/10 лет) и составило для года $1,5$ °C. Оно значительно различалось по сезонам, имея наибольшее значение зимой $2,3$ °C и наименьшее – осенью $0,8$ °C. По отдельным месяцам сезонов потепление колебалось ещё в более широких пределах: зима $-0,3$ – $4,2$ °C, весна $-0,9$ – $3,4$ °C, лето $-0,8$ – $1,2$ °C, осень $-0,1$ – $1,5$ °C. По данным [6], на всех действующих ГМС Кыргызгидромета (около 30, ГМС Тянь-Шань не использовалась в расчётах) за период 1976–2014 гг. отмечались по-

ложительные тенденции изменения средних годовых температур. На 20% станций коэффициент линейного тренда составил $0,3$ – $0,4$ °C/10 лет ($\Delta T_{40} = 1,2 \div 1,6$ °C), на остальных он был меньше. Наибольшие скорости пришлось на весну ($0,42$ °C/10 лет) и осень ($0,24$ °C/10 лет), в летний и зимний периоды скорости были небольшие: соответственно $0,05$ и $0,10$ °C/10 лет. Таким образом, потепление в районе массива Ак-Шийрак в период 1930–1975 гг. было незначительно, а в период 1976–2015 гг. шло очень высокими темпами, но сильно менялось не только по сезонам, но и по отдельным месяцам.

Изменение осадков по данным анализа трендов. На рис. 6 показан временной ход годовых сумм осадков на ГМС Тянь-Шань с нанесёнными линиями трендов за весь период наблюдений 1930–2015 гг. (см. рис. 6, а) и отдельно за 1930–1975 и 1976–2015 гг. (см. рис. 6, б). По сравнению с температурой воздуха для осадков наблюдается иная картина: общий тренд осадков за период 1930–2015 гг. отрицателен и соответствует их уменьшению на 68 мм. Однако оба частных тренда для периодов 1930–1975 и 1976–2015 гг. положительны и дают примерно одинаковую

Таблица 2. Угловые коэффициенты трендов средней годовой температуры b и трендовые оценки её изменений ΔT за различные периоды по данным ГМС Тянь-Шань (жирным шрифтом выделены статистически значимые значения)

Период	Угловые коэффициенты, °С /10 лет			Изменение температуры, °С		
	b_1 1930–1975	b_2 1976–2015	b_3 1930–2015	ΔT_{46} 1930–1975	ΔT_{40} 1976–2015	ΔT_{86} 1930–2015
Год	0,110	0,375	0,188	0,5	1,5	1,6
<i>Зима</i>						
Декабрь	–0,041	0,068	0,093	–0,2	0,3	0,8
Январь	–0,157	0,625	0,165	–0,7	2,5	1,4
Февраль	–0,170	1,043	0,268	–0,8	4,2	2,4
<i>Среднее</i>				–0,6	2,3	1,5
<i>Весна</i>						
Март	0,364	0,855	0,162	1,7	3,4	1,4
Апрель	0,410	0,367	0,223	1,9	1,5	1,9
Май	–0,111	0,217	0,118	–0,5	0,9	1,0
<i>Среднее</i>				1,0	1,9	1,4
<i>Лето</i>						
Июнь	0,279	0,312	0,198	1,3	1,2	1,7
Июль	–0,105	0,222	0,112	–0,5	0,9	1,0
Август	0,107	0,198	0,216	0,5	0,8	1,9
<i>Среднее</i>				0,4	1,0	1,5
<i>Осень</i>						
Сентябрь	0,275	0,372	0,274	1,3	1,5	2,4
Октябрь	0,243	0,186	0,198	1,1	0,7	1,7
Ноябрь	0,227	0,033	0,229	1,0	0,1	2,0
<i>Среднее</i>				1,1	0,8	2,0

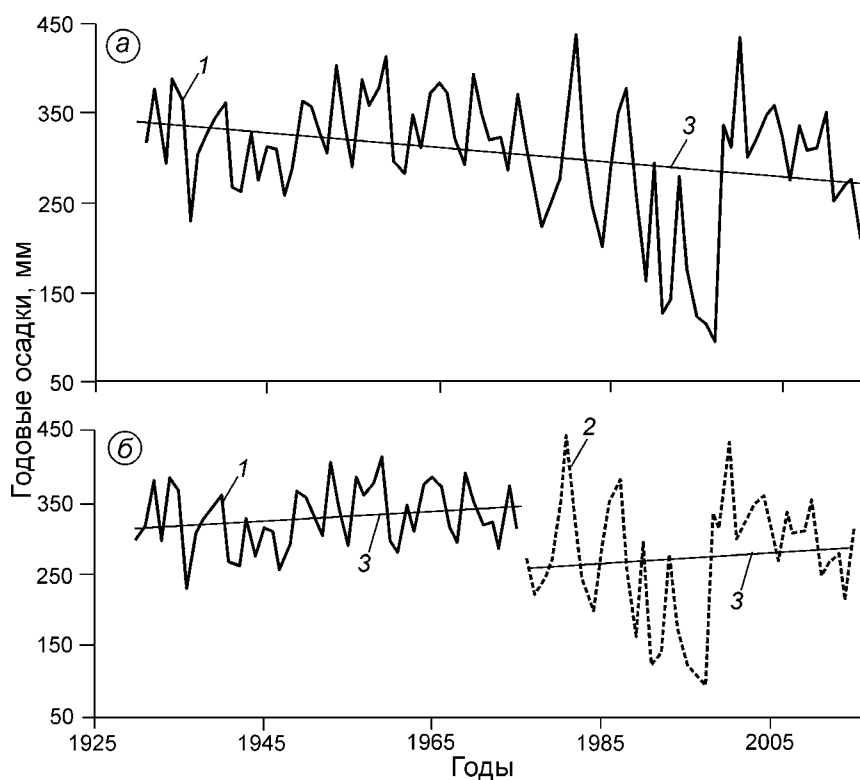


Рис. 6. Ход годовых осадков по метеостанции Тянь-Шань за весь период наблюдений 1930–2015 гг. (1) (а) и за периоды 1930–1975 (1) и 1976–2015 гг. (2) (б) с линиями линейных трендов (3)

Fig. 6. Series of annual precipitation on Tien Shan meteorological station for the whole period of observations 1930–2015 (1) (a) and for the periods of 1930–1975 (1) and 1976–2015 (2) (b) with lines of linear trends

Таблица 3. Угловые коэффициенты трендов осадков b_3 и трендовые оценки изменений осадков ΔR_{86} за 1930–2015 гг. по данным ГМС Тянь-Шань (жирным шрифтом выделены статистически значимые величины)

Период	Значения	
	b_3 , мм/10 лет	ΔR_{86} , мм
Год	–7,884	–67,8
Зима:		7,1
декабрь	0,339	2,9
январь	–0,234	–2,0
февраль	0,743	6,2
Весна:		–11,3
март	–0,348	–3,0
апрель	–0,170	–1,5
май	–0,787	–6,8
Лето:		–84,9
июнь	–2,680	–23,0
июль	–4,420	–38,0
август	–2,784	–23,9
Осень:		21,3
сентябрь	1,069	9,2
октябрь	1,028	8,8
ноябрь	0,378	3,3

скорость роста осадков. В таком «парадоксе» нет ничего удивительного — это известная типичная картина: когда изменчивость временного ряда значительна, то в результате знак и величина тренда в сильной степени зависят от задаваемых границ периода. Нижний график (см. рис. 6, б) приведён специально, чтобы наглядно показать данный факт. Поэтому для ГМС Тянь-Шань, где этот факт для осадков выражен очень резко, для климатического анализа данных в качестве репрезентативных следует использовать только тренды осадков b_3 и соответствующие значения ΔR_{86} по всему периоду 1930–2015 гг. Тренды b_1 и b_2 по периодам 1930–1975 и 1976–2015 гг. можно использовать лишь в качестве вспомогательных данных сугубо в интервалах своих периодов.

Из табл. 3 видно, что в среднем для года за весь исследуемый период наблюдалось существенное уменьшение осадков на 68 мм, которое происходило очень неравномерно и разнонаправленно по отдельным сезонам: зимой отмечался рост на 7 мм, весной — уменьшение на 11 мм, летом — уменьшение на 85 мм, а осенью — увеличение на 21 мм. По отдельным месяцам колебания были ещё значительнее. Изменения

осадков статистически значимы для года, лета, а также февраля и октября. Таким изменениям осадков соответствовали угловые коэффициенты трендов b_3 , равные для года $-7,88$ мм/10 лет и меняющиеся для различных месяцев как по величине, так и по знаку: от $-4,42$ мм/10 лет (июль) до $1,07$ мм/10 лет (сентябрь).

По данным ГМС Суусамыр также установлено значимое уменьшение годовых осадков за период 1936–2011 гг. (76 лет), составившее 119 мм [17]. Снижение осадков здесь отмечалось практически во все месяцы года. В то же время наиболее близкая среднегорная ГМС Нарын (2,04 км) показала увеличение годовых сумм осадков за 85 лет на 31 мм. На высокогорной ГМС Сары-Таш (3,16 км, Памиро-Алай) основной тенденцией также был рост годовых сумм осадков, которые, по материалам [18], увеличились на 66 мм с 1935 по 2005 г. В работе [13] показано, что на шести длиннорядных низкогорных станциях Северного и Северо-Западного Кыргызстана отмечалась тенденция роста годовых осадков в среднем по территории со скоростью 11,45 мм/10 лет; за 81 год они увеличились на 93 мм. Таким образом, в 1930–2015 гг. на ГМС Тянь-Шань количество осадков существенно изменялось при общей тенденции их уменьшения. Меньше всего осадков выпало в 1997 г. (96 мм), а больше всего в 1981 г. (439 мм).

Нормы температуры воздуха и осадков за разные периоды. В табл. 4 приведены нормы температуры воздуха для пяти периодов: 1930–1975, 1976–2015, 1930–2015, 1961–1990 и 1981–2010 гг. Норма 1961–1990 гг. рекомендована ВМО в качестве базовой, а норма 1981–2010 гг. — для характеристики современного климата. Заметим, что именно нормы, т.е. средние многолетние значения, в наилучшей степени отражают фактическое изменение климатических условий и служат их интегральной показательной мерой. Такой набор норм мы привели специально как справочный материал. Он весьма важен для любого потребителя, который анализирует вариативность каких-либо природных процессов, связанных с изменением климата в данном регионе. Здесь мы рассмотрим изменения годовых и сезонных норм температуры и осадков от периода 1930–1975 гг. к периоду 1976–2015 гг.

Для средней годовой температуры от 1930–1975 к 1976–2015 гг. её норма повысилась на

Таблица 4. Нормы температуры и осадков по данным ГМС Тянь-Шань за различные периоды, годы

Период	Нормы температуры (°C) по периодам					Нормы осадков (мм) по периодам				
	1930–1975	1976–2015	1930–2015	1961–1990	1981–2010	1930–1975	1976–2015	1930–2015	1961–1990	1981–2010
Год	–7,8	–7,1	–7,5	–7,5	–7,2	330	275	304	311	277
Зима:	–20,2	–19,4	–19,8	–20,1	–19,5	19,1	20,7	19,9	19,6	20,2
декабрь	–19,5	–19,0	–19,3	–19,2	–19,1	6,7	7,9	7,3	7,3	8,1
январь	–21,5	–20,8	–21,1	–21,4	–20,9	6,5	4,5	5,6	5,9	4,8
февраль	–19,5	–18,4	–19,0	–19,7	–18,6	5,9	8,3	7,0	6,4	7,3
Весна:	–7,2	–6,7	–7,0	–6,9	–6,9	81,5	71,1	76,7	77,2	72,8
март	–13,3	–13,2	–13,2	–13,3	–13,2	14,3	11,4	13,0	14,6	12,2
апрель	–7,0	–6,3	–6,7	–6,3	–6,6	22,5	20,4	21,5	20,5	20,5
май	–1,4	–0,7	–1,1	–1,0	–0,9	44,7	39,3	42,2	42,1	40,2
Лето:	3,5	4,2	3,8	3,8	4,1	180,1	126,8	155,4	164,5	126,0
июнь	2,3	3,0	2,6	2,7	2,8	60,9	45,0	53,5	57,5	45,6
июль	4,3	4,9	4,6	4,4	4,8	64,4	44,1	55,0	57,9	43,4
август	3,8	4,8	4,2	4,2	4,7	54,8	37,7	46,9	49,1	37,2
Осень:	–7,3	–6,3	–6,9	–6,8	–6,5	49,1	56,1	52,4	49,8	57,3
сентябрь	–0,6	0,5	–0,1	–0,2	0,6	28,5	30,2	29,3	29,3	29,4
октябрь	–6,7	–5,9	–6,3	–6,2	–6,2	12,1	16,6	14,2	12,5	18,1
ноябрь	–14,7	–13,6	–14,2	–14,0	–14,0	8,5	9,3	8,9	8,0	9,8

0,7 °C. При этом повышение летних норм было самым низким и составило 0,5 °C, а осенних норм – самым высоким (1,0 °C). Напомним, что общий тренд повышения средних годовых температур в интервале 1930–2015 гг. составил 1,6 °C, поэтому повышение отмеченной нормы можно считать существенным. Современная годовая норма (1981–2010 гг.) температуры составляет –7,2 °C.

Норма годовых сумм осадков от 1930–1975 к 1976–2015 гг. уменьшилась на 55 мм, главным образом за счёт понижения летней величины (на 53 мм). При этом на 10 мм уменьшилась и весенняя норма. Вместе с тем зимняя и осенняя нормы возросли соответственно на 2 и 7 мм. Такое изменение норм хорошо согласуется с результатами трендового анализа за 1930–2015 гг., согласно которому $\Delta R_{86} = -68$ мм. Современная годовая норма осадков (1981–2010 гг.) – 277 мм.

Сопоставление наблюдаемых климатических изменений со скоростью сокращения параметров оледенения Ак-Шийрака. Наиболее полное состояние оледенения горного массива Ак-Шийрак на период до 1990-х годов представлено в фундаментальной работе [1], где на основе сравнения аэрофотосъёмки 1943 и 1976–1977 гг. приводятся данные об изменении площади ΔS , высоты поверхности ΔH и объёма ΔV каждого из лед-

ников и массива Ак-Шийрак в целом. В работе [2] дана оценка изменения оледенения массива с 1943 по 2003 г. по тем же показателям с учётом данных изображений ASTER за 2000–2003 гг. Изменение площади оледенения массива Ак-Шийрак на 2001 г. по данным изображений ASTER исследовалось в работе [9], а за период с 2003 по 2013 г. – в работе [3]. В исследовании [10] приведены ежегодные данные об изменениях баланса массы ледника № 354 этого массива, полученные для 2003–2014 гг. и свидетельствующие об устойчивом отрицательном балансе массы в эти годы.

Согласно [1, 2], деградация оледенения массива Ак-Шийрак в период 1943–1976 гг. по разным параметрам составила: –3,5% для изменения площади ΔS ; –8,3 м для высоты поверхности ΔH ; –3,6 км³ для объёма ΔV , тогда как для периода 1943–2003 (2000) гг. получено соответственно –12,5%, –23,4 м и –9,7 км³. Видно, что в более поздний период оледенение сокращалось гораздо интенсивнее. Так, скорости изменения параметров за 1943–1976 и 1977–2003 гг. составили соответственно: –1,0 и –3,2%/10 лет для ΔS ; –2,4 и –5,6 м/10 лет для ΔH ; –1,0 и –2,3 км³/10 лет для ΔV . Во втором периоде параметры увеличились примерно в 1,5–2 раза. Однако самая высокая скорость

Таблица 5. Рассчитанные по трендам оценки изменений температуры и осадков для разных периодов, а также их нормы по этим периодам

Период, годы	Температура воздуха					Осадки				
	год	зима	весна	лето	осень	год	зима	весна	лето	осень
<i>Изменения температуры и осадков по трендам (ΔT, °C и ΔR, мм)</i>										
1943–2003	1,15	1,07	1,02	1,07	1,43	–48,1	5,2	–8,0	–60,3	15,1
1943–1976	0,37	–0,38	0,75	0,32	0,84	–26,8	2,9	–4,4	–33,6	8,4
1977–2003	1,01	1,56	1,30	0,66	0,53	–21,1	2,3	–3,5	–26,7	6,7
2003–2013	0,41	0,64	0,53	0,27	0,22	–8,7	0,9	–1,4	–10,9	2,7
<i>Климатические нормы температуры воздуха и осадков (T, °C и R, мм)</i>										
1943–2003	–7,6	–20,7	–7,2	3,7	–6,8	302	19,2	77,8	154,2	50,9
1943–1976	–7,8	–20,3	–7,1	3,5	–7,2	332	20,2	84,1	176,9	51,1
1977–2003	–7,4	–19,9	–7,2	4,0	–6,5	264	17,9	70,1	125,5	50,8
2003–2013	–6,5	–18,5	–5,8	4,5	–6,1	309	27,5	79,4	132,2	70,0

деградации, по-видимому, отмечалась в 2003–2013 гг.: в эти годы ΔS составило $-5,4\%/10$ лет.

По результатам выполненного климатического анализа и параметрам изменений оледенения в разные периоды сопоставим значения изменений температуры и осадков ΔT и ΔR , рассчитанные по трендам, и нормы температуры воздуха и осадков. При этом для периодов 1943–1976, 1977–2003 и 1943–2003 гг. изменения температуры следует оценивать соответственно по трендам b_1 , b_2 , и b_3 , а изменение осадков ввиду большой изменчивости их режима — по общему тренду b_3 , полученному для периода 1930–2015 гг. Все эти данные приведены в табл. 5, при их использовании необходимо учитывать, что значения ΔT и ΔR зависят одновременно и от коэффициентов b , и от продолжительности периода.

Анализ данных табл. 5 показывает, что в 1943–1976 гг. (период стабильного глобального климата) в районе массива Ак-Шийрак отмечалось слабое повышение годовых температур (на $0,4$ °C), сопровождавшееся слабым похолоданием зимой ($-0,4$ °C) и относительно слабым потеплением в другие сезоны (от $0,3$ до $0,8$ °C). Годовые осадки уменьшились на 27 мм за счёт значительного снижения количества летних осадков (на 34 мм).

Период 1977–2003 гг. (интенсивное потепление глобального климата) для массива Ак-Шийрака характеризовался существенным потеплением, которое для средних годовых температур составило $1,0$ °C, при этом больше всего повысились зимние и весенние температуры — соответственно на $1,6$ и $1,3$ °C, а летние и

осенние температуры повысились на $0,7$ и $0,5$ °C соответственно. Годовые осадки снизились на -21 мм, опять же за счёт уменьшения летних осадков на -27 мм.

В последний 11-летний период 2003–2013 гг. продолжалось интенсивное потепление: годовая температура повысилась на $0,4$ °C, при этом, как и в прошлый период, больше всего зимой и весной ($0,6$ и $0,5$ °C) и гораздо меньше летом и осенью ($0,3$ и $0,2$ °C). Годовые осадки уменьшились на 9 мм за счёт значительного снижения летних осадков (на 11 мм). В целом за 1943–2003 гг. потепление составило около $1,2$ °C. Оно было одинаковым для зимы, весны и лета ($1,0$ – $1,1$ °C) и только осенью несколько больше ($1,4$ °C). Одновременно годовые осадки уменьшились на 48 мм, что произошло за счёт сильного уменьшения летних осадков (на 60 мм).

В нижней части табл. 5 приведены нормы температур для года и по сезонам за рассмотренные периоды. Это — средние значения, интегрально и показательно характеризующие климатические условия каждого из периодов, но изменяются они в меньшей степени от одного периода к другому по сравнению с приведёнными ранее оценками по трендам. В нормах потепление сильнее всего выражается в последний период 2003–2013 гг., возможно, в определённой мере это объясняется и малой длиной периода. Полученные результаты указывают на тесную связь параметров оледенения массива Ак-Шийрак и характера изменений климатических условий; всё это хорошо согласуется с данными, опубликованными в работах [1–3, 8–10, 12, 18].

Выводы

Анализ средних годовых и месячных рядов температуры и осадков на ГМС Тянь-Шань за весь период наблюдений в 1930–2015 гг. (после их коррекции на однородность из-за переноса и смены оборудования в 1999 г.) позволил получить климатические результаты, значительно расширяющие и уточняющие имевшиеся к настоящему времени оценки потепления климата в районе массива Ак-Шийрак. Потепление здесь имеет существенные местные особенности, связанные с большой его высотой и внутренним по отношению к горной стране расположением. Общая скорость потепления для годовых температур, полученная по линейному тренду за 1930–2015 гг., составила 0,188 °C/10 лет, при этом потепление было слабым в 1930–1975 гг. (на 0,5 °C) и более высоким – в 1976–2015 гг. (на 1,5 °C). В первый 46-летний период тренды средних месячных температур были разнонаправлены по знаку, тогда как во второй 40-летний период они были только положительными. Потепление в 1930–

2015 гг. сопровождалось статистически значимым снижением годовых сумм осадков со скоростью –7,88 мм/10 лет, в целом на 68 мм, что составило 22% нормы 1961–1990 гг. Сокращение осадков происходило главным образом за счёт их летних сумм, которые уменьшились на 85 мм, или на 52% от нормы 1961–1990 гг. Опубликованные к настоящему времени данные о сокращении площади оледенения массива Ак-Шийрак хорошо согласуются с полученными климатическими оценками.

Благодарность. Авторы приносят благодарность профессору кафедры метеорологии и охраны окружающей среды Кыргызско-Российского Славянского университета, доктору географических наук О.А. Подрезову за ценные консультации, оказанные при подготовке и написании статьи.

Acknowledgement. Authors express gratitude to Professor of the Department of Meteorology and Environmental Protection of the KRSU O.A. Podrezov for valuable consultation provided during preparation and writing of the paper.

Литература

1. Оледенение Тянь-Шаня / Ред. М.Б. Дюргеров, Лю Шаохай, Се Зичу. М.: изд. Ин-та географии РАН, 1995. 237 с.
2. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 43. P. 202–213.
3. Петраков Д.А., Шпунтова А.М., Алейников А.А., Усубалиев Р.А. Изменения площади оледенения массива Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань) в 2003–2013 гг. // Материалы междунар. конф. «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии». Бишкек: изд. ЦАИИЗ, 2014. С. 352–358.
4. МГЭИК 2014. Изменение климата, 2014 г.: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп 1, 2 и 3 в «Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата». Женева, 2014. 163 с.
5. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: изд. ВНИИГМИ-МЦД, 2012. 194 с.
6. Ежегодный бюллетень текущего состояния и изменения климата в Кыргызстане за 2014 год. Бишкек: изд. Кыргызгидромета, 2015. 35 с.

References

1. *Oledenenie Tyan-Shanya*. Glaciation of Tien Shan. Ed. by M.B. Dyurgerov, Lu Shaohai, Se Zichu. Moscow, 1995: 237 p. [In Russian].
2. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*. 2006, 43: 202–213.
3. Petrakov D.A., Shpuntova A.M., Aleynikov A.A., Usubaliev R.A. Changes in the area of glaciation of Ak-Shiyarak massif (Internal Tien Shan) in 2003–2013. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Distsionnye i nazemnye issledovaniya Zemli v Tsentralnoy Azii»*. Proc. of the intern. conf. «Remote Earth exploration and land in Central Asia». Bishkek, 2014: 352–358. [In Russian].
4. MGEIK 2014. *Izmenenie klimata, 2014 g.: Obobshchayushchiy doklad. Vklad Rabochikh grupp 1, 2 i 3 v «Pyatyy ocenochnyy doklad Mezhpriavitel'svennoy gruppy ehkspertov po izmeneniyu klimata»*. Geneva, 2014: 163 p.
5. Gruza G.V., Ran'kova E.Y. *Nablyudaemye i ozhidaemye izmeneniya klimata Rossii: temperatura vozduha*. Observed and waited climate changes in Russia: air temperature. Obninsk, 2012: 194 p. [In Russian].
6. *Ezhegodnyy byulleten tekushchego sostoyaniya i izmeneniya klimata v Kyrgyzstane za 2014 god*. Annual Bulletin of the current state and climate change in Kyrgyzstan for 2014. Bishkek: Kyrgyzhydromet, 2015. 35 p.

7. Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // *Nature Climate Change*. 2015. V. 5. P. 424–430. doi:10.1038/NCIMATE2563.
8. Кутузов С.С. Изменение ледников Внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2009. 170 с.
9. Khromova T.E., Dyurgerov M.B., Barry R.G. Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-Shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. № 16. P. 21–25. doi:10.1029/2003GL017233.
10. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usabaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kaab A. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014 // *Annals of Glaciology*. 2016. V. 57. № 71. P. 92–102. doi:10.3189/2016AoG71A032.
11. Атлас Киргизской ССР: Т. 1. Природные условия и ресурсы. М.: изд. ГУГК СССР, 1987. 157 с.
12. Кутузов С.С. Изменение площади и объёма ледников хребта Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // *Лёд и Снег*. 2012. № 1 (117). С. 5–14.
13. Подрезов О.А., Подрезов А.О. Современное изменение осадков на территории Северного и Северо-Западного Кыргызстана // *Географич. вестник*. 2015. № 4 (35). С. 26–33.
14. Подрезов О.А., Подрезов А.О. Современное потепление климата Северного и Северо-Западного Кыргызстана // *Географич. вестник*. 2015. № 3 (34). С. 55–66.
15. Подрезов О.А., Подрезов А.О. Структура современного потепления климата Иссык-Кульской котловины // *Географич. вестник*. 2013. № 3 (26). С. 78–87.
16. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Снекалова Л.К., Школьный В.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 567 с.
17. Павлова И.А., Кретова З.А. Современные изменения температуры и осадков в Суусамырской долине // *Материалы междунар. конф. «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии»*. Бишкек: изд. ЦАИИЗ, 2014. С. 345–352.
18. Усубалиев Р.А., Дудашвили А.С., Элеманов О.И. Оледенение северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов и его современная динамика // *Лёд и Снег*. 2012. № 1 (117). С. 24–28.
- tin of current state and climate change in Kyrgyzstan in 2014. Bishkek, 2015: 35 p. [In Russian].
7. Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*. 2015, 5: 424–430. doi:10.1038/NCIMATE2563.
8. Kutuzov S.S. *Izmenenie lednikov Vnutrennego Tyan'-Shanya za poslednie 150 let*. Changes of glaciers in the Internal Tien Shan for the last 150 years. PhD Thesis: Institute of Geography, RAS, 2009: 170 p. [In Russian].
9. Khromova T.E., Dyurgerov M.B., Barry R.G. Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30 (16): 21–25. doi:10.1029/2003GL017233.
10. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usabaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kaab A. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. *Annals of Glaciology*. 2016, V. 57 (71): 92–102. doi:10.3189/2016AoG71A032.
11. *Atlas Kirgizskoy SSR*. Atlas of the Kyrgyz SSR. V. 1. Natural conditions and resources. Moscow, 1987: 157 p. [In Russian].
12. Kutuzov S.S. Changing of area and volume of the Terskey Ala-Too Range glaciers in the second half of XX century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 5–14. [In Russian].
13. Podrezov O.A., Podrezov A.O. Modern changes of precipitation in the Northern and North-West of Kyrgyzstan. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2015, 4 (35): 26–33. [In Russian].
14. Podrezov O.A., Podrezov A.O. The current warming of the North and North-West of Kyrgyzstan. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2015, 3 (34): 55–66. [In Russian].
15. Podrezov O.A., Podrezov A.O. The structure of the modern warming of Issyk-Kul. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2013, 3 (26): 78–87. [In Russian].
16. Drozdov O.A., Vasil'ev V.A., Kobysheva N.V., Raevskiy A.N., Snekalova L.K., Shkol'nyi V.P. *Klimatologiya*. Climatology. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989: 567 p. [In Russian].
17. Pavlova I.A., Kretova Z.A. Modern changes in temperature and precipitation in the Susamyr valley. *Materialy mezhdunar. konf. «Distancionnye i nazemnye issledovaniya Zemli v Central'noy Azii»*. Proc. of the internat. conf. «Remote Earth exploration and land in Central Asia». Bishkek, 2014: 345–352. [In Russian].
18. Usabaliev R.A., Dudashvili A.S., Elemanov O.I. Glaciation of the northern slopes of the Turkestan and Alai ranges and its preseny-day dynamics. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 24–28. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.48

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-213-220

Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Зайлийском) Алатау

© 2017 г. В.П. Благовещенский^{1*}, М.Э. Эглит², В.В. Жданов¹, Б.Б. Аскарбеков¹¹Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы, Казахстан;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*victor.blagov@mail.ru

Calibration of snow avalanche mathematical models using the data of real avalanches in the Ile (Zailiyskiy) Alatau Range

V.P. Blagoveshchenskiy^{1*}, M.E. Eglit², V.V. Zhdanov¹, B.B. Askarbekov¹¹Institute of geography, Ministry of Education and Science, Almaty, Kazakhstan;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*victor.blagov@mail.ru

Received September 2, 2016

Accepted December 7, 2016

Keywords: *calibration of models, mathematical models, snow avalanches.*

Summary

The calibration of the dry friction and turbulent friction coefficients is necessary for computer simulation of avalanches. The method of back calculation based on data on actual avalanches is used for this purpose. The article presents the results of the calibration of the Eglit's and RAMMS models for Ile Alatau range conditions. The range is located in Kazakhstan. The data on six avalanches in the same avalanche site were used. Five avalanches were dry, and one avalanche was wet. Avalanches volume varied from 2000 to 12000 m³. Maximum speed avalanches were between 15 and 30 m/s, the flow height – from 3 to 10 m. Series of back calculations with different values of the friction coefficients was made to obtain the calibrated coefficients. The calibrated coefficients were chosen under condition of the best fit with real avalanches. The calibrated coefficients were following. For the Eglit's model for dry avalanches of the volume 2000–5000 m³ $\mu = 0.46 \div 0.48$, $k = 0.005 - 0.006$, and the volume 8000–12000 m³ $\mu = 0.38 \div 0.42$, $k = 0.002 \div 0.003$. For RAMMS model for dry avalanches of the volume of 2000–5000 m³ μ (dry friction coefficient) = $0.35 \div 0.4$, ξ (viscous friction coefficient) = $1500 \div 2000$ m/s², and the volume 8,000–12,000 m³ $\mu = 0.3 \div 0.35$, $\xi = 2000 \div 3000$ m/s². For wet avalanches of the volume 12,000 m³ $\mu = 0.35$, $\xi = 1500$ m/s². The work on the calibration will be continued to obtain the friction coefficients for the Eglit's and RAMMS models. The additional data on real avalanches will be needed for this purpose.

Citation: Blagoveshchenskiy V.P., Eglit M.E., Zhdanov V.V., Askarbekov B.B. Calibration of snow avalanche mathematical models using the data of real avalanches in the Ile (Zailiyskiy) Alatau Range. *Led i Sheg. Ice and Snow*. 2017. 57 (2): 213–220. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-213-220.

Поступила 2 сентября 2016 г.

Принята к печати 7 декабря 2016 г.

Ключевые слова: *калибровка моделей, математические модели, снежные лавины.*

По данным о скорости, длине пути и высоте потока реальных лавин в Иле Алатау, полученных с помощью видеосъёмки во время профилактических спусков лавин, выполнена калибровка двух математических моделей лавин – М.Э. Эглит и RAMMS. Объёмы лавин варьировали от 2000 до 12 000 м³, скорости – от 15 до 30 м/с, высота потока – от 3 до 10 м. Методом обратных расчётов определены значения коэффициентов сухого трения и турбулентного сопротивления для лавин разных типов и объёмов. Получено хорошее совпадение расчётных дальностей выброса и скоростей движения лавин с фактическими. Расчётная высота потока была значительно меньше реальной.

Введение

Математическое моделирование используется для расчёта параметров лавин при крупномасштабной оценке лавинной опасности и проектировании защитных сооружений. Простейшая модель лавин — модель материальной точки. Такая модель предложена в СССР ещё в 1930-е годы [1] и усовершенствована в 1960-е годы [2, 3]. В этой модели движение лавины заменяется движением её центра масс. Лавина в виде материальной точки движется по склону под действием силы тяжести и сил сопротивления различной природы: силы кулоновского трения и силы сопротивления, пропорциональной квадрату скорости. Движение внутри лавины не рассматривается, поэтому распределение скоростей частиц в снеге не рассчитывается. Модель позволяет оценить только скорость и дальность выброса лавины. Более сложные — модели гидравлического типа, в которых тело лавины рассматривается как сплошная среда типа несжимаемой жидкости, подверженная действию сил тяжести и турбулентного сопротивления. Чтобы обеспечить остановку лавины на склоне, необходимо ввести дополнительное сопротивление типа кулоновского трения. Впервые гидравлическую модель использовал А. Фелми [4]. В ней скорость частиц снега осреднялась по нормали к склону, поэтому распределение характеристик лавинного тела по толщине потока не рассматривается.

В 1970-е годы гидравлическая модель была существенно усовершенствована российскими учёными [5, 6]. Их модель позволяла рассчитывать скорость лавины по длине лавинного тела и высоте отложений после остановки. Для описания увеличения длины пути для крупных лавин С.С. Григорян [7] предложил закон трения, физический смысл которого состоит в том, что сила трения, пропорциональная нормальному давлению, не может расти неограниченно при росте нормального давления за счёт повышения высоты лавинного тела. Наступает момент, когда касательное напряжение на контакте лавинного тела с поверхностью скольжения достигает предела сдвиговой прочности. После этого дальнейший рост сил сопротивления невозможен. Расчёты с использованием предельного трения для крупных лавин дают результаты, более близкие к реальным. В работе [8] рассмотрено влияние

морфологии лавинного очага и свойств снега на динамику лавин. Дальность выброса лавины весьма чувствительна к изменениям коэффициентов трения и турбулентного сопротивления, особенно при их низких значениях. Скорость и высота фронта увеличиваются при уменьшении коэффициентов. Все параметры лавины возрастают с ростом объёма лавины.

Большой прогресс по практическому применению математических моделей достигнут в 2000-е годы в результате разработки в Швейцарском институте исследования снега и лавин (SLF) компьютерной программы RAMMS для расчётов движения лавин по двумерной гидравлической модели Фелми–Зальма в условиях реального рельефа [9–12]. Эта программа позволяет рассчитывать границы распространения лавин, распределение скорости, высоты потока и давления лавины по продольному и поперечному профилям. Для этой модели получены значения коэффициентов сухого трения и турбулентного сопротивления для условий Альп [13]. В настоящее время лицензию на эту программу имеют 67 пользователей в Швейцарии и 129 пользователей в других странах. Для моделирования лавин лучше всего подходят гидравлические модели, которые адекватно описывают процесс её движения.

Постановка проблемы

Необходимое условие применения математических моделей на практике — калибровка коэффициентов сопротивления по данным о реальных лавинах. Высота и скорость лавин измеряются по результатам видеосъёмки лавин при профилактических спусках. Данные о границах распространения, высоте потока и толщине отложений могут быть получены при обследовании уже сошедших лавин или по следам действия максимальных лавин. Калибровка коэффициентов сопротивления ведётся обратными расчётами и подбором значений коэффициентов, при которых обеспечивается наилучшее совпадение расчётных параметров лавин с фактическими. В настоящей работе приводятся результаты калибровки коэффициентов сопротивления для моделей Эглит и RAMMS для условий лавинообразования в Иле Алатау.

Использованные материалы и методика исследований

Для моделирования выбран лавинный очаг, расположенный в долине р. Малая Алматинка в Иле Алатау (рис. 1). Параметры лавинного очага определены по топографической карте масштаба 1:10 000. Зоной зарождения лавин служит ровный травянистый склон северо-северо-западной экспозиции. Ширина склона — 75 м, длина — 200 м, крутизна — 35–37°, площадь — 12 000 м². Линия отрыва лавин проходит на высоте 2800 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Зона транзита представляет собой широкий слабоогнутый лоток западной экспозиции. При входе в лоток лавина совершает плавный поворот влево на 60° с радиусом закругления 100 м. Поверхность лотка — травянистая с редким кустарником. Ширина лотка — 35 м, длина — 270 м, крутизна — 35°. В нижней части лотка на высоте 2460 м имеется скальный уступ высотой 16 м, на котором сухие лавины совершают прыжок. Зоной выката служит пологая вогнутая ложбина с кустами ивы и рябины. Ширина ложбины — 25 м, длина — 90 м, средняя крутизна — 18°, крутизна в точке остановок лавин на высоте 2310 м составляет 11°. Высота падения лавин — 490 м; средняя крутизна лавинного очага — 30°.

По данным снеголавинной станции «Шымбулак», расположенной на высоте 2200 м, в 1,5 км от модельного очага, средняя многолетняя толщина снега в зоне зарождения лавин в конце зимы составляет около 100 см. Снежный покров устанавливается в конце ноября и сходит в конце апреля. Максимальная толщина снега, повторяющаяся 1 раз в 20 лет — 130 см, 1 раз в 50 лет — 150 см. Обычно к февралю толщина снега в зоне отрыва лавин достигает 70–80 см. В нижней части снежной толщи к этому времени формируется рыхлый слой «глубинной изморози» толщиной 30–40 см, который и представляет собой горизонт обрушения лавин. Лавины в данном очаге сходят 1–2 раза в год. В середине зимы (в феврале) сходят сухие пылевые лавины. Высота отрыва лавин — 60–80 см, плотность снега — 200–250 кг/м³. В конце зимы (в конце марта — начале апреля) образуются лавины из мокрого снега плотностью 300–350 кг/м³. Высота отрыва составляет 100–130 см; средний объём лавин равен 1000–2000 м³, максималь-



Рис. 1. Модельный лавинный очаг в долине реки Малая Алматинка

Fig. 1. The studied avalanche site in the Malaya Almatinka valley

ный — 8000–12 000 м³. В данном лавинном очаге регулярно проводятся профилактические спуски лавин с помощью взрывов, которые 1–2 раза в год выполняются для обеспечения безопасности дороги, пересекающей лавинный лоток на высоте 2350 м. Данные о толщине снега в зоне зарождения лавин получены по дистанционным рейкам, установленным сотрудниками снеголавинной станции «Шымбулак». Характеристики снежного покрова (плотность снега и стратиграфия) определялись по стандартной методике в шурфах в зоне отрыва лавин или в репрезентативном доступном месте на высоте 2500 м.

Для калибровки математических моделей использованы материалы видеосъёмок лавин, спущенных во время профилактических взрывов. За период с 2000 по 2015 г. получены данные о шести лавинах, которые приведены в табл. 1. Скорости определялись по времени прохождения передним фронтом лавины контрольных участков, которые выбирались в лотке по хорошо опознаваемым ориентирам (рис. 2). Масшта-

Таблица 1. Измеренные параметры лавин

Номер лавины	Высота отрыва, см	Плотность снега, кг/м ³	Объём лавины, м ³	Тип лавины	Длина пути, м	Скорость, м/с	Высота потока, м
1	100	300	12 000	Мокрая	830	18	4
2	100	200	8000	Сухая	800	17	8
3	70	200	2000		830	15	3
4	90	200	5000		870	20	4
5	100	250	8000		940	25	6
6	130	250	12 000		1000	30	10

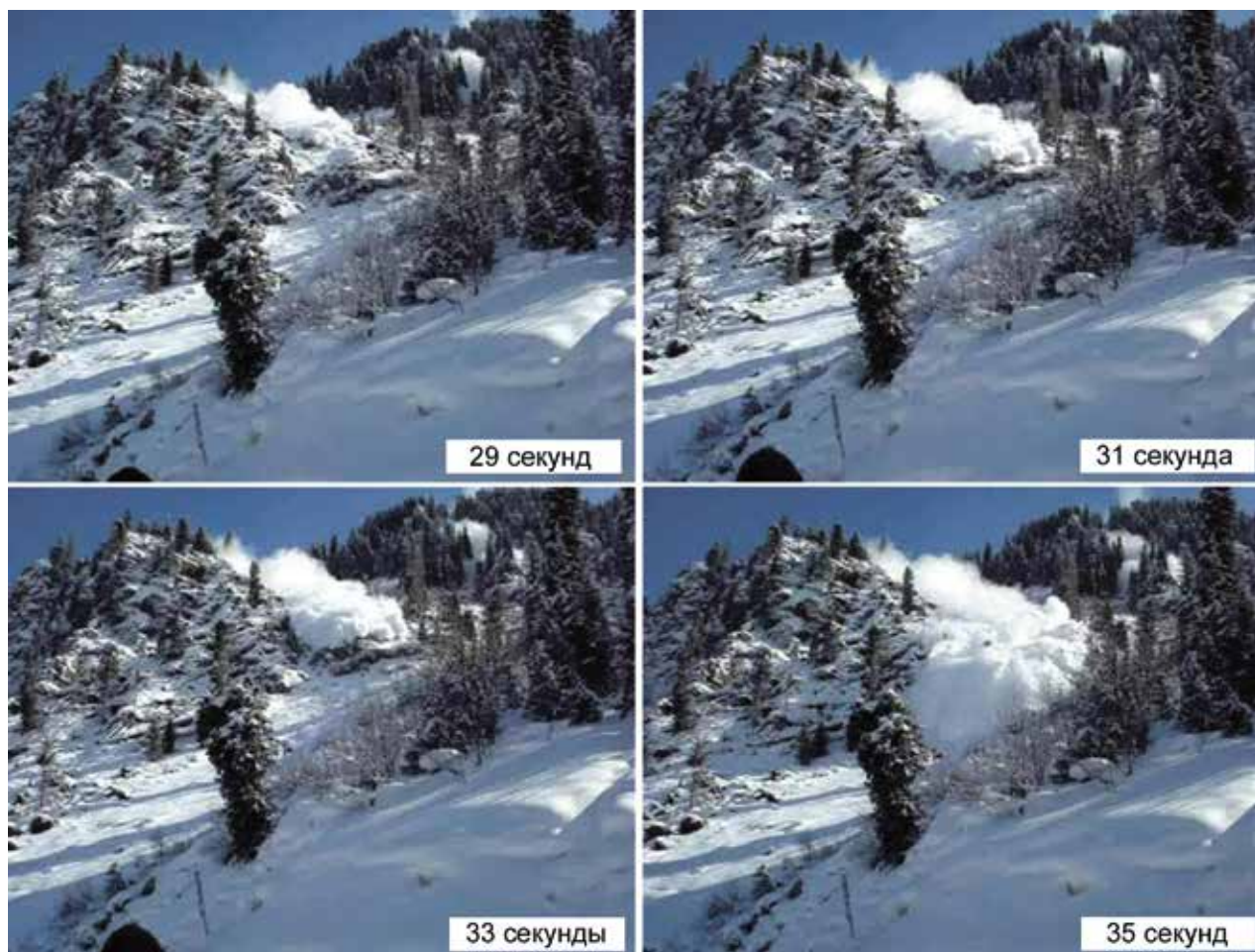


Рис. 2. Видеокадры движения лавины № 2

Fig. 2. Video frames of the avalanche № 2

бом для определения высоты потока лавины служили деревья, стоящие по краям лотка, высота которых определена на местности тригонометрическим способом. Точность измерения скорости лавины оценена нами в ± 1 м/с, высоты потока — в ± 1 м. Нижняя граница распространения лавины определялась в поле мерной лентой с точностью ± 1 м. Высота отрыва лавин измеря-

лась на месте снегомерной рейкой с делениями 1 см. Площадь отрыва определялась по топографической карте масштаба 1:10 000, на которую наносился контур зоны отрыва лавины. Точность определения объёмов лавин составляла $\pm 10\%$.

Калибровка регулирующих коэффициентов сопротивления в математических моделях проводилась методом обратных расчётов лавин. Для

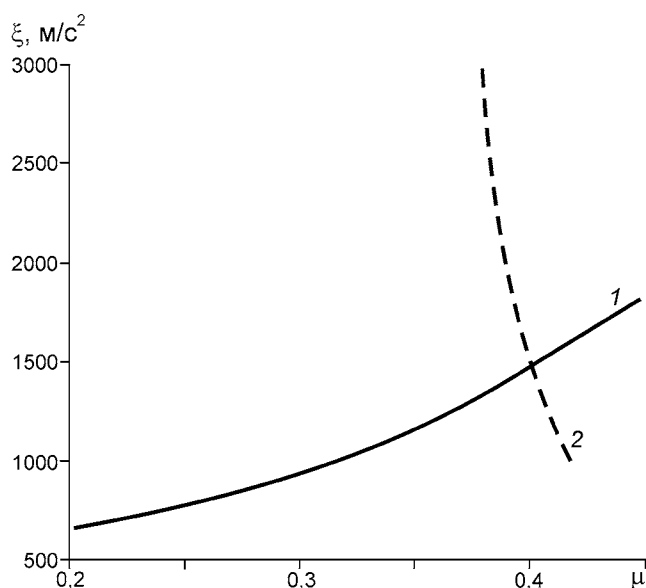


Рис. 3. Калибровка коэффициентов сопротивления:
1 – скорость лавины; 2 – длина пути лавины

Fig. 3. Calibration of the friction coefficients:
1 – avalanche velocity; 2 – avalanche runout distance

каждой лавины выполнялась серия расчётов с разными вариантами значений регулирующих коэффициентов. Из всего массива выбрано несколько вариантов, в которых расчётная скорость движения лавины совпадала с измеренной, и несколько вариантов, в которых совпадала расчётная длина пути лавины с измеренной. На графике (рис. 3), по одной оси которого отложены значения коэффициента сухого трения, а по другой – коэффициента турбулентного трения, строится линия пар значений коэффициентов сопротивления, при которых совпадают расчётные и фактические скорости лавины (кривая 1), и линия значений этих коэффициентов, при которых совпадают расчётные и фактические длины пути лавины (кривая 2). Пересечение этих линий даёт единственную пару значений регулирующих коэффициентов, при которых обеспечивается совпадение расчётных и фактических значений как для скорости, так и для длины пути лавины.

Результаты исследований

Калибровка модели Эглит. Одномерная модель М.Э. Эглит [6] использована для расчётов длины пути, скорости и высоты потока. Уравнения и численный метод расчёта приведены в ра-

боте [14]. Модель содержит два безразмерных коэффициента: сухого (кулоновского) трения μ и турбулентного трения k . Закон кулоновского трения модифицирован введением предела для силы трения, означающего, что напряжение сдвига на поверхности скольжения не может превышать сопротивление сдвига подстилающего материала [7]. Для расчётов по этой модели необходимы данные о продольном профиле пути лавины, объёме лавины, об отношении прочности снега на сжатие σ к его плотности ρ , о критическом значении давления на подстилающей поверхности, после которого в силу вступает «григорьяновское трение» p . Значения $\sigma/\rho = 13$ и $p = 10$ принимались постоянными. Начальный объём лавин соответствовал объёму реальных лавин. Поскольку захват снега по пути движения лавины не учитывался, её объём оставался постоянным. Значения коэффициентов сопротивления подбирались пробными расчётами до получения наилучшего соответствия расчётных скоростей и длины пути параметрам реальных лавин. Для калибровки использованы данные по четырём лавинам (см. табл. 1). Все лавины – сухие. Объём лавин изменялся от 2000 до 12 000 м³, скорость – от 15 до 30 м/с, высота потока – от 3 до 10 м.

Обратные расчёты показали, что хорошее соответствие расчётных и фактических параметров лавин обеспечивается при следующих значениях коэффициентов сухого трения μ и турбулентного трения k для сухих лавин: $\mu = 0,46 \div 0,48$, $k = 0,005 \div 0,006$ при объёме 2000–5000 м³ и $\mu = 0,38 \div 0,42$, $k = 0,002 \div 0,003$ при объёме 8000–12 000 м³ (табл. 2).

Калибровка модели RAMMS. Для калибровки коэффициентов сопротивления в модели RAMMS использованы данные по шести лавинам (см. табл. 1). При моделировании применялась цифровая модель рельефа, полученная путём ручной оцифровки горизонталей топографической карты масштаба 1:10 000. Расчёты параметров лавин проводились с шагом 5 м. В модели RAMMS используются два регулирующих коэффициента: безразмерный коэффициент сухого трения μ и коэффициент турбулентного трения ξ , имеющий размерность м/с². Коэффициенты сухого трения в моделях Эглит и RAMMS идентичны. Коэффициенты турбулентного трения связаны соотношением $k = g/\xi$. Для калибровки коэффициентов сопротивле-

Таблица 2. Откалиброванные коэффициенты сопротивления модели М.Э. Эглит, расчётные и измеренные параметры лавин

Номер лавины	Объём лавины, м ³	Коэффициенты сопротивления		Расчётные параметры лавин			Измеренные параметры лавин		
		коэффициент турбулентного трения	коэффициент сухого трения	скорость, м/с	высота потока, м	длина пути, м	скорость, м/с	высота потока, м	длина пути, м
3	2000	0,006	0,48	13	1,2	800	15	3	830
4	5000	0,005	0,46	17	1,5	850	20	4	870
5	8000	0,003	0,42	19	1,7	930	25	6	940
6	12 000	0,002	0,38	24	2,4	980	30	10	1000

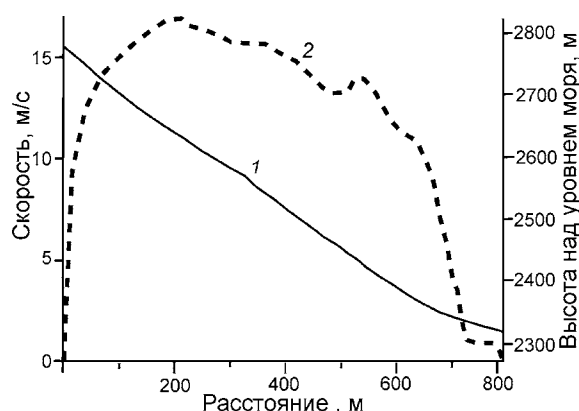


Рис. 4. Продольный профиль расчётной скорости лавины № 2 при коэффициенте сухого трения $\mu = 0,4$ и коэффициенте турбулентного трения $\xi = 1500 \text{ м/с}^2$: 1 — продольный профиль пути лавины; 2 — продольный профиль скорости лавины

Fig. 4. The profile of the calculated velocity of the avalanche № 2 with the coefficient of dry friction $\mu = 0,4$ and the coefficient of turbulent friction $\xi = 1500 \text{ м/с}^2$: 1 — profile of the avalanche path; 2 — profile of the avalanche velocity

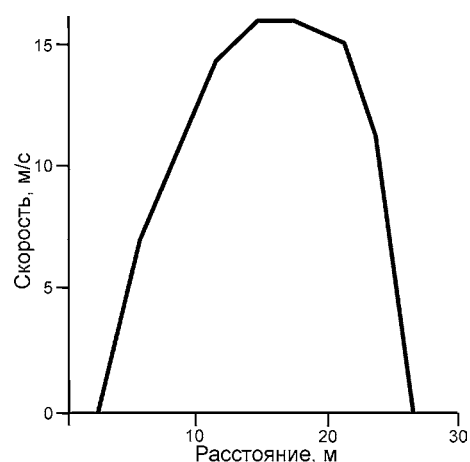


Рис. 5. Поперечный профиль расчётной скорости лавины № 2 на расстоянии 400 м от линии отрыва лавины при коэффициенте сухого трения $\mu = 0,4$ и коэффициенте турбулентного трения $\xi = 1500 \text{ м/с}^2$

Fig. 5. The cross section of the calculated velocity of the avalanche № 2 in 400 m from release point with the coefficient of dry friction $\mu = 0,4$ and the coefficient of turbulent friction $\xi = 1500 \text{ м/с}^2$

ния в модели RAMMS выполнено 225 вариантов расчёта (рис. 4, 5) с различными значениями входных параметров: толщина отрыва лавин — 0,7, 1,0 и 1,3 м; плотность снега — 200, 250 и 300 кг/м³; μ — 0,2, 0,25, 0,3, 0,35 и 0,4; ξ — 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м/с².

Результаты калибровки коэффициентов μ и ξ приведены в табл. 3. Откалиброванные коэффициенты значительно отличаются от рекомендованных Швейцарским институтом SLF для условий Альп [13]. Расчётные и фактические значения скорости, высоты потока и длины пути лавин приведены в табл. 4. Как видно, моделирование лавин с откалиброванными коэффициентами сопротивления очень хорошо согласуется с реальными лавинами по длине пути и скорости лавин. В то же время расчётные значения высоты потока оказываются очень занижен-

Таблица 3. Коэффициенты сопротивления для моделирования лавин по модели RAMMS

Номер лавины	Рекомендованные Швейцарским институтом SLF		Откалиброванные по реальным лавинам	
	коэффициент сухого трения	коэффициент турбулентного трения, м/с ²	коэффициент сухого трения	коэффициент турбулентного трения, м/с ²
1	0,31	1500	0,35	1500
2	0,31	1500	0,4	1500
3	0,34	1250	0,4	1500
4	0,34	1250	0,35	2000
5	0,31	1500	0,3	2500
6	0,31	1500	0,3	3000

ными. Это может быть связано с тем, что реальные лавины были сухими с пылевым облаком, а используемая модель разработана для плотных

Таблица 4. Результаты моделирования лавин по модели RAMMS

Номер лавины	Параметры лавин									
	измеренные				рассчитанные с откалиброванными коэффициентами			рассчитанные с коэффициентами, рекомендованными Швейцарским институтом SLF		
	объём, м ³	длина пути, м	скорость, м/с	высота потока, м	длина пути, м	скорость, м/с	высота потока, м	длина пути, м	скорость, м/с	высота потока, м
1	12 000	830	17,5	4	840	18,5	2,4	1005	20	1,6
2	8000	800	16,7	8	810	16,9	2,6	1000	20	1,6
3	2000	830	15	3	820	15,4	2,4	910	16	2,4
4	5000	870	20	4	860	20,4	1,6	920	16,2	2,4
5	8000	940	25	6	980	23,5	1,6	980	20	1,6
6	12 000	1000	30	10	990	25,9	1,6	1010	21,3	1,6

лавиновых потоков. Модель для пылевых лавин в настоящее время находится в стадии разработки.

В условиях Иле Алатау при расчётах сухих лавин по модели Эглит следует принимать следующие значения регулирующих коэффициентов: $\mu = 0,46 \div 0,48$, $k = 0,005 \div 0,006$ при объёме 2000–5000 м³ и $\mu = 0,38 \div 0,42$, $k = 0,002 \div 0,003$ при объёме 8000–12 000 м³. Для модели RAMMS при расчётах сухих лавин $\mu = 0,35 \div 0,4$, $\xi = 1500 \div 2000$ м/с² при объёме 2000–5000 м³ и $\mu = 0,3 \div 0,35$, $\xi = 000 \div 3000$ м/с² при объёме 8000–12 000 м³. Для мокрых лавин объёмом 12 000 м³ значение $\mu = 0,35$, $\xi = 1500$ м/с². Для получения откалиброванных значений коэффициентов сопротивления для расчётов лавин других объёмов и типов в других лавинных очагах необходимо продолжить работы по измерениям параметров реальных лавин.

Выводы

Математические модели для расчётов лавин можно использовать только при их калибровке по данным о реальных лавинах. В выборке для калибровки должны быть представлены все

типы лавин, которые наблюдаются в данном горном районе. При калибровке моделей следует работать с материалами видеосъёмки лавин, сходявших во время профилактических спусков, или с данными о параметрах лавин, полученными по следам сошедших лавин. В настоящее время лучше других запросам пользователей отвечает трёхмерная гидравлическая модель RAMMS, разработанная Швейцарским институтом исследования снега и лавин.

Благодарности. Исследования выполнены по программе фундаментальных исследований Министерства образования и науки Республики Казахстан 2306/ГФ «Определение границ лавиноопасных зон в горных районах Казахстана с применением компьютерного моделирования для обеспечения рационального природопользования».

Acknowledgements. The study was supported by the Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan (Program 2306/ГФ4 «Estimation of avalanche hazard zones in mountain regions of Kazakhstan for rational land use by using a computer modelling»).

Литература

1. Саатчан Г.Г. Снег и снежные обвалы // Тр. ТНИИС. 1936. Вып. 27. С. 1–59.
2. Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 70 с.
3. Москалев Ю.Д. Возникновение и движение лавин. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 152 с.
4. Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen // Schweiz, Bauzeitung. 1955. V. 73. № 12. P. 159–162.

References

1. Saatchyan G.G. Snow and snow avalanches. Trudy TNIIIS. TCRIC Proceedings. 1936. 27: 1–59 p. [In Russian].
2. Kozik S.M. Raschet dvizheniya snezhnykh lavin. Calculation of snow avalanche motion. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1962: 70 p. [In Russian].
3. Moskaev Yu. D. Vozniknovenie i dvizhenie lavin. Avalanche release and motion. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 152 p. [In Russian].

5. Данилова Е.М., Эглит М.Э. Движение лотковых лавин // МГИ. 1977. Вып. 31. С. 65–74.
6. Эглит М.Э., Свешникова Е.И. Математическое моделирование снежных лавин // МГИ. 1980. Вып. 38. С. 79–84.
7. Grigorian S.S. A new law of friction and mechanism for large-scale slagheaps and landslides // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1979. № 24. P. 846–849.
8. Благовещенский В.П., Эглит М.Э. Математическое моделирование влияния параметров лавинных очагов и физических свойств снега на движение лавин // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 108–112.
9. Christen M., Bartelt P., Gruber U. Numerical calculation of snow avalanche runout distances // Proc. of the 2005 Intern. Conf. «Computing in Civil Engineering», July 12–15. Cancun, Mexico, 2005. P. 30–41.
10. Christen M., Bartelt P., Gruber U. RAMMS – a Modelling System for Snow Avalanches, Debris Flows and Rockfalls based on IDL // Photogramm. Fernerkund. Geoinf. 2007. № 4. P. 289–292.
11. Christen M., Bartelt P., Kowalski J., Stoffel L. Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program RAMMS // Proc. of the Intern. Snow Science Workshop. September 21–27, 2008. Whistler, British Columbia, Canada, 2008. P. 709–716.
12. Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Region Science and Technology. 2010. № 63. P. 1–14.
13. Электронный ресурс http://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_AVAL_Manual.pdf
14. Миронова Е.М., Эглит М.Э. Пакет прикладных программ для численного моделирования снежных лавин, селей и водных потоков // МГИ. 1988. Вып. 63. С. 161–165.
4. Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweiz, Bauzeitung. 1955, 73 (12): 159–162.
5. Danilova E.M., Eglit M.E. Motion of snow avalanches. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 31: 65–74. [In Russian].
6. Eglit M.E., Sveschnikova E.I. Snow avalanche mathematical modeling. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1980, 38: 79–84. [In Russian].
7. Grigorian S.S. A new law of friction and mechanism for large-scale slagheaps and landslides. Doklady Akademii Nauk SSSR. 1979, 24: 846–849.
8. Blagoveshchenskiy V.P., Eglit M.E. Mathematical modeling of influence of the avalanche sites parameters and the physical properties of snow on the avalanche motion. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1985, 53: 108–112. [In Russian].
9. Christen M., Bartelt P., Gruber U. Numerical calculation of snow avalanche runout distances. In: Proc. of the 2005 Intern. Conf. «Computing in Civil Engineering». July 12–15. Cancun, Mexico, 2005: 30–41.
10. Christen M., Bartelt P., Gruber U. RAMMS – a Modelling System for Snow Avalanches, Debris Flows and Rockfalls based on IDL. Photogramm. Fernerkund. Geoinf. 2007, 4: 289–292.
11. Christen M., Bartelt P., Kowalski J., Stoffel L. Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program RAMMS. In: Proc. of the Intern. Snow Science Workshop. September 21–27, 2008. Whistler, British Columbia, Canada, 2008: 709–716.
12. Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Region Science and Technology. 2010, 63: 1–14.
13. Internet resource http://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_AVAL_Manual.pdf
14. Mironova E.M., Eglit M.E. Application package for numerical simulation of avalanches, debris flows and water flows. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 63: 161–165. [In Russian].

Режим снежного покрова Предбайкалья в изменяющемся климате

© 2017 г. Е.В. Максютова

Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
emaksyutova@irigs.irk.ru**Regime of snow cover in the Baikal region under the climate change**

E.V. Maksyutova

Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
emaksyutova@irigs.irk.ru

Received March 21, 2016

Accepted November 11, 2016

Keywords: *coefficient of linear trend, setting-up and loss of snow cover, stable snow cover, the number of days with snow cover.***Summary**

Spatial and temporal variability of dates of snow cover setting-up and loss (dates of the snow cover appearance and disappearance, and formation and destruction of stable snow cover) and duration of stable snow occurrence on a territory of the Baikal region were analyzed from data of observations made at meteorological stations in 1981–2010. Compared to the previous long-term period prior to 1980, mean monthly air temperatures rose in every month during the cold season. Significant changes in dates of the snow cover setting-up were observed only at individual stations, while the duration of the snow occurrence does not show such changes. Typical period of fluctuations for the last characteristic is the quasi-biennial, and more rare it is 3–4 years.

In relation to the previous multi-year period, the largest variability of dates of the snow-cover setting-up as well as increase of number of dates and so duration of its occurrence (up to 19 days) take place on the South-Western coast of Lake Baikal (Bolshoe Goloustnoe). In plain and mountain regions of the Baikal region, variability of these dates does not exceed 10–15 days. Compared to the earlier period (before 1980), it was noticed that the snow appear earlier and disappear later (with the difference of about five days). In most cases, deviation of earlier dates of formation and destruction of stable snow cover is within 10 days. During 1981–2010, a number of days with snow cover increased in river valleys of the taiga belt in the Eastern Sayan (GMR Verchnyaya Gutara) by 11 days, while in the mountain Khमार-Daban (GMS Khमार-Daban) – by 15 days.

Citation: Maksyutova E.V. Regime of snow cover in the Baikal region under the climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 221–230. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-221-230.

Поступила 21 марта 2016 г.

Принята к печати 11 ноября 2016 г.

Ключевые слова: *коэффициент линейного тренда, установление и сход снежного покрова, устойчивый снежный покров, число дней со снежным покровом.*

Выполнен анализ изменчивости дат и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья по данным наблюдений гидрометеорологических станций за 1981–2010 гг. Наибольшая изменчивость дат образования устойчивого снежного покрова (до 19 дней), а также увеличение продолжительности залегания устойчивого снежного покрова по отношению к предыдущим многолетним периодам характерны для юго-западного побережья Байкала.

Введение

Снежный покров изменяет тепловой баланс подстилающей поверхности, поэтому сроки его установления и разрушения, а также продолжительность залегания — важнейшие характеристики состояния окружающей среды при современном климате. Региональные изменения климата имеют ряд особенностей, связанных с местными условиями. Современные изменения климата выражаются, прежде всего, в повышении приповерхностной температуры воздуха. Период

после 1976 г. характеризуется наиболее интенсивным потеплением во временных рядах среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха, осреднённых для территории России и в глобальном масштабе [1]. За последние 30 лет (1981–2010 гг.) в Восточной Сибири повышаются зимние температуры воздуха и сокращаются периоды с низкими температурами. В южной части Восточной Сибири отмечается наиболее ощутимый рост зимних температур, особенно в котловинных формах рельефа [2]. В ряде работ показано, что в Сибири межгодовые колебания

приземной температуры воздуха определяются главным образом зимними показателями [3, 4].

По оценкам сценарных прогнозов климатических моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), к середине XXI в. на большей части Европейской территории России следует ожидать незначительного накопления массы снега. В Западной и Восточной Сибири накапливаемая масса снега зимой будет расти, что приведёт к её интенсивному таянию весной [5]. В ряде работ показано, что характеристики снежного покрова испытывают большие пространственные и временные колебания, связанные с изменчивостью температурного и циркуляционного режимов [6–9 и др.].

В ряде публикаций рассматриваются сроки образования и разрушения снежного покрова, по которым и определяется продолжительность его залегания. Отмечаются региональные различия и зависимость от анализируемого периода [10, 11, и др.]. Пространственные характеристики продолжительности залегания снежного покрова для территории СССР по данным до 1891–1960/1965 гг. рассмотрены в работе [12]. Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова в Евразии, согласно данным М.И. Геткера и Г.Н. Кравченко, приведены в Атласе [13]. Современное состояние снежного покрова и оценка изменения его характеристик за 1966–2010 гг. даны в работе [14], при этом значимых тенденций региональных характеристик продолжительности залегания снежного покрова не обнаружено.

Постановка проблемы

Территория исследования, которую по исторически сложившейся традиции называют Предбайкальем, относится к южной части Восточной Сибири. Её границы не связаны с какими-либо природными рубежами, она расположена к западу от Байкала, а в административном делении ей соответствует Иркутская область [15]. Как отмечает Н.К. Кононова, в Сибирском секторе Северного полушария (60–120° в.д.) с начала 1980-х годов началась зональная эпоха атмосферной циркуляции воздуха, в которой существенную роль играют выходы южных циклонов [16]. Для данной территории в XX в. продолжитель-

ность элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), приносящих значительные твёрдые осадки, сократилась, при этом интенсивность их возросла, а продолжительность ЭЦМ, несущих небольшие осадки, увеличилась. Это привело к росту общих запасов снега [8].

В связи с продолжающимися климатическими изменениями встают вопросы о режиме залегания снежного покрова и продолжительности устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья за период с начала 1980-х годов, характеризующийся продолжающимся потеплением и преобладающей зональностью атмосферной циркуляции в Сибирском секторе Северного полушария. Задача нашего исследования – проанализировать пространственно-временную изменчивость и изменения дат залегания и продолжительности устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях (ГМС) за период последних десятилетий с 1981 по 2010 г.

Исходные данные и методы исследований

Для характеристики залегания снежного покрова используются данные наблюдений на ГМС. Число дней со снежным покровом и даты его появления и схода служат наиболее общими характеристиками режима залегания снега. День со снежным покровом отмечается, когда более половины видимой окрестности ГМС покрыто снегом, причём независимо от того, устойчивое это залегание или нет. Даты появления и схода фиксируются на ГМС также, когда более половины видимой окрестности станции покрыто снегом. В отдельные годы даты появления снежного покрова на близко расположенных ГМС могут значительно различаться, поскольку при выпадении снега на соседних станциях на одной из них снежный покров образуется, а на другой – сразу же тает.

Устойчивый снежный покров, который сохраняется в течение всей зимы или имеет перемены не более трёх дней подряд в течение месяца, образуется через 10–15 дней после первых снегопадов на севере и через 20–30 дней на юге территории [15]. Дополнить и расширить точечную информацию сети ГМС о пространствен-

Таблица 1. Температура воздуха в холодный период и за год на двух станциях Предбайкалья

Гидрометеостанции	Месяцы							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
<i>Средняя температура воздуха за период 1981–2010 гг., °C</i>								
Киренск	–2,1	–15,5	–24,5	–26,7	–22,3	–12,7	–1,4	–3,5
Иркутск	1,8	–7,9	–15,3	–17,8	–14,4	–6,4	2,5	0,9
<i>Разности между средними многолетними значениями температуры воздуха за периоды 1981–2010 и 1891–1980 гг., °C</i>								
Киренск	0,3	0,4	1,3	0,8	1,5	1,1	0,8	0,6
Иркутск	1,3	2,8	3,1	2,8	3,7	3	1,5	1,8

ном распределении снега можно с использованием материалов космической съёмки MODIS «snow cover», на которых с достоверностью 80% фиксируется снежный покров при толщине снега более 2 см [17]. В качестве информационной основы использованы материалы многолетних наблюдений на 24 ГМС Иркутского территориального управления Росгидромета за период с 1981 по 2010 г. [18]. При анализе рассмотрены средние даты появления и схода снежного покрова, образования и разрушения устойчивого снежного покрова, а также число дней со снежным покровом. Продолжительность устойчивого снежного покрова вычислялась по датам его образования и разрушения.

При анализе пространственно-временной изменчивости дат залегания снежного покрова использовалась величина стандартного отклонения σ , характеризующая меру рассеяния относительно среднего значения. Изменения данного параметра рассматривались внутри периода 1981–2010 гг. с помощью линейной регрессии (тренда) и как отклонения по отношению к периодам 1891–1980 гг. [14] и 1891–1960 гг. [19]. Коэффициент регрессии b характеризует скорость изменения исследуемой величины. Достоверность аппроксимации тренда R^2 отражает вклад тренда в дисперсию исходного процесса. Для оценки статистической значимости тренда использовался 5%-й уровень, при котором отвергается гипотеза об отсутствии тренда.

Географическое положение территории Предбайкалья в центре Азии, особенности макрорельефа, водные массы оз. Байкал определяют контрастность природных условий. В орографическом отношении территория области резко делится на две части. Равнинная территория занимает большую часть и лежит в пределах юго-восточной части Среднесибир-

ского плоскогорья. Горы Восточного Саяна и Прибайкалья занимают меньшую часть. ГМС равнинной территории юго-восточной части Среднесибирского плоскогорья (Ербогаченская равнина, Лено-Ангарское плато, Иркутско-Черемховская равнина) расположены на высотах 200–500 м. Горная область Восточного Саяна характеризуется наблюдениями ГМС Верхняя Гутара и Инга, которые расположены в долинах рек таёжного пояса со среднегорным рельефом, и ГМС Хамар-Дабан, находящейся в горно-таёжном поясе на высоте 1442 м. Наблюдения на ГМС Бодайбо и Перевоз характеризуют условия долин рек Патомского нагорья, на ГМС Большое Голоустное – условия юго-западного побережья оз. Байкал.

Результаты исследования

Рассмотрим режим залегания снежного покрова за период 1981–2010 гг. Повышение средней месячной температуры воздуха во все месяцы холодного времени года за 1981–2010 гг. по сравнению с 1891–1980 гг. (табл. 1), которое с декабря по февраль достигало 2,8–3,7 °C на юге равнинной территории (ГМС Иркутск), свидетельствует о частой смене воздушных масс и сокращении периода интенсивного выхолаживания подстилающей поверхности. Вместе с тем при изменении климата в Предбайкалье температура воздуха в холодное время года в последние десятилетия 1981–2010 гг. сохраняет свои отрицательные значения, что способствует выпадению осадков в виде снега. Появление снежного покрова связано с вторжением холодных воздушных масс с запада и северо-запада и зависит от местных физико-географических условий. Наветренные склоны, орографическая

Таблица 2. Средние даты режима залегания снежного покрова в Предбайкалье за 1981–2010 гг.

Физико-географические части территории	Число дней	Подекадные даты			
		устойчивый снежный покров			сход снега
		появление	образование	разрушение	
Юго-восточная часть Среднесибирского плоскогорья	150–220	21.IX–11.X	1.X–1.XI	21.III–1.V	21.IV–11.V
Долины рек таёжного пояса Восточного Саяна	180–190	11.IX–1.X	21.X	1.IV–11.IV	1.V–21.V
Патомское нагорье	180	21.IX–1.X	11.X–21.X	1.IV–11.IV	21.IV–1.V
Хребет Хамар-Дабан	245	1.IX	1.X	21.V	1.VI
Юго-западное побережье Байкала	130	11.X	21.XI	11.III	21.IV

защищённость от выдувания ветром, наличие лесной растительности — всё это способствует сохранению снега.

В начале сентября снег появляется на вершинах горных хребтов. Ко второй декаде сентября — началу октября снег появляется в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна, затем, с третьей декады сентября и начала октября — на Патомском нагорье. На равнинной юго-восточной части Среднесибирского плоскогорья это происходит в третьей декаде сентября на севере (Ербогаченская равнина) и в первой — второй декадах октября на юге (Иркутско-Черемховская равнина). На юго-западном побережье Байкала снег выпадает в середине октября (табл. 2).

Метеорологические условия каждого года могут существенно различаться и влиять на появление снега. Изменчивость дат появления снега на всей территории составляет 8–13 дней. Устойчивый снежный покров с начала октября образуется на горных хребтах и только к концу ноября — на юго-западном побережье оз. Байкал. На большей части территории устойчивый снежный покров формируется примерно через месяц после появления первого снега (см. табл. 2). Исключение составляют: север территории (до 56° с.ш., ГМС Ербогачен, Наканно, Непа, Киренск, Казачинское) и отдельные участки Лено-Ангарского плато (ГМС Жигалово, Орлинга), где на открытых равнинных пространствах устойчивый снег появляется в среднем через 7–15 дней, а в открытой долине р. Витим (ГМС Бодайбо) — через 12 дней. В долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна (ГМС Верхняя Гутара), где снежный покров незначителен и подвержен ветрам, и на юго-западном побережье Байкала (ГМС Большое Голоустное) под влиянием тепляющего воздействия водных масс эта разность достигает 1,5 месяца.

Изменчивость дат образования устойчивого снежного покрова на большей части рассматриваемой территории лежит в пределах 7–13 дней, а на юго-западном побережье Байкала увеличивается до 19 дней (ГМС Большое Голоустное). Тепляющее влияние Байкала в холодный период на узкую прибрежную полосу проявляется в поздних сроках образования снежного покрова и большой межгодовой изменчивости режима залегания снега. Сроки образования устойчивого снежного покрова из года в год сильно колеблются. Антициклональный режим погоды определяет незначительные осадки в течение зимнего периода. Толщина снежного покрова на равнинной территории к концу зимы достигает 50–60 см на севере и 20–30 см на юге территории. На наветренных горных склонах отмечается повышенное снегонакопление (ГМС Хамар-Дабан — 127 см). Меньше всего снега накапливается в крупных понижениях рельефа во внутренних частях горных поднятий и на побережье оз. Байкал (ГМС Большое Голоустное — 8 см).

Наибольшая толщина снега отмечается на равнинной территории в конце февраля — начале марта, а в горах — в конце марта — начале апреля [20]. В это время происходит перестройка физических условий климатообразующих процессов и явлений от зимних к весенним. В распределении барического поля начинают преобладать зональные формы циркуляции атмосферы. Циклонические вторжения с запада резко снижают число дней с низкими температурами воздуха. Количество солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, быстро увеличивается, что изменяет состояние подстилающей поверхности. Раньше всего (вторая декада марта) устойчивый снежный покров разрушается на побережье оз. Бай-

кал (ГМС Большое Голоустное); к концу марта — началу апреля — на территории Иркутско-Черемховской равнины. На большей части территории устойчивый снежный покров разрушается в апреле, на многоснежной Ербогаченской равнине — в начале мая, а в горах Восточного Саяна — в конце мая. Изменчивость дат разрушения в основном составляет 7–9 дней, в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна (ГМС Верхняя Гутара) и на юго-западном побережье Байкала увеличивается до 11–12 дней. Отклонения от средних дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова могут составлять от 15 до 30 дней как в сторону более раннего, так и в сторону более позднего образования. В особых физико-географических условиях побережья оз. Байкал в отдельные годы снежный покров может устанавливаться на 1,5 месяца раньше или позже средней даты.

На большей части исследуемой территории снежный покров сходит в основном в конце апреля — начале мая, на севере — в середине мая (см. табл. 2). В долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна снежный покров сходит в течение мая. Горные хребты Хамар-Дабана полностью освобождаются от снега только в начале июня. При резких межгодовых колебаниях изменчивость дат схода в целом по территории составляет 7–15 дней. Во время весеннего таяния разность между средними датами разрушения устойчивого снежного покрова и его схода составляет в среднем 3–10 дней на севере территории (Ербогаченская равнина, ГМС Киренск, Казачинское) и 0,5 месяца на Хамар-Дабане и в открытой долине р. Витим (ГМС Бодайбо). На большей части территории эта разность достигает одного месяца, а на побережье оз. Байкал и в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна — 1,5 месяца. Раннее разрушение снежного покрова происходит в малоснежные зимы, при этом даты разрушения устойчивого снежного покрова и его схода почти совпадают.

Число дней со снежным покровом, когда более половины видимой окрестности ГМС покрыто снегом независимо от того, было залегание устойчивым или нет, уменьшается с севера на юг и одновременно от верхних частей хребтов к днищам котловин. Оно составляет 200–215 дней на севере и уменьшается до 150 дней в южных степных участках территории. Для

горного района хр. Хамар-Дабан число дней со снежным покровом приближается к 250; в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна — 180 дней. Минимальное число дней со снежным покровом характерно для побережья оз. Байкал (ГМС Большое Голоустное — 130). Изменчивость этой характеристики составляет в основном 9–12 дней, увеличиваясь на юго-западном побережье Байкала до 15.

Мы сравнили даты режима залегания снежного покрова за период 1981–2010 гг. с предыдущим многолетним периодом 1891–1980 гг. [21]. Отклонения дат показали, что за период последних десятилетий на большей части территории Предбайкалья отмечаются более раннее появление и более поздний сход снежного покрова. В большинстве случаев эти изменения происходят в пределах пяти дней (табл. 3). Даты образования устойчивого снежного покрова отклоняются к более ранним срокам, в большинстве случаев — в пределах трёх дней. Исключение составляет ГМС Большое Голоустное, где устойчивый снежный покров стал формироваться раньше на семь дней. В датах разрушения устойчивого снежного покрова в большинстве случаев отклонения также отмечаются к более ранним срокам. Наибольшие величины отклонений характерны для побережья оз. Байкал (ГМС Большое Голоустное позже на девять дней), а также Патомского нагорья (ГМС Перевоз раньше на 13 дней). Отклонения числа дней со снежным покровом на равнинной территории в основном невелики и разнонаправленны (см. табл. 3) при максимальных величинах этих отклонений ± 9 дней (ГМС Усть-Уда и Качуг). Число дней со снежным покровом увеличилось за 1981–2010 гг. в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна (ГМС Верхняя Гутара на 11 дней), в горном районе хр. Хамар-Дабан (ГМС Хамар-Дабан на 15 дней) и на побережье оз. Байкал (максимум 23 дня на ГМС Большое Голоустное).

Рассмотрим изменения дат залегания снежного покрова внутри периода 1981–2010 гг. В датах появления отмечается направленность к более раннему сроку появлению снега (коэффициенты регрессии в основном отрицательные); при этом устойчивые изменения более раннего выпадения снега от 3 до 8 дней/10 лет отмечены только на четырёх станциях (см. табл. 3) при вкладах тренда от 0,07 (ГМС Иркутск) до

Таблица 3. Отклонения (числитель – Δx , дни) за период последних десятилетий 1981–2010 гг. по отношению к 1891–1980 гг. и коэффициенты линейных трендов (знаменатель – b , дней/10 лет) за 1981–2010 гг. характеристик залегания снежного покрова на территории Предбайкалья*

Гидрометеостанции	Число дней	Отклонения дат			
		появление снежного покрова	устойчивый снежный покров образование	разрушение	сход снежного покрова
Ербогачён	0/–1,1	3/–0,2	1/1,2	3/–1,1	1/–0,1
Наканно	3/–2,5	–3/–1,3	–2/1,6	1/0,2	7/– 5,5
Непа	2/–1,9	0/0,3	–4/ 2,6	0/1,1	1/ 2,6
Киренск	0/0,2	–5/–1,5	–2/1,0	–1/0,2	3/1,3
Казачинское	3/0,1	–6/–1,8	–2/2,7	–1/0,3	1/1,5
Братск, обсерватория	3/0,1	–2/–1,3	3/0,3	–1/0,6	1/1,4
Нижнеудинск	0/–0,6	–1/–1,5	0/–0,3	–2/1,2	4/–2,9
Тайшет	3/–1,8	–5/–0,1	–3/2,5	–1/–1,0	5/–2,4
Иркутск, обсерватория	0/–0,1	–2/– 3,4	0/0,7	–2/0,7	3/–0,9
Усть-Ордынский	–3/2,4	–1/–1,7	–1/–1,9	–4/1,4	0/1,2
Бохан	1/1,9	1/– 4,6	–1/–0,2	–2/1,9	–1/–2,1
Зима	–1/1,9	0/– 7,7	–2/0,6	–4/1,5	2/–1,2
Усть-Уда	9/2,3	0/–0,4	–2/1,1	–2/2,0	–3/1,7
Тулун	1/0,6	–6/–2,9	–1/–0,2	–4/1,2	6/– 4,3
Баяндай	1/1,4	–4/3	2/–0,1	–2/0,7	9/2,6
Качуг	–9/1,6	–1/–1,3	3/–1,5	–8/0,2	1/–4,1
Жигалово	–3/–0,4	–1/–2,9	–4/1,3	–4/–0,3	–3/–0,2
Орлинга	–2/– 3,2	1/0,9	–3/1,9	–2/–0,3	–5/– 2,6
Верхняя Гутара	11/–2,3	–8/–0,03	–3/0,6	6/–2,9	2/–0,8
Инга	2/0,0	–5/–1,5	–2/–1,2	–2/0,3	3/– 4,3
Хамар-Дабан	15/–2,1	4/–1,3	1/1,4	–4/–1,8	–3/–1,3
Бодайбо	–7/–0,01	1/–1,1	0/–0,1	–8/–1,1	–3/–0,4
Перевоз	–5/–2,6	–9/– 4,2	–2/–1,5	–13/– 2,4	3/–0,3
Большое Голоустное	23/–0,9	–2/–2	–7/–1,2	9/0,9	3/–0,1

*Жирным шрифтом выделены значимые на 5%-м уровне коэффициенты линейных трендов.

0,26 (ГМС Зима). На большинстве станций проявляется тенденция к более раннему сходу снега (коэффициенты регрессии главным образом отрицательные). Среди устойчивых изменений отмечается как более поздний сход – на 2,6 дней/10 лет (ГМС Непа), так и более ранний – на 2,6 (ГМС Орлинга), 4,3 (ГМС Тулун, Инга) и 5,5 дней/10 лет (ГМС Наканно); при этом доля тренда в общей изменчивости незначительна и составляет 0,08–0,17. Отмечаются единичные устойчивые тенденции более позднего образования устойчивого снежного покрова на 3 дня/10 лет и более раннего разрушения устойчивого снежного покрова на 2 дня/10 лет при R^2 равном 0,07 и 0,08 соответственно.

Таким образом, характеристикам снежного покрова свойственна главным образом меж-

годовая изменчивость, а устойчивые изменения обнаружены лишь на отдельных станциях. За 1981–2010 гг. изменения продолжительности устойчивого снежного покрова статистически не значимы и разнонаправленны: от –3,2 (ГМС Хамар-Дабан) до 2,9 дня/10 лет (ГМС Усть-Ордынский) и доля тренда в общей изменчивости незначительна (рис. 1). Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в Предбайкалье за многолетний период больше подвержена межгодовым изменениям и зависит от синоптических условий года.

Определены отклонения продолжительности залегания устойчивого снежного покрова за 1981–2010 гг. по отношению к предыдущим периодам 1891–1960 [19] и 1891–1980 гг. [21]. На равнинной территории в пределах юго-восточ-

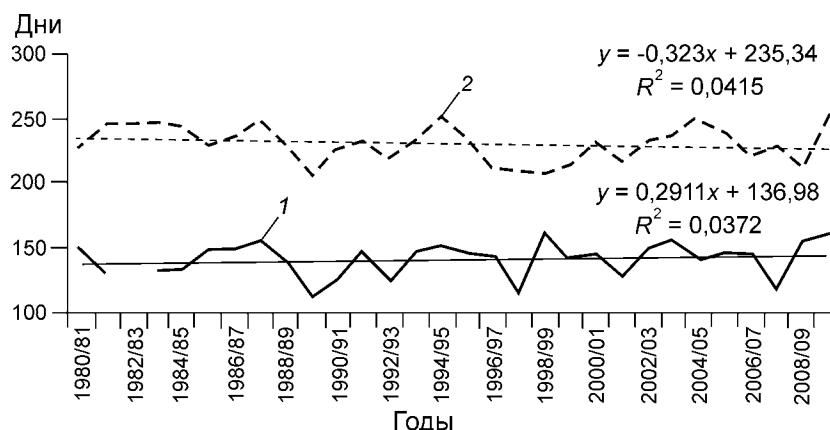


Рис. 1. Продолжительность устойчивого снежного покрова на некоторых станциях Предбайкалья:

1 – ГМС Усть-Ордынский; 2 – ГМС Хамар-Дабан

Fig. 1. Duration of stable snow cover in some stations of Baikal Region:

1 – HMS Ust-Orda; 2 – HMS Khamar-Daban

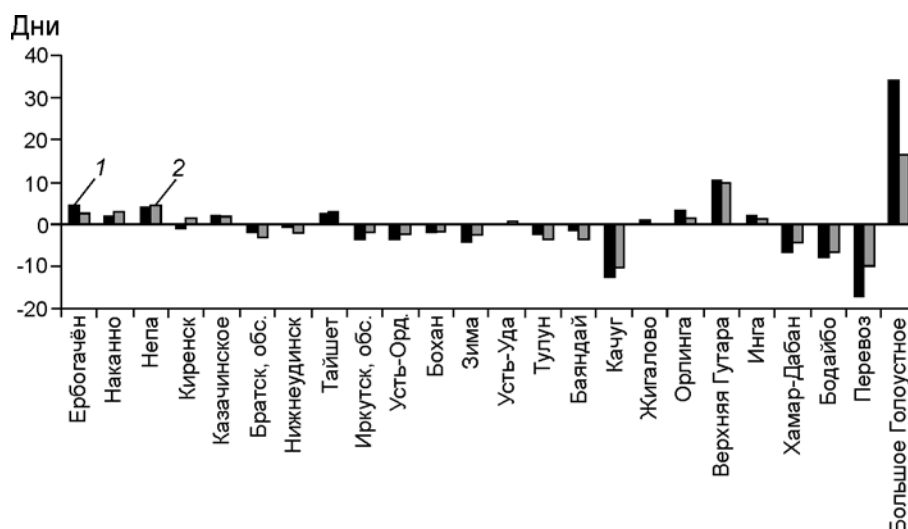


Рис. 2. Отклонения (дни) продолжительности залегания устойчивого снежного покрова за 1981–2010 гг.:

1 – по отношению к 1891–1960 гг.; 2 – по отношению к 1891–1980 гг.

Fig. 2. Deviation (days) of stable snow cover duration during 1981–2010:

1 – relative to the period of 1891–1960; 2 – relative to the period of 1891–1980

ной части Среднесибирского плоскогорья они составляют до ± 5 с наибольшим уменьшением на ГМС Качуг (10–12 дней) (рис. 2). Отклонения свыше 10 дней по отношению к периоду до 1960 г. отмечаются на отдельных станциях (ГМС Качуг, Перевоз, Большое Голоустное). Максимально (на 34 дня) увеличился период продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на ГМС Большое Голоустное.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова влияет на природные процессы, поскольку снежный покров как деятель-

ная поверхность играет важную роль в тепло- и влагообороте. Приведём периоды, когда залегание устойчивого снежного покрова было выше или ниже средней продолжительности. В Предбайкалье в большинстве случаев это квазидвухлетние периоды, реже продолжительностью в 3–4 года. Так, залегание устойчивого снежного покрова выше средней продолжительности отмечалось в 1961/62–1962/63, 1976/77–1977/78, 1979/80–1982/83, 1984/85–1987/88, 1998/99–2000/01, 2002/03–2003/04 гг.; ниже средней – в 1963/64–1964/65, 1970/71–1971/72, 1988/89–

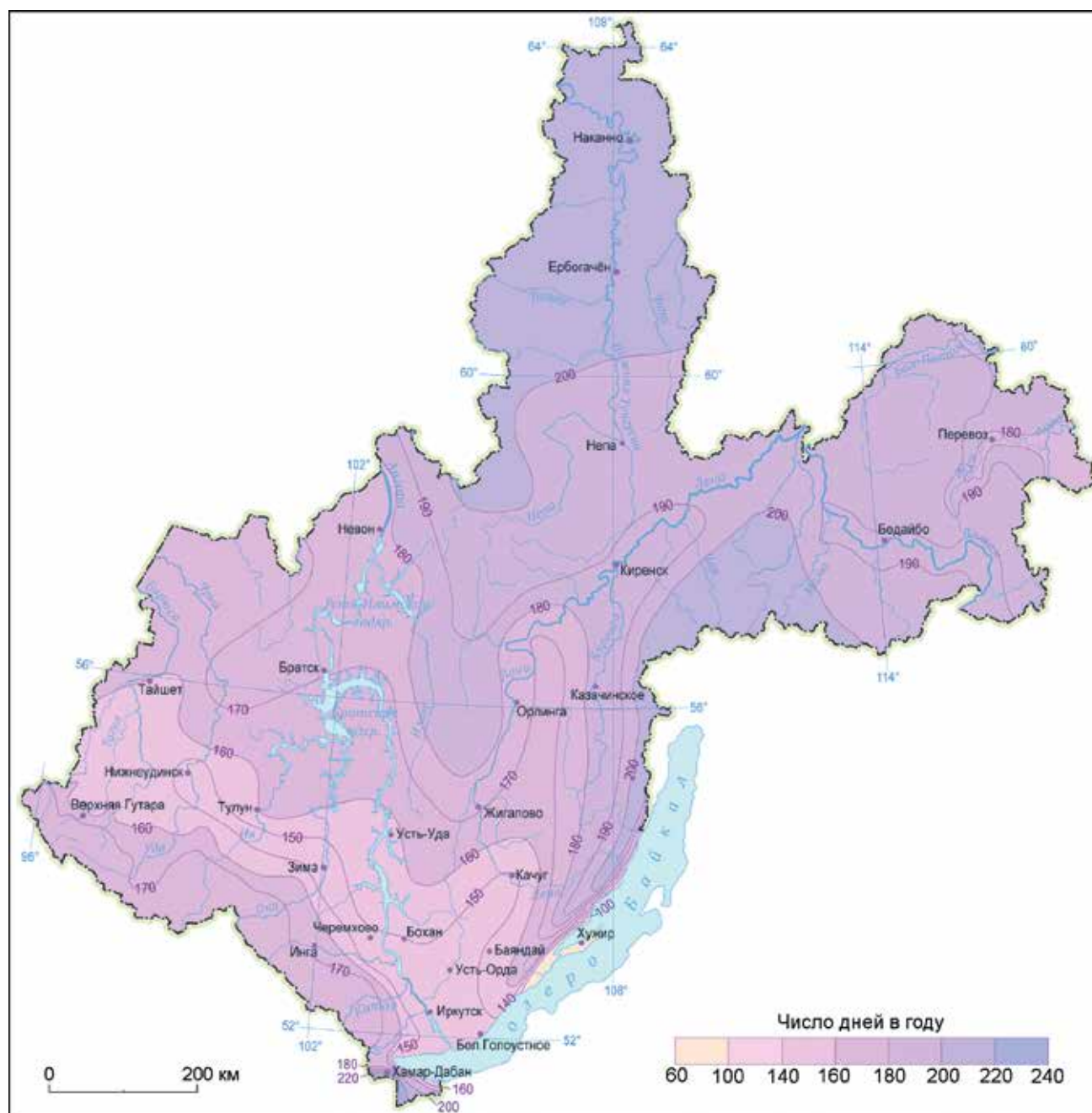


Рис. 3. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья. Гидрометеорологические станции показаны точками

Fig. 3. Duration of stable snow cover on the territory of Eastern Siberia. Hydrometeorological stations are shown by dots

1990/91, 1992/93–1993/94, 1995/96–1997/98, 2007/08–2008/09 гг.

Рассмотрим пространственное распределение продолжительности залегания устойчивого снежного покрова в Предбайкалье (рис. 3). Для равнинной территории в пределах юго-восточной части Среднесибирского плоскогорья зале-

гание снега устойчиво: от 140–160 дней на Иркутско-Черемховской до 200 дней и более в году на Ербогаченской равнинах. С увеличением географической широты и абсолютной высоты местности продолжительность залегания устойчивого снежного покрова возрастает. В долинах рек Витима и Лены она увеличивается до 190 дней. Про-

должительность залегания устойчивого снежного покрова более 200 дней в году отмечается на наветренных горных склонах Северо-Байкальского нагорья, хребтов Аkitкан и Байкальский, а в горах Восточного Саяна (в пределах хр. Хамар-Дабан) она достигает 230 дней. На юго-западном побережье Байкала в центральной его части отмечается до 100 дней в году со снегом.

Заключение

К региональным особенностям климатических изменений в Предбайкалье за период последних десятилетий (1981–2010 гг.) относится повышение средней месячной температуры воз-

духа во все месяцы холодного времени года по отношению к предыдущему многолетнему периоду до 1980 г. и сохранение отрицательных значений температуры воздуха с октября по апрель, что способствует выпадению осадков в виде снега. Для режима и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова в Предбайкалье, которое занимает равнинную территорию в пределах юго-восточной части Среднесибирского плоскогорья, и гор Восточного Саяна и Прибайкалья характерны межгодовые колебания. Даты образования устойчивого снежного покрова, а также увеличение числа дней и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова наиболее изменчивы на юго-западном побережье оз. Байкал (ГМС Большое Голоустное).

Литература

1. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: изд. Росгидромета, 2014. 1009 с.
2. Башалханова Л.Б., Максютова Е.В. Влияние изменений температуры холодного периода на дискомфортность климата в Восточной Сибири // География и прир.ресурсы. 2014. № 1. С. 82–90.
3. Kabanov M.V. Seasonal regularities of the observed warming in Siberia // Atmospheric and Oceanic Optics. 2009. V. 22. № 1. P. 108–112.
4. Voropay N.N., Maksyutova E.V., Balybina A.S. Contemporary climatic changes in the Predbaikalie region // Environmental Research Letters. 2011. № 6. P. 1–9. 045209 doi:10.1088/1748-9326/6/4/045209.
5. Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А., Спорышев П.В., Школьник И.М., Шнееров Б.Е. Климат России в XXI веке. Ч. 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3 // Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 5–21.
6. 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.
7. Переведенцев Ю.П., Батршина С.Ф., Исмагилов Н.В., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Динамика снежного покрова на территории Республики Татарстан // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 53–57.
8. Титкова Т.Б., Кононова Н.К. Связь аномалий накопления снега и общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 1. С. 35–46.

References

1. Vtoroy otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Obshchee rezyume. Moscow: Roshydromet, 2014, 1009 p. [In Russian].
2. Bashalkhanova L.B., Maksyutova E.V. Influence of temperature changes in cold period to the climate discomfort in the East Siberia. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2014, 1: 82–90. [In Russian].
3. Kabanov M.V. Seasonal regularities of the observed warming in Siberia // Atmospheric and Oceanic Optics. 2009, 22 (1): 108–112.
4. Voropay N.N., Maksyutova E.V., Balybina A.S. Contemporary climatic changes in the Predbaikalie region. *Environmental Research Letters*. 2011, 6: 1–9. 045209. doi:10.1088/1748-9326/6/4/045209.
5. Meleshko V.P., Katchov V.M., Govorkova V.A., Sporyshev P.V., Shkolnik I.M., Shneerov B.E. Climate of Russia in the 21st century. Pt. 3. Future changes of climate calculated according to ensemble of models of the general circulation of atmosphere and ocean CMIP3. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2008, 9: 5–21. [In Russian].
6. Krenke A.N., Cherenkova E.A., Chernavskaya M.M. Stability of snow cover at the territory of Russia according to climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 29–37. [In Russian].
7. Perevedentsev Yu.P., Batrshina S.F., Ismagilov N.V., Naumov E.P., Shantalinskiy K.M. Dynamics of snow cover at the territory of Tatarstan Republic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 1 (113): 53–57. [In Russian].
8. Titkova T.B., Kononova N.K. Correlation between snow accumulation and general circulation of the atmosphere. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2006, 1: 35–46. [In Russian].

9. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 43–57.
10. Китаев Л.М., Радионов В.Ф., Форланд Э., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на севере Евразии в условиях современных изменений климата // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 65–72.
11. 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.
12. Копанев И.Д. Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 180 с.
13. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
14. 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. 2011. Т. 24. С. 211–227.
15. Структура и ресурсы климата Байкала и сопредельных пространств / Отв. ред. Н.П. Ладейщиков. Новосибирск: Наука, 1977. 272 с.
16. Кононова Н.К. Влияние циркуляции атмосферы на формирование снежного покрова на северо-востоке Сибири // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 38–53.
17. Истомина Е.А., Максютова Е.В. Возможность использования продукта MODIS «snow cover» для характеристики пространственной структуры снежного покрова Предбайкалья // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 66–72.
18. Метеорологический ежемесячник. Вып. 22. Ч. 2. Иркутск: изд. Иркутского управления гидрометеорологической службы, 1981–2010 гг.
19. Справочник по климату СССР. Вып. 22. Ч. IV. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 279 с.
20. Максютова Е.В. Многолетние колебания толщины снежного покрова и максимальных снегозапасов на территории Предбайкалья // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 40–47.
21. Научно-прикладной справочник по климату СССР: Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 604 с.
9. Shmakin A.B. Climatic characteristics of snow cover in Northern Eurasia and its changes over the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1 (109): 43–57. [In Russian].
10. Kitaev L.M., Radionov V.F., Forland E., Razuvaev V.N., Martuganov R.A. Duration of stable snow cover at the North of Eurasia in the conditions of present-day climate changes. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2004, 11: 65–72. [In Russian].
11. Popova V.V., Polyakova I.A. Changes of dates of snow cover loss in the North of Eurasia in 1936–2008: influence of global warming and the role of large scale atmospheric circulation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 29–39. [In Russian].
12. Kopanov I.D. *Snezhenyi pokrov na territorii SSSR*. Snow cover at the USSR territory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 180 p. [In Russian].
13. *Atlas snezhno-ledovych resursov mira*. World Atlas of Snow and Ice Resources / Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Science, 1997: 392 p.
14. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Snow cover at the territory of Russia and its spatial and temporal variability in 1966–2010. *Problemy Ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem*. Problems of environmental monitoring and modeling of ecosystems. 2011, 24: 211–227. [In Russian].
15. *Struktura i resursy klimata Baykala i sopredelnykh prostranstv*. Structure and resources of climate at Baikal and surrounding territories / Ed. N.P. Ladeyshnikov. Novosibirsk: Nauka, 1977: 272 p. [In Russian].
16. Kononova N.K. Influence of atmospheric circulation to the snow cover formation at the north-east of Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 38–53. [In Russian].
17. Istomina E.A., Maksyutova E.V. Possibility of use of product MODIS «snow cover» for the characteristics of snow cover spatial structure. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 66–72. [In Russian].
18. *Meteorologicheskiy ezhemesyachnik*. Meteorological Month Book. Issue 22. Pt. 2. Irkutsk: 1981–2010. [In Russian].
19. *Spravochnik po klimatu SSSR*. Reference book of USSR climate. Issue 22. Pt. IV. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 279 p. [In Russian].
20. Maksyutova E.V. Many years reference book of snow depth and maximal snow storages at the territory of Predbaikalie. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 40–47. [In Russian].
21. *Nauchno-prikladnoy spravochnik po klimatu SSSR: Ser. 3. Mnogoletnie dannye*. Reference book on climate of the USSR. Ser. 3. Many years data. Ch. 1–6. Issue 22. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 604 p. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.324.4+551.578.46

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-231-240

Оценка потенциальных запасов пресной воды в айсбергах

© 2017 г. М.С. Красс

Институт макроэкономических исследований Минэкономразвития РФ, Москва, Россия
vurga@mail.ru

Estimation of potential fresh water reserves in icebergs

M.S. Krass

Institute of Macroeconomic Research, Ministry of Economic Development of Russian Federation, Moscow, Russia
vurga@mail.ru

Received May 16, 2016

Accepted January 31, 2017

Keywords: *Antarctica, Antarctic icebergs, ecology, fresh water, stratified Lake Vanda, utilization of flat icebergs.*

Summary

According to the forecast of the global shortage of fresh water it is expected that the global demand for drinking water will be increased up to 400 km³ per a year. As the main potential resources of drinking water it is proposed to use table Antarctic icebergs. Mathematical and phenomenological models of heat exchange between the icebergs and the environment, and a process of melting of ices floes in the warm sea water are discussed. The ablation processes on the daily and lower surfaces of icebergs at different modes of towing them to points of utilization is analyzed. The most optimal technology is to fill tankers with water taken from the freshwater layer under icebergs, and then subsequent delivery of the water to points of utilization. Using of the phenomenon of fresh-salt stratified Lake Vanda is considered as one of promising technologies of the industrial water production.

Citation: Krass M.S. Estimation of potential fresh water reserves in icebergs. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (2): 231–240. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-231-240.

Поступила 16 мая 2016 г.

Принята к печати 31 января 2017 г.

Ключевые слова: *Антарктика, антарктические айсберги, пресная вода, пресно-солёное озеро Ванда, утилизация айсбергов, экология.*

В условиях растущего потребления пресной питьевой воды актуальны поиски новых её ресурсов. К ним можно отнести Антарктические столовые айсберги и пресно-солёные озёра антарктических оазисов. Приведена модель теплообмена айсбергов с окружающей средой. Показана бесперспективность буксирования айсбергов в пункты их предполагаемой утилизации. Выполнены оценки и расчёты утилизации айсбергов в водах Антарктики, которые доказывают устойчивость этого процесса за счёт эффекта «двойной» диффузии. Рассмотрена также модель использования эффекта пресно-солёного озера Ванда с устойчивой стратификацией плотности вод в поле силы тяжести.

Проблема глобального дефицита пресной воды

В XX в. население земного шара выросло втрое. За этот же период потребление пресной воды возросло в семь раз, а на коммунально-питьевые нужды — в 13 раз. При таком росте потребления повсеместно возникает острый дефицит водных ресурсов. По данным Всемирной организации здравоохранения, более 2 млрд человек в мире страдают сегодня от нехватки питьевой воды. В ближайшие 20 лет, учитывая современные тенденции роста населения и мирового хозяйства, следует ожидать

увеличения потребности в пресной питьевой воде не менее чем на 100 км³ в год [1].

В 2000 г. основные компоненты потребления человечеством воды на нашей планете составили, км³: коммунально-бытовое — 200; промышленное — 600; нужды сельского хозяйства (в основном орошение) — 3500 [2]. М.Ю. Берёзкин, руководитель научно-исследовательской лаборатории возобновляемых источников энергии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, полагает, что в будущем перспективно продуцирование пресной воды в промышленных

масштабах путём использования атмосферного конденсата (см. [1]).

Пресная вода составляет 3% общего объёма воды на Земле. Примерно 75% мировых запасов пресной воды содержится в ледниках и айсбергах, а вся остальная вода находится главным образом под землёй в водоносных слоях. На протяжении многих тысяч лет она накапливалась в результате проникновения жидких осадков в почву, а также таяния ледников. При указанных объёмах мирового потребления воды встаёт проблема поиска её источников для удовлетворения бытовых нужд и потребления.

Водоснабжение населения России базируется в основном на поверхностных водах, качество которых непрерывно падает. В заявлении Президента Российской Федерации В.В. Путина от 27 декабря 2016 г. прямо указано на это обстоятельство: «Практически во всех регионах сохраняется тенденция к ухудшению состояния почв и земель. Значительная часть поверхностных вод оценивается сегодня как грязные и экстремально грязные. 7% жителей не обеспечены качественной питьевой водой».

Качество воды в большинстве пресноводных водоёмов России уже давно не отвечает нормативным требованиям питьевой воды. Основные источники загрязнений с поверхности почвы и из атмосферы — предприятия металлургии, химической и нефтехимической промышленности, лёгкой промышленности, целлюлозно-бумажные комбинаты и пр. Микробное загрязнение вод происходит в результате проникновения в водоёмы патогенных микроорганизмов. За последние десятилетия загрязнения с дневной поверхности вместе с атмосферными осадками проникли даже в подземные водоносные горизонты. Сегодня 70% поверхностных и до 30% подземных вод потеряли питьевое значение; теперь они перешли в категории загрязнённости «условно чистая» и «грязная», причём этот процесс интенсифицируется во времени. Почти 70% населения России употребляют воду, не соответствующую стандартам питьевой воды [3]. Рассмотрим некоторые потенциальные источники пресной воды.

Антарктические айсберги

Айсберги Антарктики представляют собой потенциальные природные источники питьевой пресной воды. Миграция многочисленных айсбергов

в низкие широты привела к идее их утилизации и даже возможности доставки к месту назначения. Появились работы с обоснованием этого технически сложного предприятия, но с оптимистическими оценками. Вместе с тем в работе Г. Бадера [4] были высказаны критический подход и сомнения относительно возможности сохранения приемлемого объёма плавучего льда при его буксировке на тысячи километров через тёплый океан.

Как известно, твёрдый сток в Антарктиде, со средним годовым расходом около 14 тыс. км³, формируется в результате откола льда с кромок её шельфовых ледников. Средняя потребность человечества в пресной питьевой воде 100 км³/год не превышает 0,72% указанного объёма твёрдого стока. Наблюдаемая величина колебаний объёма ежегодного сброса льда в Мировой океан находится в пределах 5% и даже 10%. В этом случае объём 100 км³/год составляет не более 10% их величины. Таким образом, изъятие из льда Антарктиды объёма потребностей человечества не превышает пределов естественных колебаний объёма плавучего пресного льда и не может отразиться на экологическом равновесии антарктических морей. Даже увеличение потребности в питьевой воды до 500 км³/год укладывается в рамки естественных колебаний твёрдого стока Антарктиды.

По доступности и безопасности разработки этих водных ресурсов более всего подходят антарктические «столовые» айсберги с почти ровной дневной поверхностью. Они устойчивы на плаву (особенно «молодые» глыбы). В среднем их размеры по горизонтали меняются от 500 до 2000 м, по толщине — от 200 до 400 м. Объём одного такого айсберга составляет 50–1500 млн м³ абсолютно чистого пресного льда. Даже 50%-я утилизация льда одного айсберга покрывает годовую потребность большого города в воде, не требующей очистки. Основные статьи расходов — на утилизацию льда айсберга и транспортировку полученной пресной воды до места назначения.

Основные параметры антарктических айсбергов таковы [5]: 1) мощность айсберга $h_0 = 400$ м — максимально допустимая для столовых айсбергов Антарктиды; согласно статистике, доля таких айсбергов составляет всего несколько процентов их общего числа; 2) мощность льда основной массы айсбергов не превышает 200 м, а толщина кромок шельфового ледника Ронне-Фильхнера (второй по величине после шельфо-

вого ледника Росса) почти по всём протяжении имеет именно такой порядок. Названный ледник «поставляет» в массовом порядке айсберги в море Уэдделла.

Модель теплообмена айсбергов с окружающей средой

Приведём основные соотношения, входящие в математическую модель теплообмена айсбергов с окружающей их средой [6].

1. Температура льда в теле айсберга $T_i(x, y, z, t)$ описывается обычным уравнением теплопроводности

$$\partial T_i / \partial t = a_i \Delta T_i, \quad (1)$$

где x, y, z, t — пространственные координаты и время; $a_i = \lambda_i / (c_i \rho_i)$ — температуропроводность льда; λ_i, c_i, ρ_i — соответственно теплоёмкость, плотность и теплопроводность льда; Δ — оператор Лапласа.

2. К уравнению (1) необходимо добавить также условие фазового перехода на внутренней границе ξ между талым и мёрзлым льдом, именно оно определяет перемещение этой границы:

$$(x, y, z) \in \xi [-\lambda_i \partial T_i / \partial n] = \partial \xi / \partial t, \quad (2)$$

где квадратные скобки [] означают скачок теплового потока на границе ξ раздела фаз; $\partial / \partial n$ — производная по нормали к границе ξ .

3. Граничные условия задачи можно разбить на три вида А, Б, В.

А. Условие теплообмена с воздухом на дневной поверхности льда [7]

$$z = h_a(x, y, t), -\lambda_i \partial T_i / \partial n = Q_s(1 - A) + b_a(T_a - T_i), \quad (3)$$

где Q_s — суммарная солнечная радиация; A — альбедо льда; T_a — температура воздуха (осреднённая на некотором временном интервале); b_a — коэффициент турбулентного теплообмена; $\partial / \partial n$ — производная по нормали к поверхности $h_a(x, y, t)$. Для вычисления b_a будем использовать наиболее простую в теплопередаче формулу [8]

$$b_a = 0,032(Re_a)^{0,8} \lambda_a / l, \quad (4)$$

здесь Re_a — число Рейнольдса для воздуха; l — линейный размер айсберга.

Б. Граница раздела лёд — пресная вода $h_b(x, y, t)$ (нижняя поверхность айсберга) — это

граница фазового перехода. На ней задаётся условие теплового баланса, определяющее её перемещение:

$$T_i = T_w = 0^\circ \text{C}, [-\lambda \partial T / \partial n] = Q_{ph} \rho_i \{1 + (\partial h_b / \partial x)^2 + (\partial h_b / \partial y)^2\}^{-1/2} \partial h_b / \partial t. \quad (5)$$

В уравнении (5) постоянная величина Q_{ph} — теплота фазового перехода лёд—вода.

В. На нижней границе контакта айсберга с морской водой, в случае отсутствия (выклинивания) слоя пресной воды, следует задать условие турбулентного теплообмена типа (5). Это соотношение справедливо при вынужденном перемещении айсберга (буксировании), когда слой пресной воды из-под айсберга быстро удаляется потоком набегающей морской воды:

$$b_s = 0,032(Re_s)^{0,8} \lambda_s / l, \quad (6)$$

где $Re_s = w_s l / \nu_s$ — число Рейнольдса для морской воды; w_s — скорость морской воды в пристеночном пограничном слое; ν_s — кинематическая вязкость морской воды.

Формула (5) описывает также абляцию льда на подошве айсберга при его буксировании. Расчёты и оценки по формулам теплопередачи (4) и (6) показывают, что при вынужденном дрейфе (буксировании) скорость абляции льда на подошве айсберга в тёплом океане на порядок выше скорости абляции на его дневной поверхности. В реальности это приводит к скорому образованию нависающих над поверхностью моря длинных выступов льда, которые быстро обламываются, что ещё больше ускоряет процесс уменьшения размеров айсберга. Наиболее оптимальный случай утилизации айсберга — не перемещение его в морской воде, а дрейф вместе с морским течением. В этом случае объём утилизации льда будет максимально возможным.

Таяние айсбергов

В результате таяния льда на боковой поверхности айсберга и на горизонтальных его поверхностях пресная вода накапливается вблизи плавучей льдины и под ней. Этот процесс особенно заметен при плавании пресного льда в тёплой морской воде. Из-за эффекта двойной диффузии (подтверждено экспериментально [9, 10]) пресная талая вода длительное время

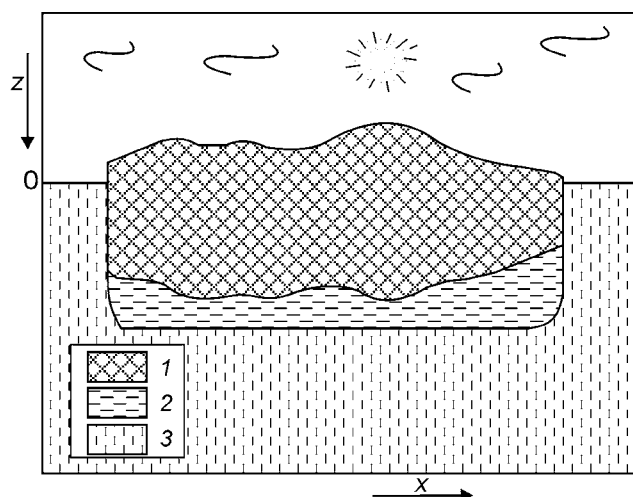


Рис. 1. Плавающий айсберг (разрез по вертикали вблизи условной осевой линии):

1 – пресный лёд айсберга; 2 – слой пресной воды под айсбергом; 3 – морская вода

Fig. 1. Floating iceberg (vertical section near the conditional centerline):

1 – fresh ice of the iceberg; 2 – layer of fresh water under iceberg; 3 – sea water

не смешивается с тёплой солёной водой моря, более того, между ними существует чёткая граница стратификации по температуре и солёности. Необходимое условие для этого – миграция обломков шельфовых ледников в тёплые моря, омывающие Антарктиду. В этом случае под айсбергами образуется слой пресной воды, фиксируемый инструментальными средствами. Замечено, что в южных широтах Антарктики киты ныряют под айсберги и подолгу остаются в этой пресноводной «подушке»: так они очищаются от прилипших морских моллюсков. Схема вертикального разреза плавления айсберга в морской воде показана на рис. 1.

Результаты подробного теоретического исследования теплофизики айсбергов, гидродинамики и устойчивости слоя пресной воды под ними, теплообмена между айсбергами и окружающей средой приведены в уже упомянутой работе [6]. Установлено, что под айсбергами длительное время существует устойчивая пресноводная «подушка» толщиной в десятки метров. Устойчивость пресного слоя воды между плавающей льдиной и морской водой обусловлена тремя факторами:

Во-первых, градиент температуры пресной воды T_w положителен. Максимум плотности

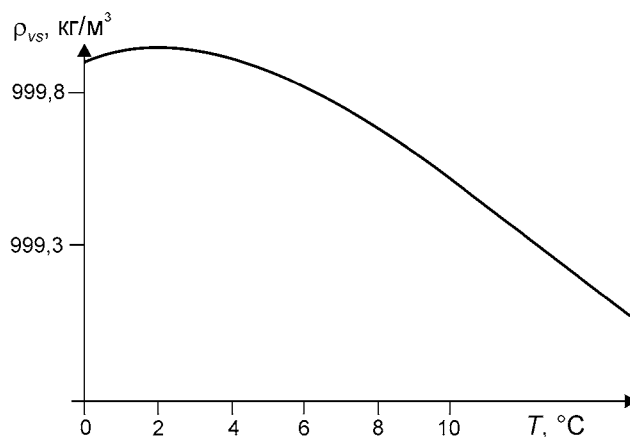


Рис. 2. График функции плотности пресной воды ρ_{vs} от температуры T

Fig. 2. Density of freshwater ρ_{vs} temperature T

воды в пресном слое под айсбергом достигается при $T_w = 4\text{ °C}$ (рис. 2). Ниже и выше этой температуры плотность пресной воды убывает (так, в глубоких водоёмах образуется придонный слой воды с температурой 4 °C , не участвующий в тепловом перемешивании);

Во-вторых, при подводном таянии айсберга тёплая морская вода долго не перемешивается с более холодной пресной водой, поскольку диффузионные потоки тепла и соли направлены в противоположные стороны: соль диффундирует вниз, в более нагретую морскую воду, а тепло из солёной воды – вверх, в менее солёную и более холодную пресную воду;

В-третьих, граница раздела между пресной и солёной водой резко выражена и поддерживается процессом двойной диффузии. Согласно инструментальным наблюдениям, под шельфовыми ледниками антарктических морей зафиксированы скачок солёности и чёткая граница двойного отражения радиоволн [11].

Таким образом, под айсбергом образуется резервуар пресной воды объёмом в 30–100 млн м^3 , готовой к перекачке в резервуары. Суммирование этих объёмов по доступным для утилизации антарктическим айсбергам может приблизить добычу пресной воды к обозначенной ранее величине – 100 $\text{км}^3/\text{год}$ (и даже больше). Технологию утилизации айсбергов можно интенсифицировать с относительно небольшими затратами: необходимо покрыть дневную поверхность эксплуатируемого айсберга экологически чистой плёнкой, способной втаи-

вать в лёд, которая предварительно будет специально обработана. Это позволит на порядок увеличить эффективную площадь дневной поверхности льда, что приведёт к росту скорости абляции льда на поверхности айсберга и интенсивности подпитки пресноводной «подушки» под айсбергом. Однако такая мера достаточно опасна в погодных условиях морей, омывающих Антарктиду. Основная идея этого проекта заключается в создании технологии эксплуатации существующих источников пресной воды. Все расходы сводятся только к перекачке воды в танкеры (и даже супертанкеры) и их транспорту в пункты назначения. По сравнению с современными расходами на опреснение воды технология её транспорта в танкерах, в пересчёте на единицу объёма воды, как минимум на порядок дешевле.

Технические возможности утилизации айсбергов

Теоретические аспекты микромасштабно-го перемешивания в диффузионных процессах проанализированы в работе [12], а перспективы практической утилизации антарктических айсбергов отмечены в работе [13]. Сохранность массива плавучего льда — самый важный вопрос в проблеме утилизации айсбергов. Главная причина разрушения айсбергов — снижение их относительной толщины в результате таяния льда; на это впервые было указано в работе [14]. Уменьшение цилиндрической жёсткости плавающей ледяной плиты обратно пропорционально величине h^3 , и это приводит к увеличению её гибкости и возникновению разрушающих напряжений растяжения и изгиба при воздействии морских волн с длиной порядка линейного размера айсберга. Из уравнений равновесия получаем, что горизонтальное и вертикальное напряжения в плавающей плите связаны следующей приближённой зависимостью:

$$\sigma_{xx} \approx \sigma_{zz}/\delta^2, \quad (7)$$

где $\delta = h/l$ — относительная толщина айсберга; в нашем случае $\sigma_{zz} = (\rho_s - \rho_i)gh_{ws}$, где h_{ws} — высота морских волн.

Тогда из формулы (7) получаем соотношение между растягивающим (изгибным) напряжением, высотой волны с длиной, соизмеримой

с размерами айсберга, и разностью плотностей морской воды и пресноводного льда:

$$\sigma_{zz} = (\rho_s - \rho_i)gh_{ws}/\delta^2. \quad (8)$$

Из формулы (7) следует, что с уменьшением относительной (безразмерной) толщины айсберга δ на 35% растягивающие напряжения в нём возрастут в 2,3 раза. Даже при высоте морской волны 0,5 м для ледяной плиты с $\delta \approx 0,1$ напряжение σ_{xx} составит $6,5 \cdot 10^5$ Н/м². Это приведёт к появлению трещин в теле айсберга, что было зафиксировано радиоэхозондированием [15]. Указанная величина δ — критическая для сохранения плавающего айсберга и даже сравнима с прочностью льда на разрыв [16]. Относительная толщина айсберга $\delta \approx 0,1$ критична и в плане воздействия на плавучую льдину окружающей среды, поскольку штормовая погода или сильное волнение на море неизбежно приведут к развалу плавучей льдины на серию более мелких обломков. Этот процесс наблюдается в динамике плавания особо крупных айсбергов с большими размерами в плане: при миграции в зону штормовой погоды они разделяются на мелкие и более устойчивые фрагменты с длительным временем существования. Спектр внешнего резонансного воздействия на плавающую ледяную плиту заметно увеличивается с уменьшением её мощности.

Заметим, что условия устойчивости плавания айсбергов $l \approx h/\delta$ и $B \approx h/\delta$, где l и B — характерные размеры в плане, находятся в противоречии с условием сохранения жёсткости плавучих ледяных плит, при котором безразмерная толщина айсберга δ должна быть порядка единицы, что формально может быть записано в следующем виде: $\delta = 0$ (1).

Это соображение — весомый аргумент против буксирования айсбергов через тёплые океаны на большие расстояния в районы их утилизации. Приведём ряд иллюстраций, полученных по результатам численного моделирования теплообмена айсбергов с окружающей средой (реализация модели (1)–(6)). Сначала рассмотрим варианты с буксированием айсбергов — точка зрения, согласно которой айсберги следует доставлять поближе к пунктам их утилизации, например в Австралию.

На рис. 3 приведены результаты модельных расчётов: динамика размеров айсберга при его вынужденном перемещении со скоростью

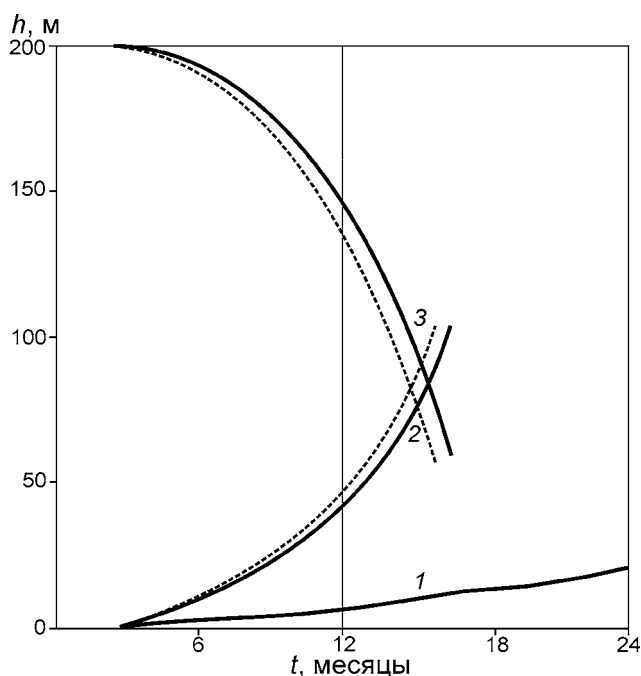


Рис. 3. Расчёты динамики размеров айсберга при его буксировании (исходная мощность плавучей льдины $h_0 = 200$ м, скорость буксирования $w_{lug} = 0,2$ м/с):

1 – дневная поверхность айсберга; 2 – нижняя поверхность айсберга; 3 – толщина айсберга; сплошная линия – без учёта изменения средней длины айсберга l_{cp} ; пунктирная линия – с учётом изменения средней длины айсберга l_{cp}

Fig. 3. Numerical simulations of the dynamics of iceberg size during its towing (initial thickness of floating ice $h_0 = 200$ m, towing speed $w_{lug} = 0.2$ m/s):

1 – surface of iceberg; 2 – bottom surface of iceberg; 3 – thickness of iceberg; solid line is not taking into account the change of average iceberg length l_{cp} ; dotted line takes into account changes of average iceberg length l_{cp} .

$w_{lug} = 0,2$ м/с или 720 м/ч (около 17,3 км/сут. или 520 км/мес.). Для достижения Австралии (расстояние $L \approx 4000$ км) потребуется около восьми месяцев гипотетического буксирования. За это время айсберг потеряет от 60 до 140 м толщины при катастрофической потере поперечного размера с боковых поверхностей, а также большом снижении средней длины l_{cp} . Расчёты показывают, что потери льда при скорости буксировки $w_{lug} = 0,5$ м/с (около 43 км/сут.) будут ещё большими. В этом случае за четыре месяца буксирования плавучая льдина потеряет до 70% своего объёма, а её относительная мощность будет уже за критическим значением разрушения $\delta \approx 0,1$, согласно оценке (8).

Отметим технические трудности реализации буксирования айсбергов в пункты их утилизации.

1. Велика вероятность, что результаты расчётов термической эрозии льда занижены, поскольку при полной турбулентности в пограничном слое вблизи контакта с твёрдой стенкой теплообмен может существенно увеличиваться.

2. Большая парусность айсберга с мощностью льда $h_0 = 200$ м (с высотой около 30 м над ур. моря) требует мощных буксировочных средств. Основной фактор здесь – сопротивление воды; необходимая мощность оценивается примерно в 50–150 МВт (см. также [15]).

3. Скорость дрейфа айсбергов при ветровой нагрузке на их надводную часть составляет около 2% скорости воздушного потока. Для преодоления штормовых порывов ветра следует предусмотреть быстрое увеличение буксировочной мощности в 2–3 раза.

4. В штормовую погоду скорость эрозии льда надводной части при воздействии смеси солёной воды и воздуха может увеличиваться на один-два порядка. Вместе с динамикой ударов волн это приведёт к деструкции краевых частей айсбергов, что наблюдается в южных морях Антарктики. Этот фактор снижает число айсбергов, доступных для утилизации. Предложения по тепловой защите утилизируемых айсбергов (типа «одежды» из плёнки) не учитывают трудностей технической осуществимости этого мероприятия в условиях антарктических морей. По мнению Г. Бадера [4], подобные проекты демонстрируют явную односторонность чисто инженерных подходов.

5. Наиболее приемлема технология утилизации с выбором неподвижных айсбергов, уже находящихся в тёплой краевой зоне Антарктики, желательно с минимальной ветровой нагрузкой (без вынужденного перемещения льдины в морской воде).

Отметим, что штормы в омывающих Антарктиду тёплых морях снижают время возможной утилизации айсбергов и могут даже приводить к потере перспективных объектов. Поэтому откачку пресной воды из-под них нужно проводить с максимально допустимыми темпами. Вариант со стационарным нахождением айсберга в тёплой морской воде показан на рис. 4. Здесь будет быстрое стаивание льда на поверхности айсберга (кривая 1) с естественным пополнением этой талой водой объёма пресноводной «подушки» под айсбергом и увеличением её мощ-

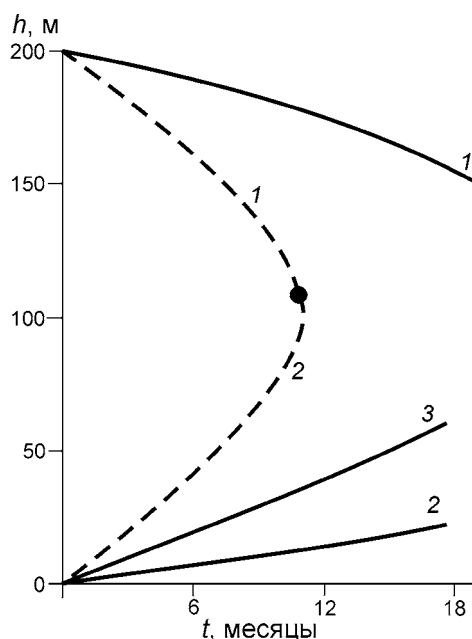


Рис. 4. Расчёты динамики таяния айсберга, неподвижного относительно морской воды (исходная мощность плавающей льдины $h_0 = 200$ м):

1 – дневная поверхность айсберга; 2 – нижняя поверхность айсберга; 3 – мощность слоя пресной воды под айсбергом; пунктирная линия – таяние айсберга (1, 2) с покрытием, ускоряющим таяние на дневной поверхности айсберга

Fig. 4. Numerical simulations of the melting dynamics of iceberg which is motionless in seawater (initial thickness of floating ice $h_0 = 200$ m):

1 – surface of the iceberg; 2 – bottom surface of the iceberg; 3 – thickness of fresh water layer under iceberg; the dotted line (1, 2) shows the melting of iceberg with coating, accelerating the melting of iceberg surface

ности (кривая 2). Толщина айсберга (кривая 3) быстро снижается, за пять месяцев объём льда уменьшится на 40%.

Опреснение морской и солёной воды

С середины XX в. появились технологии производства пресной воды. Прежде всего это – опреснение морской воды или солёной воды из подземных источников. Выработка пресной воды в мире растёт непрерывно и высокими темпами. Если в 1960 г. объём опреснения составил 0,09 км³, то в 1985 г. уже получали 7,5 км³, однако сегодня эта цифра равна только 15,3 км³. Основная проблема в том, что способы опреснения воды очень энергоёмкие и дорогостоящие. Сегодня суммарный объём опресняемой

воды близок к своему технологическому пределу. Распределение количества опреснённой воды по регионам неравномерно: на Средний Восток приходится 60%, Северную Америку – 13%, Европу – 10%, Африку – 7%, на остальной мир – 10%. На страны СНГ приходится всего 0,6% общего объёма выработки опреснённой в мире воды. Соглашения по транспортировке воды заключены между Турцией и Израилем, Белоруссией и Объединёнными Арабскими Эмиратами, Киргизией и Германией. Договор между Турцией и Израилем заключён на 20 лет на доставку по морю 50 млн м³ воды (50 млн т) ежегодно по цене 0,7 дол./м³ воды. Объёмы других подобных контрактов измеряются сотнями миллионов долларов.

Природный феномен стратифицированных пресно-солёных водоёмов

Глубоководный водоём этого типа – озеро Ванда, находящееся в 150 км от базы Скотта (77°35' ю.ш. и 161°39' в.д.) в нижней части депрессии Райт Драй Уэйли (Земля королевы Виктории) в Антарктиде. Размеры озера таковы: длина – 7,4 км, ширина – 1,85 км, средняя глубина – около 65–70 м. Детальные исследования позволили установить тепловой режим и химический состав воды этого озера [17–20]. Круглогодично оно покрыто гладким ледяным покровом толщиной около 4 м с высокой прозрачностью (постоянные ветры, характерные для антарктических оазисов, удаляют снег и полируют поверхность льда). Среднегодовая температура воздуха –20 °С. Суммарная радиация региона $3,8 \cdot 10^6$ кДж/(м²·год), вся она приходится на весне-летний сезон (полярный день). Согласно измерениям, около 6% её проникает в воду через ледяной покров. Радиационный баланс подстилающей поверхности за год в среднем составляет 24 Вт/м²: летом озеро получает тепло, а зимой его теряет, но в целом баланс тепла для водоёма – положительный. Измерения теплового режима воды и её характеристик позволили выявить удивительный феномен пресно-солёных озёр, который не был известен ранее ни для одного озера мира.

Подо льдом, до глубины 10–14 м, температура воды резко возрастает от 0 до +8 °С. В пре-

делах этого слоя установлено четыре конвективных слоя. Далее, до глубины примерно 38 м, температура воды почти не меняется. Наличие областей с сильной конвекцией обуславливает гомотермию: в этом диапазоне глубин температура воды медленно возрастает до $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Анализ химического состава и плотности воды показал, что до глубины примерно 48 м вода имеет постоянный состав и почти не содержит примесей, однако ниже этого уровня солёность и плотность воды резко возрастают. В придонном слое плотность воды достигает 1100 кг/м^3 , что соответствует необычайно высокой концентрации соли (около 150 г/л). Устойчивая в поле силы тяжести стратификация воды в оз. Ванда обуславливает отсутствие конвекции в придонной области ниже 48 м. Граница между пресной и солёной водой чётко выражена и не размыта, ниже неё отмечена высокая оптическая плотность воды. Температура воды в придонном слое возрастает и достигает $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$ на дне. Слой пресной воды в пределах глубин 4–48 м в оз. Ванда — это готовый запас пресной питьевой воды, пригодной к употреблению, объём которого оценивается приблизительно в 600 млн м^3 .

Тепловой запас озёр антарктических оазисов достаточно велик, поэтому они характеризуются значительной инерционностью по отношению к сезонным колебаниям температуры воздуха и солнечной радиации и служат индикаторами длиннопериодных климатических колебаний. Резкая граница раздела в придонном слое воды получила своё объяснение в рамках механизма двойной диффузии, исследованного Дж. Тернером (см. [13]): соль устремляется в зону своей повышенной растворимости (высокой температуры), а оттуда поступает поток кондуктивного тепла. Верхний слой воды озера подо льдом от 10 до 12 м содержит всего 10% теплозапаса водоёма, слой гомотермии в диапазоне глубин от 4 до 48 м — около 50%, ниже стратифицированной границы раздела (в придонной зоне от 48 до 66–70 м по глубине) — около 40%.

В рамках параметризованной стационарной математической модели стратифицированного пресно-солёного водоёма с масштабами оз. Ванда установлено, что единственно приемлемый источник нагрева воды — солнечная радиация. В модели подобраны основные теплофизические характеристики озера, оптические

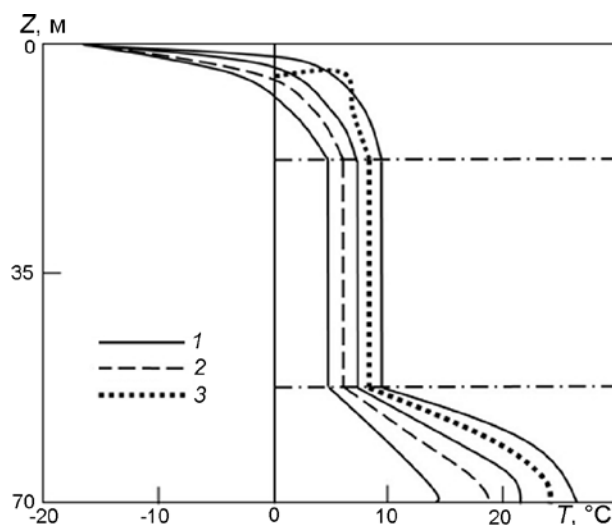


Рис. 5. Зависимость стационарной температуры от глубины озера Ванда:

1, 2 — модельные расчёты для двух разных вариантов значений солнечной радиации (внешней среды) и оптических характеристик светорассеивающей внутренней среды; 3 — измерения температуры воздуха [20]

Fig. 5. Stationary temperature depth of Lake Vanda:

1, 2 — are numerical simulations for two different variants of values solar radiation flux (external medium) and optical characteristics of the light-scattering internal medium; 3 — measured temperature of the lake [20]

параметры воды и распределение по глубине функции тепловыделения таким образом, чтобы они максимально соответствовали измеренным значениям температуры воды озера.

На рис. 5 приведены расчётные температурные кривые для оз. Ванда для нескольких значений потока солнечной радиации Q_0 . Их графики левее прямой $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на вертикальной оси Oz), в пределах глубины от 0 до 4 м описывают температуру ледяного покрова озера, которая рассчитывалась по стационарной краевой задаче для уравнения теплопроводности (1) с условием теплообмена на дневной поверхности льда (3). Справа от прямой $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ кривые характеризуют температуру воды в озере. Расчётные графики единообразны по своей форме. Для области пресной воды $z_1 < z < z_2$ (горизонтальный штрих-пунктир на рис. 5) подбирались параметры направленного вниз тепломассопереноса, устанавливающего в ней полную гомотермию. Ниже и выше слоя гомотермии теплопередача в воде озера обусловлена только кондуктивным механизмом теплопроводности, что приводит к значительным температурным градиентам в

пресной воде подо льдом и в солёной воде придонной области (решение уравнения теплопроводности (1) с подбором функций объёмного тепловыделения). Слой пресной воды в пределах 12–38 м — это природный источник пресной питьевой воды, пригодной к употреблению; его объём в оз. Ванда оценивается около 600 млн м³. Установлено, что 20% проходящего в воду потока солнечной радиации Q_0 достигает тёмного дна и «застраивается» в нём, поддерживая придонный температурный максимум.

Вопрос о происхождении оз. Ванда остаётся открытым. Не исключено, что оно — реликт морского залива. Использование природного феномена этого озера перспективно для получения питьевой воды в промышленных объёмах в будущем. Вероятно, аналогичный комплекс теплофизических условий можно создать в искусственных водоёмах на участках морского побережья, испытывающих дефицит пресной и питьевой воды.

Заключение

В качестве потенциальных источников пресной воды предлагается доступная технология её производства. Детально рассмотрены теоретическое обоснование и анализ технических возможностей восполнения дефицита пресной воды путём утилизации антарктических айсбергов. Предлагаемая технология — экологически чистая и может вызвать лишь незначительные изменения экологического равновесия в окружающей среде в рамках природных колебаний.

Благодарности. Автор признателен академику В.М. Котлякову за ценные замечания по структуре и содержанию статьи, а также рецензентам за качественную работу со статьёй.

Acknowledgments. Author is grateful to academician V.M. Kotlyakov for valuable comments on the structure and content of the paper and to the referees for a quality job with the paper.

Литература

1. Берёзкин М.Ю., Залиханов А.М., Синюгин О.А., Соловьев А.А., Чекарев К.В. Ресурсы конденсационной воды в естественных условиях // Процессы в геосредрах. 2016. Т. 5. № 1. С. 12–17.
2. Берёзкин М.Ю. Процессы в геосредрах. <http://www.aquaexpert.ru/>
3. Бобылев С.Н., Ходжаев А.Ш. Экономика природопользования. М.: ИНФРА-М, 2004. 501 с.
4. Bader H. A critical look at the iceberg utilization project // Iceberg utilization / Ed. A.A. Hussein. Pergamon press, UK, 1977. P. 34–44.
5. Назаров В.С. Лед антарктических вод (Результаты исследований по программе Международного геофизического года) // Океанология. 1962. Т. 10. № 6. 79 с.
6. Красс М.С. Термомеханика айсбергов // Антарктика. Вып. 26. М.: Наука, 1987. С. 130–147.
7. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 262 с.
8. Михеев М.А., Михеева И.М. Основы теплопередачи. М.: Энергия, 1977. 343 с.
9. Huppert H.E., Turner J.S. On melting icebergs // Nature. 1978. V. 271. № 5640. P. 46–48.
10. Huppert H.E., Turner J.S. Iceblocks melting into a salinity gradient // Journ. of Fluid Mechanics. 1980. V. 100. № 2. P. 367–384.
11. Neshiba S. Upwelling by icebergs // Nature. 1977. V. 267. № 5611. P. 507–508.

References

1. Beryozkin M.Yu., Zalikhanov A.M., Sinyugin O.A., Soloviev A.A., Chekarev K.V. Resources of condensed water under natural conditions. *Protsessy v geosredakh*. Processes in Geomedia. 2016, 5 (1): 12–17. [In Russian].
2. <http://www.aquaexpert.ru/> Berjozkin M.Ju. *Protsessy v geosredakh*. Processes in Geomedia.
3. Bobylev S.N., Khodzhaev A.S. *Ekonomika prirodopol'zovaniya*. Environmental Economics. Moscow: INFRA-M, 2004: 501 p. [In Russian].
4. Bader H. A critical look at the iceberg utilization project. Iceberg utilization. Ed. A.A. Hussein. Pergamon Press, UK, 1977: 34–44.
5. Nazarov V.S. Ice of Antarctic Water. (Results of researches on the international geophysical year). *Okeanologiya*. Oceanology, 1962, 10 (6): 79 p. [In Russian].
6. Krass M.S. Thermomechanics of icebergs. *Antarktika*. Antarctic, 26. Moscow: Nauka, 1987: 130–147. [In Russian].
7. Krass M.S., Merzlikin V.G. *Radiatsionnaya teplofizika snega i l'da*. The radiative thermophysics of snow and ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990: 262 p. [In Russian].
8. Mikheev M.A., Mikheeva I.M. *Osnovy teploperedachi*. Fundamentals of heat transfer. Moscow: Energiya, 1977: 343 p. [In Russian].
9. Huppert H.E., Turner J.S. On melting icebergs. *Nature*. 1978, 271 (5640): 46–48.
10. Huppert H.E., Turner J.S. Iceblocks melting into a salinity gradient. *Journ. of Fluid Mechanics*. 1980, 100 (2): 367–384.

12. *Turner J.S.* Small-scale mixing processes // Evolution of physical oceanography / Ed. B. Barren and C. Winch. The MIT Press, 1979. P. 236–262.
13. *Weeks W.F., Campbell W.J.* Icebergs as a fresh water source: an appraisal // Journ. of Glaciology. 1973. V. 12. № 65. P. 207–223.
14. *Weeks W.F., Mellor M.* Some elements of iceberg utilization // Iceberg utilization / Ed. A.A. Husseiny. Pergamon press, UK, 1977. P. 45–98.
15. *Kovach A.* Iceberg thickness and crack detection // Iceberg utilization / Ed. A.A. Husseiny. Pergamon press, UK 1977. P. 131–141.
16. *Шумский П.А.* Динамическая гляциология. Итоги науки. Сер. География. Гидрология суши. Вып. 1. 1968. 172 с.
17. *Красс М.С.* Теплофизика стратифицированных пресно-соленых озер Антарктических оазисов // Антарктика. 1988. Вып. 27. С. 76–89.
18. *Hoare R.A.* Problems of heat transfer in lake Vanda, a density stratified Antarctic lake // Nature. 1966. V. 210. № 5038. P. 787–789.
19. *Hoare R.A.* Thermohaline convection in Lake Vanda: Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 1968. V. 7. № 2. P. 607–612.
20. *Wilson A.T., Wellman H.W.* Lake Vanda: an Antarctic Lake // Nature. 1962. V. 196. № 4680. P. 1171–1173.
11. *Neshiba S.* Upwelling by icebergs. Nature. 1977, 267 (5611): 507–508.
12. *Turner J.S.* Small-scale mixing processes. Evolution of physical oceanography. Eds. B. Barren, C. Winch. The MIT Press, 1979: 236–262.
13. *Weeks W.F., Campbell W.J.* Icebergs as a fresh water source: an appraisal. Journ. of Glaciology. 1973, 12 (65): 207–223.
14. *Weeks W.F., Mellior M.* Some elements of iceberg utilization. Iceberg utilization. Ed. A.A. Husseiny. Pergamon press, UK, 1977: 45–98.
15. *Kovach A.* Iceberg thickness and crack detection. Iceberg utilization. Ed. A.A. Husseiny. Pergamon press, UK, 1977: 131–141.
16. *Shumsky P.A.* *Dinamicheskaya glyatsiologiya. Itogi nauki.* Dynamic Glaciology. The results of science. Ser. Geography. Moscow: VINITI, 1968: 172 p. [In Russian].
17. *Krass M.S.* Thermophysics of stratified freshwater – salt lakes of Antarctica. *Antarktika.* Antarctic. 1988, 27: 76–89. [In Russian].
18. *Hoare R.A.* Problems of heat transfer in lake Vanda, a density stratified Antarctic lake. Nature. 1966, 210 (5038): 787–789.
19. *Hoare R.A.* Thermohaline Convection in Lake Vanda: Antarctica. Journ. of Geophys. Research. 1968. 7 (2): 607–612.
20. *Wilson A.T., Wellman H.W.* Lake Vanda: an Antarctic Lake. Nature. 1962, 196 (4680): 1171–1173.

Палеогляциология

УДК 551.324.61:551.33(211)

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-241-252

Реконструкция динамики ледника Грөнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене

© 2017 г. О.В. Кокин*, А.В. Кириллова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

*osip_kokin@mail.ru

Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene

O.V. Kokin*, A.V. Kirillova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*osip_kokin@mail.ru

Received April 18, 2016

Accepted August 31, 2016

Keywords: *geomorphological map, glacier surge, marginal zone, moraine, relief.*

Summary

In the past 80 years, the Grønfjord Glacier front retreated for a distance longer than 2.5 km, and thus, a big part of the proglacial zone became free of ice. The detailed geomorphological survey of this zone made possible to identify the following landforms: exaration-glacial, glacial-accumulative, exaration-extrusive, push-moraine (thrusting), fluvioglacial and limnoglacial ones. Geomorphological analysis of the forms indicating the Grønfjord Glacier movement and degradation allowed establishing its dynamics over the last glacial cycle. The river running from the moraine-dammed lake erodes a great thickness of a push-moraine (up to 20-25 m) which is composed by marine sediments, accumulated on the site of the present-day proglacial zone under a relatively higher sea level than now. Careful investigation of lithology and stratigraphy of the push-moraine together with radiocarbon dating of marine shells resulted in determination of chronology of the main sedimentation stages during the Holocene within area of the present-day proglacial zone. During the reconstruction evidences of only two stages of the significant Grønfjord Glacier advance were revealed: in the early Holocene (9.5-10 thousand years ago) and in the little ice age (before beginning of XX century), with the maximum advance at the last stage. Basing on the results of the reconstruction the suggestion had been made that during the little ice age the Grønfjord Glacier was a surging one.

Citation: Kokin O.V., Kirillova A.V. Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 241–252. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-241-252.

Поступила 18 апреля 2016 г.

Принята к печати 31 августа 2016 г.

Ключевые слова: *геоморфологическая карта, краевая зона, морена, пульсация ледника.*

Представлены результаты изучения рельефа краевой зоны ледника Грөнфьорд. На основании анализа геоморфологической карты прогляциальной зоны по результатам дешифрирования аэрофотоматериалов и полевой геолого-геоморфологической съёмки реконструирована динамика последнего цикла наступания–отступания ледника в голоцене. Установлены только два этапа значительного продвижения ледника Грөнфьорд: в начале голоцена (9,5–10 тыс. л.н.) и в малом ледниковом периоде (до начала XX в.). Выдвинуто предположение о пульсирующем характере ледника Западный Грөнфьорд в последнюю фазу наступания.

Введение

Ледники — мощный рельефообразующий агент, производящий разрушение, транспортировку и отложение значительных объёмов горных пород, а также сильно воздействующий на субстрат. Движущиеся массы льда способны деформировать неконсолидированные по-

роды ложа с образованием гляциодислокаций. Рельеф и отложения, созданные ледниками, — практически единственные свидетельства гляциодинамики в прошлом (направление и скорость движения, пределы и продолжительность распространения и сокращения льда). Именно поэтому сопряжённый пространственный анализ рельефа и его строения в краевых леднико-

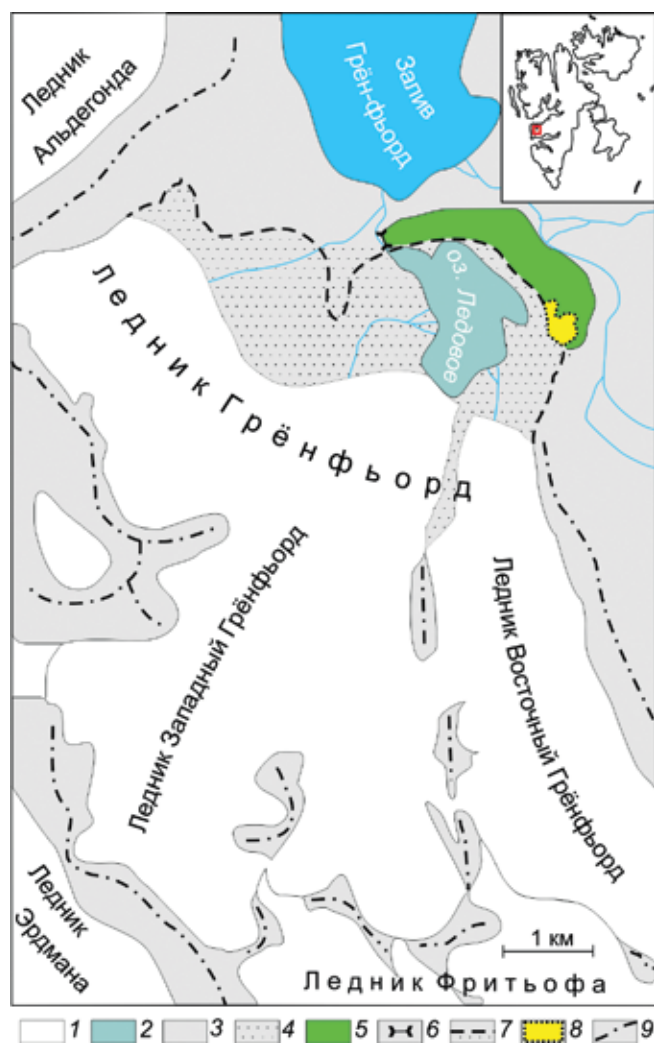


Рис. 1. Местоположение района исследования, по [16]: Объекты показаны в соответствии с топографическими картами Норвежского полярного института масштаба 1:100 000, составленными по материалам аэрофотосъёмки 1936 [18] и 1990 гг. [19]:

1 – ледники в 1990 г.; 2 – оз. Ледовое в 1990 г. (урез воды – 8 м над ур. моря); 3 – суша, свободная ото льда до 1936 г.; 4 – часть суши, освободившаяся в последнюю фазу отступления к 1990 г. (область распространения моренного рельефа); 5 – напорный вал, сформировавшийся в последнюю фазу наступания к 1936 г.; 6 – местоположение разреза напорного вала после 1990 г.; 7 – положение фронта ледника Грёнфьорд в 1936 г.; 8 – положение приледникового озера в 1936 г. (урез воды – 15 м над ур. моря); 9 – гребни водораздельных хребтов

Fig. 1. Location of the study area, after [16]:

Objects have shown in accordance with the topographic maps of the Norwegian Polar Institute (NPI) scale 1:100 000 which drawn from aerial images of survey in 1936 [18] and in 1990 [19]: 1 – glaciers in 1990; 2 – Bretjørna Lake in 1990 (water level is 8 m a.s.l.); 3 – ice-free land before 1936; 4 – part of the land which released from ice in the last phase of glacier retreat to 1990 (an area of the moraine relief); 5 – push moraine ridge, which was formed in the last phase of glacier advance to 1936; 6 – the location of the push moraine section after 1990; 7 – position of the Grønfjord glacier front in 1936; 8 – the proglacial lake in 1936 (water level is 15 m a.s.l.); 9 – crests of a watershed ranges.

вых зонах позволяет реконструировать динамику ледников прошлого.

Несмотря на продолжительную историю изучения ледниковых форм рельефа и отложений остаются открытыми вопросы, касающиеся механизма их формирования под ледниками и перед ними. В рамках этой проблемы в последние годы всё больше внимания уделяется вопросам рельефообразования пульсирующих ледников, а также поиску геоморфологических критериев палеопульсаций [1–3]. Глобальные климатические изменения приводят к деградации ледников, которая сопровождается активным преобразованием рельефа и выносом больших объёмов обломочного материала талыми водами с суши в морские бассейны [4–8]. Изучение этих процессов важно для прогноза рельефообразования и осадконакопления в условиях меняющегося климата. Кроме того, рельеф и отложения краевых

зон ледников дают косвенную информацию о климатических колебаниях и изменениях уровня моря. Цель данной работы – реконструкция динамики движения и фаз наступания и отступления ледника Грёнфьорд в голоцене на основании анализа рельефа и отложений его краевой зоны.

Ледник Грёнфьорд (Западный Шпицберген) образован двумя ледниками – Западный Грёнфьорд и Восточный Грёнфьорд (рис. 1), которые занимают две соседние долины, оканчивающиеся в кутовой части залива Грён-фьорд – южного притока самого крупного фьорда Западного Шпицбергена. В верховьях ледники Западный и Восточный Грёнфьорд (см. рис. 1) сквозь горные перевалы соединяются с ледником Фритёф, который спускается в противоположном направлении к заливу Ван-Мейен-фьорд. Таким образом, по морфологическим характеристикам система ледников Грёнфьорд–Фритёфа относится к типу двускат-

ных (перемётных) долинных ледников, занимающих промежуточное положение между горным оледенением и покровным, так как перекрывает и отрицательные, и положительные формы рельефа.

Постановка проблемы

В начале XX в. немецкие исследователи обратили внимание на проблему возраста краевой морены ледника Грэнфьорд и предприняли попытку реконструкции развития рельефа его краевой зоны [9]. Тогда был сделан вывод, что конечно-моренный вал сложен морскими отложениями, которые накопились во второй половине послеледниковья (время *Mytilus*), когда образовались морские террасы Шпицбергена высотой до 60 м. Наступание ледника, произошедшее в конце тёплой эпохи *Mytilus*, привело к деформированию морских осадков и их переотложению в виде напорной морены (вала) [9]. Ко времени немецкой экспедиции 1925 г. край ледника сильно изменился по сравнению с 1896 г., когда фронт «оканчивался крутой, 50 футов (12–15 м — прим. авт.) высотой, стеной, и ... между льдом и мореной вдоль всего фронта ледника протягивался ров шириной около 27 м» [9]. За 30 лет, к 1925 г., край ледника стал пологим, в это время по нему стекали реки поверхностных талых ледниковых вод. На языке ледника немецкими исследователями отмечались вытаивающие моренные гряды, параллельные краю ледника, в некоторых местах на контакте ледника и морены наблюдались процессы таяния погребённого льда (судя по водонасыщенной «грязи») и несколько небольших озёр [9, 10]. В 1960-е годы норвежские исследователи на основании радиоуглеродного датирования раковин морских моллюсков из отложений морских террас центральной части Шпицбергена установили, что эпоха *Mytilus* имела место примерно 2,5 тыс. л.н. [11]. В 1960–70-е годы советскими учёными были получены четыре радиоуглеродных датировки органического материала из морских отложений напорного вала ледника Грэнфьорд: 6530 ± 120 (ГИН-255); 6550 ± 120 (ГИН-225a) [12]; 8000 ± 70 (Тln-172); 3250 ± 60 (Тln-185) [13], которые позволили им заключить, что наступание ледника, способствовавшее формированию напорного вала, произошло 3000–2500 л.н. Это наступание было названо ими стадией *грэнфьорд* [4].

Вслед за предшественниками этой же точки зрения придерживался и один из авторов настоящей работы совместно с коллегами в начале своих исследований краевой зоны ледника Грэнфьорд [14]. Однако по мере получения новых материалов и данных датирования эта точка зрения была пересмотрена — формирование напорного вала (как и фазы наступания ледника) стало соотноситься с малым ледниковым периодом, так как в толще напорной морены были обнаружены раковины морских моллюсков с радиоуглеродным возрастом около 2000 лет [15, 16]. Таким образом, начиная с исследований начала XX в., по мере накопления данных об истории развития ледника Грэнфьорд происходила эволюция взглядов на проблему возраста краевой морены. В то же время отсутствовала детальная палеогляциодинамическая схема развития ледника в голоцене, объясняющая поэтапное формирование всех форм рельефа краевой зоны и слагающих их отложений во взаимосвязи между собой. В настоящей работе предпринята попытка обобщения накопленной к настоящему времени информации о рельефе и отложениях краевой зоны ледника Грэнфьорд, а также её анализа в палеогляциологическом аспекте.

Методика исследований

В основу работы легли результаты полевых геоморфологических исследований, выполненных в ходе весенне-летних береговых экспедиций Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН (ММБИ КНЦ РАН) на Шпицбергене с 2005 по 2010 г. в районе залива Грэн-фьорд (на берегу которого располагается пос. Баренцбург), а также сведения из литературных источников. В работе использованы три группы методов: геоморфологический анализ, исследование рыхлых отложений, изотопное датирование. В основе всех полевых исследований лежит морфолитогенетический подход, т.е. сопряжённое изучение рельефа и особенностей субстрата [17]. Изучение слагающих рельеф отложений помогает диагностировать происхождение и установить возраст рельефа.

Полевые наблюдения, а также дешифрирование материалов аэрофотосъёмки Норвежского полярного института 22 июля 1990 г. на территорию залива Грэн-фьорд легли в основу геомор-

фологической карты прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд. Аэрофотоматериалы (цветные снимки масштаба 1:50 000) были предоставлены Университетским центром Свальбарда (UNIS). Наряду с аэрофотоснимками анализировались разновременные топографические карты, составленные по материалам аэрофотосъёмки Норвежского полярного института 1936 и 1990 гг. [18, 19].

Полевая маршрутная съёмка сопровождалась дешифрированием рельефа на аэрофотоснимках, геолого-геоморфологическим профилированием, а также документированием естественных обнажений. В случаях, когда рельеф и отложения невозможно было наблюдать непосредственно, использовались дополнительные методы: при изучении рельефа — батиметрическая съёмка, при изучении отложений — отбор колонок донных осадков. В работе использованы методы палеогеоморфологического анализа. В качестве методов определения относительного возраста рельефа применялись метод возрастных рубежей и метод коррелятных отложений. Особое место занимал радиоуглеродный метод.

Результаты и обсуждение

Рельеф прогляциальной зоны. По данным Б.Р. Мавлюдова, основанным на сравнении границ и высоты поверхности ледника, показанным на топокарте 1936 г., с их положением в 2004 г. [5], язык ледника Восточный Грэнфьорд с 1936 по 2004 г. отступил на 1200 м (около 18 м в год). Поверхность льда в районе языка за этот период понизилась не менее чем на 130 м (около 2 м в год). Язык ледника Западный Грэнфьорд отступил с 1936 по 2004 г. на 2300–2500 м (34–37 м в год). В районе языка понижение поверхности за этот период составило 140 м. Анализ сведений о характере и положении края ледника и исторических фотографий в публикациях начала XX в. позволяет сделать вывод, что в 1896 [9], 1909 [20], 1925 [9] и 1927 гг. [10] фронт ледника имел близкое положение к состоянию в 1936 г. — на проксимальном склоне краевой морены. Таким образом, большая часть прогляциальной зоны освободилась из-под ледника Грэнфьорд в последние 80 лет. Среди ледникового рельефа в его широком понимании отмечены собственно ледниковый (экзарационный, экзарационно-экструзивный, ледниково-акку-

мулятивный, напорный), флювиогляциальный и лимногляциальный типы рельефа [21, 22]. Геоморфологическая карта прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд приведена на рис. 2.

Формы-индикаторы движения ледника. Информацию о движении льда очень наглядно передают ориентированные микрогряды флютинг-морены (см. рис. 2), которые осложняют поверхность основной морены. Ледник Западный Грэнфьорд, двигаясь с юго-юго-запада на северо-северо-восток, обтекал флигтберг с востока, меняя направление движения сначала на север, а потом на северо-северо-запад, т.е. наблюдалось изгибание левого края ледника. На западном склоне направление движения ледника также изменялось: сначала оно было восточно-северо-восточным, а потом постепенно сменилось на северо-северо-восточное (см. рис. 2). Причины таких изгибов ледниковых краёв абсолютно разные. В первом случае (восточный склон флигтберга) ледник был стеснён выступом коренного ложа, и, по мере того, как он выходил за его пределы, лёд растекался в стороны (растяжение), не чувствуя перед собой сопротивления, а край ледника становился выпуклым. Во втором случае (западный склон флигтберга) ледник, наоборот, встречал препятствие на своём пути, испытывал сжатие и продолжал течь туда, где сопротивление было меньше, т.е. вдоль склона флигтберга, поэтому край ледника становился выпуклым. Кроме того, сами ледники могли усиливать подпор друг друга. О векторах течения льда можно судить по конфигурации максимального распространения льда, информацию о которой несут боковые, срединные и краевые морены.

При выходе за скальное обрамление боковая морена правого борта ледника Восточный Грэнфьорд резко изгибается. Это показывает, что правый край ледника изменил направление движения почти на 90°, образовав вогнутый изгиб. На первый взгляд, здесь сказывается отсутствие сопротивления при выходе за скальное обрамление и можно было бы говорить о растекании льда. Однако, как мы увидим далее, левый край ледника также изгибался вправо, т.е. параллельно правому краю, что невозможно при растекании льда. Поэтому здесь есть ещё и другая сторона вопроса — слева существовал подпор (препятствие), который заставлял течь ледник по пути наименьшего сопротивления, практически под прямым углом. Дугообразные очертания в плане краевой морены свидетельствуют

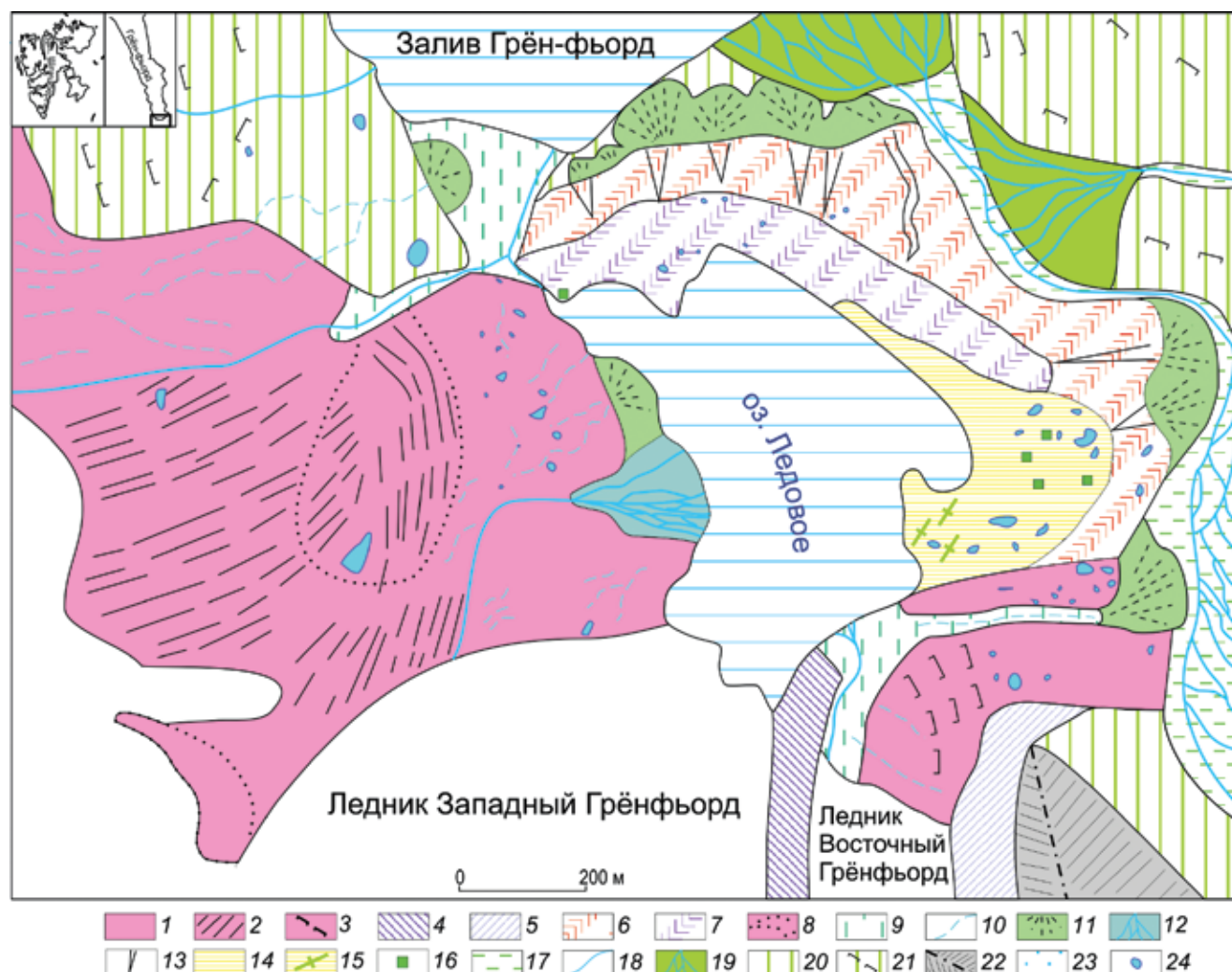


Рис. 2. Геоморфологическая карта прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд [22]:

Ледниково-аккумулятивный рельеф: 1 – область распространения основной и абляционной морены (местами с погребёнными мёртвыми льдами); 2 – область распространения и ориентировка флютинг-морены в пределах основной морены; 3 – «террасы оседания»; 4 – гряды срединной морены с ледяным ядром; 5 – гряды боковой (или береговой) морены; 6 – комплекс гряд и валов напорной морены; 7 – насыпной краевой вал, налегающий на проксимальный склон напорной морены. *Ледниково-экзарационный рельеф:* 8 – контуры крупных выступов коренного ложа (ригели, флиггберг). *Флювиогляциальный рельеф:* 9 – зандровые равнины; 10 – палеоканалы стока талых ледниковых вод, временные водотоки талых вод (как ледниковых, так и снеговых) и «пойменные зандры» вдоль их русел; 11 – зандровые конусы; 12 – флювиогляциальная дельта; 13 – эрозионные врезы-овраги в рыхлых породах (на дистальном склоне напорной морены). *Лимногляциальный рельеф:* 14 – камово-западинная равнина; 15 – гряды, сложенные ленточными глинами (озы); 16 – отдельные камы. *Флювиальный рельеф:* 17 – пойма; 18 – «постоянные» летние водотоки; 19 – дельты. *Морской рельеф:* 20 – комплекс морских голоценовых террас; 21 – уступы террас. *Денудационно-тектонический рельеф:* 22 – водораздельный хребет с гребнем, обвальными склонами и коллювиальными шлейфами. 23 – ледники; 24 – малые озера

Fig. 2. Geomorphological map of proglacial zone near Grønford Glacier [22]:

The glacial-accumulative relief: 1 – the area of basal till and ablation moraine (with the buried dead ice); 2 – the area and orientation of the fluting-moraine within the basal till area; 3 – «downwasting terraces»; 4 – middle moraine ice-core ridge; 5 – lateral moraine ridge; 6 – push moraine ridges; 7 – dump moraine on the proximal slope of the push moraine. *The glacial-exaration relief:* 8 – outlines of the major bedrock protrusions (riegels, fliggberg). *Fluvioglacial relief:* 9 – outwash plains; 10 – palaeochannels of melted glacier water flow, temporary streams of melt water (glacier and snow) and «floodplain outwash» along their beds; 11 – outwash fans; 12 – fluvioglacial delta; 13 – the erosion gullies, ravines in the loose rocks (on the distal slope of the push moraine). *Limnoglacial relief:* 14 – kames and sink-holes plain; 15 – varved clays ridge (eskers); 16 – separate kames. *Alluvial relief:* 17 – floodplain; 18 – «permanent» summer water streams; 19 – the deltas. *Marine relief:* 20 – Holocene marine terraces; 21 – terrace scarps. *Denudation and tectonic relief:* 22 – watershed range with a crest, rockfall slopes and taluses. 23 – glaciers; 24 – small lakes

о растекании льда в стороны. Векторы движения льда были направлены перпендикулярно оси краевой морены (т.е. к фронту ледника в максимальном положении последней фазы наступания).

Краевая морена состоит из напорной и насыпной морен. Напорная морена в центральной части достигает максимальной ширины (более 500 м) и высоты (40–45 м), по периферии ширина уменьшается до 100 м, а высота — до 15–20 м. Напорная морена состоит из серии (3–4) валов и гряд второго порядка, параллельных друг другу. Они не всегда хорошо прослеживаются по простиранию, иногда прерываются отдельными холмами [15, 22]. На проксимальный склон напорной морены налегает аккумулятивный краевой вал (насыпная морена). Напорная и насыпная морены имеют сильные внешние различия по крупности слагающего их материала. Напорная морена представляет собой дислоцированную толщу с чешуйчато-скалчатыми и чешуйчато-надвиговыми деформациями. Она состоит из переслаивающихся гравийно-песчаных, гравийных и песчано-глинистых прослоев морских осадков подводного берегового склона, а также флювиогляциальных и гляциально-морских отложений различной мощности (от десятков сантиметров до нескольких метров) и углов падения. Подробное описание строения напорной морены, изученное по обнажению на её западной оконечности (см. рис. 1), представлено в серии более ранних работ [15, 16, 22, 23].

Данные осадки накапливались в условиях одновременного изменения относительного уровня моря и положения края ледника. Об этом косвенно свидетельствуют голоценовые морские террасы восточного берега Грэнфьорда, которые продолжаются в глубь суши более чем на 2 км по правому (восточному) борту долины Грэнфьорд. Следовательно, в голоцене относительный уровень моря был выше современного, а береговая линия кутовой части залива находилась в пределах современной суши, возможно, в районе современного края ледника, а может быть и в его пределах. Поэтому даже при меньшем, чем в начале XXI в. (современном), распространении ледник Грэнфьорд потенциально мог спускаться в море.

В последние годы получены следующие радиоуглеродные датировки раковин моллюсков из толщи напорной морены: 2020 ± 120 (ГИН-13633), 2080 ± 80 (ГИН-13634), 2750 ± 80 (ГИН-14736), 3250 ± 100 (ЛУ-6994), 3460 ± 80 (ЛУ-6995), 9400 ± 100

(ГИН-13831), 9480 ± 100 (ГИН-13830) [16, 22, 23]. Они позволяют расширить временной диапазон морского осадконакопления в кутовой части Грэнфьорда, куда потом в ходе фазы наступания ледника произошло его внедрение в толщу морских осадков и одновременное образование котловины выдавливания и напорного вала, состоящего из деформированных и переотложенных осадков, по крайней мере, с 9500 до 2000 радиоуглеродных л.н.

Таким образом, наступание ледника, в ходе которого были переотложены морские осадки кутовой части залива, произошло не раньше 2000 радиоуглеродных л.н. [16]. В период последних 2000 лет известна только одна стадия наступания ледников на Шпицбергене — стадия трескелен, соответствующая похолоданию малого ледникового периода [4]. Итак, наступание ледника Грэнфьорд, сформировавшее котловину выпихивания и напорную краевую морену, наиболее вероятно соотносится с малым ледниковым периодом. На основании того, что в краевых моренах Шпицбергена не встречаются органические остатки моложе 800 лет, считается, что стадия трескелен началась не ранее 800 л.н. [4, 6]. Завершение этой стадии всеми исследователями относится к концу XIX — началу XX в. [4, 6] — условно можно считать 100 л.н.

Котловина озера Ледового (на норвежских картах — BRETJØRNA [19]) образовалась в результате последней фазы наступания ледника, скорее всего во время малого ледникового периода (800–100 л.н.) [15]. Объём озера — $17,5 \text{ млн м}^3$, площадь — $1,52 \text{ км}^2$, максимальная глубина — 26 м [24]. Предпосылкой для формирования такой крупной депрессии было наличие перед ледником мощной толщи неконсолидированных морских отложений (главным образом морских отложений подводного берегового склона и гляциально-морских осадков), часть которых была деформирована и переотложена в виде напорной морены [14, 15, 21, 25]. Таким образом, котловина имеет экзарационно-экструзивное происхождение. Осадконакопление в озере началось не ранее 70 л.н. [24]. Подводный рельеф озера состоит из трёх элементов: крутых (до $10\text{--}40^\circ$) склонов котловины; достаточно плоского дна котловины (средняя глубина 20–25 м); подводной дельты флювиогляциальных потоков. Уклон нижних частей склонов находится в пределах $5\text{--}15^\circ$, т.е. они имеют вогнутый характер, который, скорее всего, обусловлен гравитационными процессами оползания и осыпания. Наибольшая

глубина отмечается в северо-западной части озера и достигает 26 м, что на 18 м ниже современного уровня моря. Можно было бы предположить, что через напорный вал могла происходить фильтрация морской воды в озеро. Но, как показал анализ солёности проб воды из поверхностного и придонного слоя самой глубокой части котловины озера, вода по всей толще — пресная. Вероятно, наличие многолетней мерзлоты под валом препятствует фильтрации морской воды.

Мощность ледниково-озёрных отложений в самом глубоком месте озера (26 м) составляет не менее 77 см. На побережье к востоку от озера распространён лимногляциальный рельеф (камы). Здесь располагалось озеро, когда ледник занимал выпаханную им котловину, в которой сейчас находится современное озеро. В уступах камов вскрываются ленточные глины. Высота камов позволяет судить о возможной минимальной мощности ледниково-озёрных отложений, которая составляет 3–4 м. Даже если считать, что 77 см — максимальная мощность ледниково-озёрных отложений, то получается, что они накопились менее чем за 70 лет. Таким образом, скорость осадконакопления в озере чуть больше 1 м за 100 лет. Известно, что области лавинной седиментации характеризуются скоростью осадконакопления более 100 мм/1000 лет [26], т.е. скорость накопления осадков в оз. Ледовое превышает нижнюю границу скорости лавинной седиментации. На наш взгляд, ледниково-озёрные отложения в оз. Ледовое формируются благодаря турбидитовому процессу высокоплотностных потоков на фоне сезонной изменчивости поступления осадочного материала в бассейн аккумуляции. В таком случае донные отложения оз. Ледовое можно отнести к гляциосуспензитах [27].

Этапы последнего цикла наступания—отступления

Далее в хронологической последовательности рассмотрим реконструированные этапы последнего цикла наступания—отступления ледника Грэнфьорд в голоцене (рис. 3).

1. До 9,5–10 тыс. л.н. (см. рис. 3, а). Относительный уровень моря находился выше современного примерно на 50–60 м [6, 12]. Ледник оканчивался в море. Положение фронта Грэнфьорда было близким к современному. В кутовой части залива предположительно шло ледниково-морское осадконако-

пление. Возраст этапа определяется приблизительно по датировкам раковин из толщи напорного вала. Данный этап соотносится с холодным периодом (12–10,4 тыс. л.н.; аллерёд, поздний дриас; *Mya*, *Saxicava*) палеогеографической схемы Р. Фейлинг—Хансена, разработанной на основе анализа малакофауны [11], и с пребореалом (10,4–9 тыс. л.н.; осоково-злаковые ассоциации; теплее позднего дриаса) палеогеографической схемы, основанной на данных палинологического анализа [28].

2. 9,5–0,8 тыс. л.н. (см. рис. 3, б). Относительный уровень моря постепенно понижался, приближаясь к современному, а на отдельных отрезках времени, возможно, находился ниже современного [23]. В кутовой части море проникало в глубь суши (предположительно до современного края ледника Грэнфьорд). Ледник сократился в размерах и отступил на сушу, возможно, исчезая полностью. В кутовой части залива, в краевой зоне ледника Грэнфьорд, шло морское и дельтовое осадконакопление (вторая пачка напорного вала). Источником поступления материала служили потоки талых ледниковых вод и/или поверхностные неледниковые водотоки. Временные рамки этапа определяются по датировкам раковин морских моллюсков из толщи напорного вала.

Данный этап соотносится: с тёплым периодом (9–2,5 тыс. л.н.; бореал, атлантика, суббореал; *Astarte*, *Mytilus*) палеогеографической схемы Р. Фейлинг—Хансена [11]; с бореалом (9–8 тыс. л.н.; осоковые ассоциации; теплее пребореала); атлантикой (8–5 тыс. л.н.); кустарничковые ассоциации — с максимальным развитием *Betula nana*; теплее современного; 5,6–5 тыс. л.н. — климатический оптимум); суббореалом (5–2,5 тыс. л.н.; осоково-злаковые и осоковые ассоциации, деградация кустарничковых; похолодание) палеогеографической схемы, основанной на данных палинологического анализа [28]. По мнению некоторых исследователей [29], микрофаунистический анализ фораминифер позволяет утверждать, что около 7000 калиброванных л.н. (т.е. примерно 6000 радиоуглеродных лет) на Шпицбергене имело место общее похолодание климата. Существует предположение, что это похолодание приводило к активизации ледников, в результате которой увеличилась активность оползневых процессов на подводных склонах фьордов [30].

В период климатического оптимума 5500–5000 л.н. ледники имели наименьшие размеры

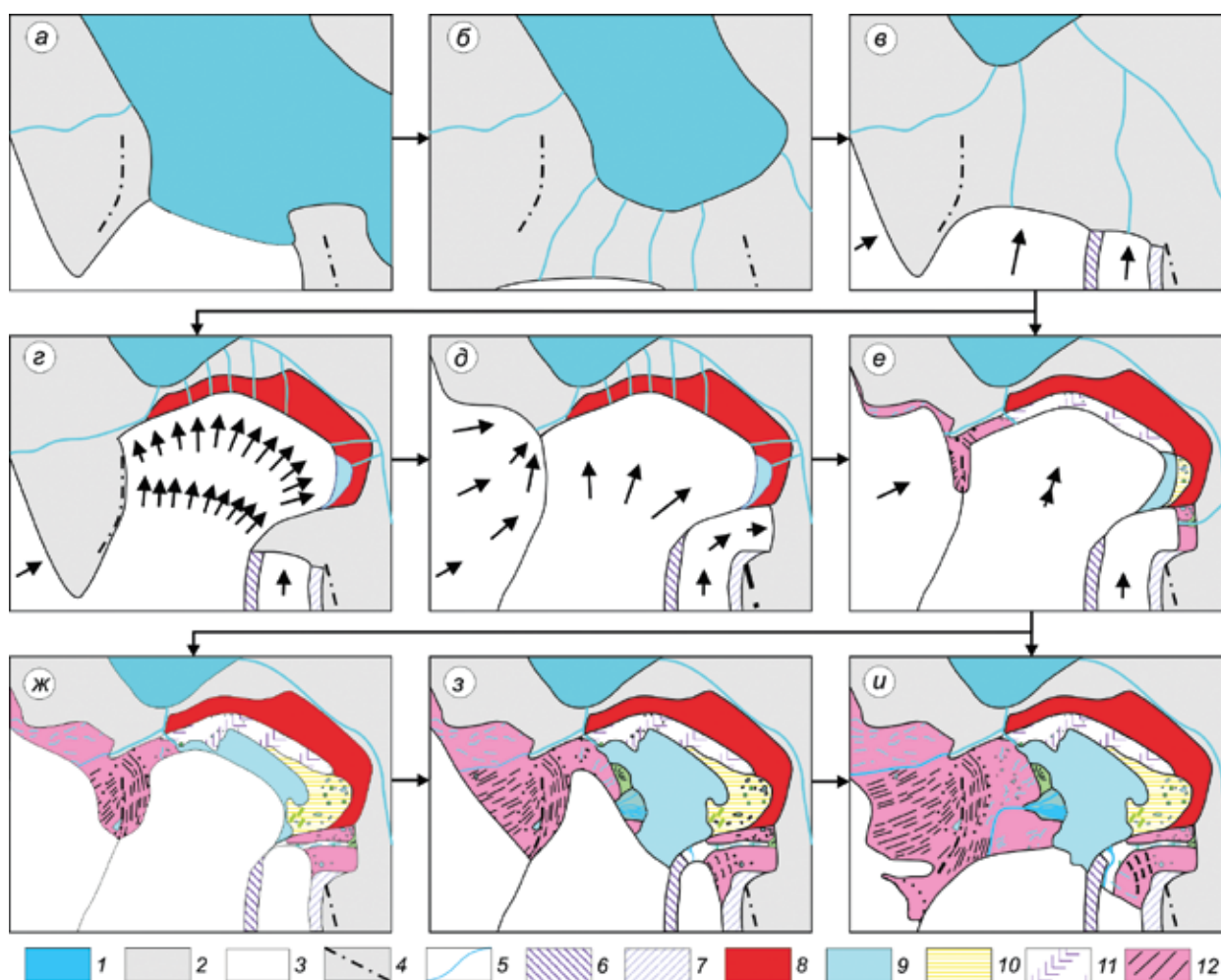


Рис. 3. Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд [22]:

Временные срезы: *a* – до 9500 ^{14}C л.н.; *б* – 9500–2000 ^{14}C л.н.; *в–д* – малый ледниковый период (800–100 л.н.): перед подвижкой (*в*), подвижка (*г*), после подвижки (*д*); *е–и* – XX в.: начало деградации, около 1936 г. (*е*), быстрая деградация 1936–1990 гг. (*ж, з*), современное состояние, около 1990 г. (*и*). 1 – море; 2 – суша; 3 – ледник; 4 – водораздельный хребет; 5 – водотоки и реки; 6 – срединная морена; 7 – боковая морена; 8 – напорная морена; 9 – озёра; 10 – лимногляциальная равнина; 11 – насыпная морена; 12 – область дегляциации (основная и абляционная морена) и ориентировка флютинг-морены в пределах основной морены

Fig. 3. Reconstruction of the Grønffjord glacier dynamics [22]:

The slices of time: *a* – before 9500 ^{14}C BP; *б* – 9500–2000 ^{14}C BP; *в–д* – Little Ice Age (800–100 BP): before the surge (*в*), the surge (*г*), after the surge (*д*); *е–и* – XX century: beginning of deglaciation, about 1936 (*е*), rapid deglaciation of 1936–1990 (*ж, з*), current state, around 1990 (*и*). 1 – sea; 2 – land; 3 – glacier; 4 – watershed range; 5 – streams and rivers; 6 – middle moraine; 7 – lateral moraine; 8 – push moraine; 9 – lakes; 10 – limnoglacial plain; 11 – dump moraine; 12 – the deglaciated area (basal till and ablation moraine) and orientation of the fluting-moraine within the basal till

за весь голоцен. В это время на островах архипелага формируются морские террасы с богатой фауной, содержащие теплолюбивые элементы, которые в настоящее время не обитают в районе Шпицбергена (*Cyprina islandica*, *Mytilus edulis*, *Littorina littorea* и др.) [6, 11, 12]. Сейчас значительная часть поверхности этих террас погребена под ледниками, что указывает на существенно меньшие размеры оледенения архипелага в эпоху

климатического оптимума голоцена. Потепление не привело, вероятно, к полному исчезновению ледников на архипелаге, о чём свидетельствуют довольно крупные валуны в отложениях террас этого времени, принесённые, видимо, айсбергами [6]. Хотя существует и другое мнение, согласно которому некоторые маленькие ледники (например, Линне-бреен) в интервале между 4000 и 5000 лет исчезали совсем [31, 32].

3. 800–100 л.н. (малый ледниковый период; см. рис. 3, в–д). Возраст определяется по наиболее молодым радиоуглеродным датировкам органических остатков из современных морен. Наступание ледников началось не ранее XIII–XIV вв. и достигло своего максимума, вероятно, в XVIII–XIX вв. [6]. Радиоуглеродное датирование органических остатков, заключённых в озёрных отложениях оз. Линне [31] и внутри ледника Лонгйир [33], показывает, что развитие данных ледников началось не позднее 600 л.н. в первом случае и не ранее 1100 л.н. во втором, что в целом не противоречит отнесению начала малого ледникового периода к XIII в. Существование данной стадии бесспорно. Для многих ледников максимальное их продвижение в конце XIX в., совпадающее с положением молодых морен, зафиксировано непосредственно на картах. Однако существуют некоторые разногласия о времени начала наступания ледников, а также о периоде их максимального продвижения [6]. Относительный уровень моря стал близким к современному.

Данный этап делится на три части: перед подвижкой, подвижка, после подвижки ледника. Перед наступанием ледник двигался медленно, формируя прямолинейный отрезок срединной морены между Западным и Восточным Грэнфьордом (см. рис. 3, в). Затем следует резкое ускорение движения (подвижка) ледника Западный Грэнфьорд (образуется котловина выпавания и напорный вал). Ледник достигает своего максимального распространения за весь голоцен (см. рис. 3, г). После подвижки фронт Грэнфьорда становится стационарным (на проксимальном склоне вала формируется насыпная морена; см. рис. 3, д). Данное утверждение основано на теоретических представлениях о том, что по завершении пульсации выдвинувшаяся часть ледникового языка омертвевает и подвергается главным образом ареальной деградации (а не фронтальной). Только спустя некоторое время начинается активная фронтальная деградация языка.

Продолжительность ареальной деградации, когда фронт ледника стационарен, может зависеть от климатических и других локальных условий абляционной зоны, куда выдвигается язык ледника во время подвижки. Так, в высокогорных районах внеполярных областей отмечается значительный перепад абсолютных высот положения фронта ледников в фазу подвижки и фазу стабилизации. У ледников Шпицбергена, фронт

которых в ходе пульсации остаётся на близких абсолютных высотах, что и до подвижки, больше шансов для стационарирования, особенно в конце малого ледникового периода. Однако есть и другая сторона этого вопроса: практически все пульсирующие ледники Шпицбергена, динамика фронта которых хорошо известна, во время своего максимального распространения достигали моря, которое дополнительно способствовало активной фронтальной деградации ледника в результате термоабразии сразу после окончания подвижки. Сведения же о пульсациях, оканчивающихся на суше, очень скудны из-за незаселённости и труднодоступности этих районов для наблюдений, а также редкой повторяемости подвижек.

Непродолжительное стационарирование фронта ледников после завершения пульсации наблюдалось во внеполярных густонаселённых районах на ледниках Иенгутц Хар и Чон Камдан (Каракурм). После остановки ледника Иенгутц Хар его фронт сохранял стационарное положение около 15 лет [34]. Ледник Чон Камдан подпруживал соседнюю долину в ходе каждой своей подвижки в 1839, 1841, 1873, 1884 и 1928–1929 гг., в результате чего сформировалось озеро, которое сохранялось несколько лет, а затем опорожнялось [34], что также косвенно может указывать на стационарное состояние фронта после каждой подвижки.

Пока происходили поверхностное таяние выдвинувшейся части ледника Западный Грэнфьорд и образование насыпной морены, его ледники-соседи с запада и востока продолжали медленное движение, достигая своего максимального распространения. Но их фронты в стационарном положении находятся недолго, поэтому не образуют насыпных морен.

4. С начала XX в. идёт направленная деградация ледников (см. рис. 3, е–и). На ранних стадиях Западный Грэнфьорд отступает очень интенсивно (в среднем 30 м/год). Вероятно, на языке ледника Грэнфьорд сначала образовались проталины, в которых накапливались озёрные осадки, слагающие в настоящее время камы. Затем там, где сейчас можно наблюдать лимногляциальную равнину, появилось маленькое прогляциальное озеро (см. рис. 3, е), которое смещается и расширяется вслед за отступающим фронтом Грэнфьорда, занимая наиболее глубокие части выпаванной котловины (см. рис. 3, ж–з). В озере идёт лавинное осадконакопление (не менее 1 см/год). В настоя-

шее время отступление ледника замедлилось (см. рис. 3, *и*), что связано с окончанием таяния выдвинувшейся во время подвижки части ледника.

Во время дегляциации активно меняются пути и направления стока талых ледниковых вод (перестройка гидросети). Это связано с изменениями топографии (в результате освобождения территории ото льда), а также положения фронта ледника — источника поступления талых вод. Так, судя по топографической карте 1936 г., сток с ледника Восточный Грэнфьорд происходил на восток, в соседнюю долину Грэнфьорддален (см. рис. 3, *е*), сейчас же сток идёт в противоположную сторону, на запад, в оз. Ледовое (см. рис. 3, *и*). Подобная перестройка гидросети наблюдается и в настоящее время в непосредственной близости к краю ледника, но в значительно меньшей степени, так как уже оформились основные каналы стока талых вод. На определённом этапе сток из озера тоже шёл на восток, в долину Грэнфьорддален.

Изменение положения каналов стока талых ледниковых вод связано с миграцией и изменением уровня самого озера, что также было обусловлено изменением топографии местности: по мере отступления ледника освобождалась наиболее глубокая часть котловины выпавивания и воды озера занимали это понижение, приобретая его очертания. В 1936 г. озеро находилось на поверхности льда у восточной оконечности напорного вала. Площадь озера была в несколько раз меньше современной, а абсолютная высота уреза составляла 15 м. К настоящему времени озеро сместилось к западу, стало значительно больше и глубже (сейчас максимальная глубина составляет 26 м), абсолютная высота уреза стала 8 м.

Заключение

В голоценовой истории развития ледника Грэнфьорд выделяют четыре этапа: наступание (до 10 тыс. л.н.); сокращение или полное исчезновение (10–0,8 тыс. л.н.); наступание (800–100 л.н.); деградация (с начала XX в.), что в целом соответствует имеющимся палеогеографическим схемам, построенным по данным малакологического [11] и палинологического анализов [28]. Пространственное расположение форм рельефа в прогляциальной зоне ледника Грэнфьорд даёт возможность предположить, что последняя фаза наступания За-

падного Грэнфьорда носила пульсирующий характер, когда произошло резкое увеличение скорости движения льда. Расстояние от современного края ледника Западный Грэнфьорд до его напорной морены больше, чем расстояние от современного фронта его ледников-соседей (Восточный и Северо-Западный Грэнфьорд) до их максимального распространения. К тому же Западный Грэнфьорд сформировал насыпную морену, что указывает на стационарное положение его фронта на протяжении довольно длительного времени. Напротив, ледники-соседи не имеют конечно-моренных образований. Получается, что ледник Западный Грэнфьорд быстро достиг своего максимального распространения и остался в стационарном положении. В это время ледники-соседи медленно догоняли его и, достигнув максимального положения, почти сразу стали отступать.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274 мол_а.

За оказанную помощь и содействие на разных этапах работы авторы выражают благодарность Г.А. Тарасову (ММБИ КНЦ РАН); В.И. Мысливцу, Ф.А. Романенко, Г.М. Седаевой (МГУ имени М.В. Ломоносова); Б.Г. Покровскому, М.М. Певзнер, Н.Е. Зарецкой, А.Э. Басилян (ГИН РАН); Б.Р. Мавлюдову (ИГ РАН); В.В. Шарину, А.М. Тебенькову (ПМГРЭ, г. Ломоносов); сотрудникам Норвежского полярного института и Университетского центра на Свальбарде (г. Лонгйир, Шпицберген). Существенную помощь в работе оказал академик Г.Г. Матишов.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project No. 16-35-00274 мол_a.

The authors are grateful to G.A. Tarasov (Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS); V.I. Myslivec, F.A. Romanenko, G.M. Sedaeva (Lomonosov Moscow State University); B.G. Pokrovsky, M.M. Pevzner, N.E. Zaretskaya, A.E. Basi-lyan (GIN RAS); B.R. Mavlyudov (IG RAS); V.V. Sharin, A.M. Tebenkov (PMGE, Lomonosov); employees of the Norwegian Polar Institute and the University Centre in Svalbard (Longyearbyen, Spitsbergen) for their support and assistance at various stages of the work. We received also great help from academician G.G. Matishov.

Литература

References

1. Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach // *Annals of Glaciology*. 1999. V. 28. P. 75–82.
2. Evans D.J.A., Rea B.R. Surging glacier landsystem // *Glacial Landsystems* / Ed. D.J.A. Evans. London: Arnold, 2003. P. 259–288.
3. Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behaviour // *Quaternary Science Reviews*. 1995. V. 14. № 5. P. 487–493.
4. Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
5. Мавлюдов Б.Р. О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 4. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.
6. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1975. 276 с.
7. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2006. 482 с.
8. Тарасов Г.А., Кокин О.В. К вопросу изучения потока осадочного вещества в заливе Грэн-фьорд // *Материалы междунар. науч. конф. «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/2008»*. СПб., 2010. С. 84–85.
9. Gripp K., Todtmann E. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen // *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*. 1926. Bd. 37. P. 43–75.
10. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004. 212 p.
11. Feyling-Hanssen R.W. Shoreline displacement in Central Spitsbergen // *Medd. Norsk Polarinst.* 1965. № 93. P. 1–6.
12. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
13. Пуннинг Я.-М.К., Троцкий Л.С. О наступаниях ледников на Шпицбергене в голоцене // *МГИ*. 1977. Вып. 29. С. 211–216.
14. Тарасов Г.А., Кокин О.В., Польшин В.В. К вопросу формирования ледниково-перигляциальных отложений в районе залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 6. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2006. С. 143–151.
15. Тарасов Г.А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Гренфьорд // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 7. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2007. С. 85–92.
16. Тарасов Г.А., Кокин О.В. Время последней подвижки и ход последующей деградации ледника Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Вестн. Южного научного центра РАН*. 2010. Т. 6. № 3. С. 34–38.
17. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: изд. МГУ, 1972. 251 с.
18. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
19. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.
20. Isachsen G. Exploration du Nord-Ouest du Spitzberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco, 1912. 113 p.
1. Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Annals of Glaciology*. 1999, 28: 75–82.
2. Evans D.J.A., Rea B.R. Surging glacier landsystem. In: Evans D.J.A. (Ed.) *Glacial Landsystems*. London: Arnold, 2003: 259–288.
3. Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behavior. *Quaternary Science Reviews*. 1995, 14 (5): 487–493.
4. *Glyaciologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
5. Mavlyudov B.R. About degradation of mountain and valley glaciers of Spitsbergen. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 4. Apatity: KSC RAS, 2004: 207–216. [In Russian].
6. *Oledenenie Shpitsbergena (Sval'barda)*. Glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1975: 276 p. [In Russian].
7. *Oledenenie Severnoy i Central'noy Evrazii v sovremennuyu epokhu*. The glaciation of northern and central Eurasia in the modern era. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 2006: 482 p. [In Russian].
8. Tarasov G.A., Kokin O.V. On the issue of studying the flow of sedimentary material in the Grønfjord Bay. *Materialy mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii «Morskie issledovaniya polyarnykh oblastey Zemli v Mezhdunarodnom polyarnom godu 2007/2008»*. Data of the international scientific conference «Marine study of the polar regions of the Earth in the International Polar Year 2007/2008». 2010: 84–85. [In Russian].
9. Gripp K., Todtmann E. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*. 1926, 37: 43–75.
10. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004: 212 p.
11. Feyling-Hanssen R.W. Shoreline displacement in Central Spitsbergen. *Medd. Norsk Polarinst.* 1965, 93: 1–6.
12. Lavrushin Yu.A. *Chetvertichnye otlozheniya Shpitsbergena*. Quarternary sediments of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1969: 181 p. [In Russian].
13. Punning YA.-M.K., Troitskiy L.S. About the advanced of glaciers on Spitsbergen in the Holocene. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 211–216. [In Russian].
14. Tarasov G.A., Kokin O.V., Pol'shin V.V. To a question of formation glacial-peri glacial sediments near the gulf Grøn-fjord (West Spitsbergen). *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 6. Apatity: KSC RAS, 2006: 143–151. [In Russian].
15. Tarasov G.A., Kokin O.V. New data on age of a push moraine of Grønfjord glacier. *Kompleksnyye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 7. Apatity: KSC RAS, 2007: 85–92. [In Russian].
16. Tarasov G.A., Kokin O.V. The age of the last advance and the evolution of subsequent deglaciation of Grønfjord Glacier (Spitsbergen). *Vestnik of the Yuzhnyi Nauchnyi Tsentr RAN*. Bulletin of South Scientific Center of RAS. 2010, 6 (3): 34–38. [In Russian].
17. Simonov Yu.G. *Regional'nyy geomorfologicheskij analiz*. Regional geomorphological analysis. Moscow: Moscow State University, 1972: 251 p. [In Russian].
18. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
19. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.

21. *Кокин О.В.* Геоморфологическое строение краевой зоны ледника Грэнфьорд (Зап. Шпицберген) // Материалы XXV юбилейной конф. молодых ученых Мурманского морского биологического института (май 2007). Мурманск: изд. ММБИ КНЦ РАН, 2007. С. 117–122.
22. *Кокин О.В.* Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Грэнфьорд и Альдегонда): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2010. 24 с.
23. *Шарин В.В., Кокин О.В., Гусев Е.А., Окунев А.С., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е.* Новые геохронологические данные четвертичных отложений северо-западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2014. Вып. 1. С. 158–167.
24. *Кокин О.В., Тарасов Г.А.* Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 173–177.
25. *Кокин О.В., Тарасов Г.А.* К истории развития ледникового рельефа Западного Шпицбергена в голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 177–179.
26. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.
27. *Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А.* Суспензиты времени последнего позднеледникового на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.
28. *Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К.* Об истории оледенения Шпицбергена в голоцене по данным палеоботанических исследований // МГИ. Хроника. Обсуждения. 1982. Вып. 42. С. 100–106.
29. *Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtlielsen F., Kholmenco L., Korsun S., Ringstad Olsen L., Vorren T.O.* Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 2075–2088.
30. *Forwick M., Vorren T.O.* Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence // The Holocene. 2007. V. 17. № 6. P. 707–716.
31. *Snyder J.A., Werner A., Miller G.H.* Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnévatnet // The Holocene. 2000. V. 10. № 5. P. 555–563.
32. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard // The Holocene. 1997. V. 7. P. 45–57.
33. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeierand J.* Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes // The Holocene. 2005. V. 15. № 3. P. 396–407.
34. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
20. *Isachsen G.* Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco. 1912: 113 p.
21. *Kokin O.V.* Geomorphological structure of a marginal zone of Grönfjord glacier (West Spitsbergen). *Materialy XXV konferentsii molodykh uchenykh Murmanskogo morskogo biologicheskogo instituta*. Data of XXV conference of Murmansk marine biological institute young scientists. Murmansk: MMBI KSC RAS, 2007: 117–122. [In Russian].
22. *Kokin O.V.* *Rel'ef i otlozheniya kraevykh zon lednikov Zapadnogo Shpitsbergena (na primere lednikov Grjonford i Al'degonda)*. Landforms and deposits of glaciers marginal zones of the West Spitsbergen (example of Grönfjord and Aldegonda glaciers). PhD thesis. Moscow State University, 2010: 24 p.
23. *Sharin V.V., Kokin O.V., Gusev E.A., Okunev A.S., Arslanov H.A., Maksimov F.E.* New geochronological data of Quaternary deposits of north-western part of the Nordenskiöld Land (Spitsbergen archipelago). *Vestnik SPbGU. Seriya 7: Geologiya. Geografiya*. Bulletin of the St. Petersburg State University. Series 7: Geology. Geography. 2014, 1: 158–167. [In Russian].
24. *Kokin O.V., Tarasov G.A.* Underwater relief and bed sediments of the proglacial lake Bretjørna (West Spitsbergen). *Priroda shelfa i arkhipelagov Yevropeyskoy Arktiki*. The nature of the European Arctic shelf and archipelagoes. Issue 8. Moscow: GEOS, 2008: 173–177. [In Russian].
25. *Kokin O.V., Tarasov G.A.* To the history of the development of a glacial relief of West Spitsbergen in the Holocene. *Materialy V Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Data of V All-Russian meeting on studying of the Quaternary. Moscow: GEOS, 2007: 177–179. [In Russian].
26. *Lisitsin A.P.* *Lavinnaya sedimentatsiya i pereryvy v osadkonakoplenii*. Avalanche sedimentation and breaks in sedimentation. Moscow: Nauka, 1988: 309 p. [In Russian].
27. *Chistyakova I.A., Lavrushin Yu.A.* Suspensite of the last Late-glacial time in the territory of East European Plain and adjacent shelves: types, features of a structure and sedimentogenesis. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission on studying of the Quaternary Period. Issue 65. Moscow: GEOS, 2004: 36–43. [In Russian].
28. *Surova T.G., Troitckiy L.S., Punning Ja.-M.K.* On the history of Spitsbergen glaciation in the Holocene according to palaeobotanical research. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 42: 100–106. [In Russian].
29. *Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtlielsen F., Kholmenco L., Korsun S., Ringstad Olsen L., Vorren T.O.* Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 2075–2088.
30. *Forwick M., Vorren T.O.* Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *The Holocene*. 2007, 17 (6): 707–716.
31. *Snyder J.A., Werner A., Miller G.H.* Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnévatnet. *The Holocene*. 2000, 10 (5): 555–563.
32. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. 1997, 7: 45–57.
33. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeierand J.* Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene*. 2005, 15 (3): 396–407.
34. *Dolgushin L.D., Osipova G.B.* *Pul'siruyushchie ledniki*. Surging glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 192 p. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 551.322: 620.91

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-253-260

Ледовая энергетика: перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии

© 2017 г. А.В. Сосновский

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

Ice energy: prospects for the use of artificial firn-ice masses to generate electricity

A.V. Sosnovsky

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

Received September 18, 2016

Accepted February 2, 2017

Keywords: artificial firn-ice massifs, ice power plant, ocean thermal energy conversion, thermal gradient, winter irrigation.

Summary

The problem of the fossil fuel depletion can be solved by means of searching, developing and using of alternative energy sources. One of them is the use of thermogradient power plants, which are operating by the temperature difference of the ocean water near the surface and at great depths. But using of these plants is usually limited by technical issues, and energy expenditures on the rise a large volume of water from the ocean depths. These problems can be solved using the natural cold accumulated in the artificial firn-ice massifs on the surface of the Earth. The application of a long jet sprinkler system makes possible for a day to create the firn-ice massifs with a height of over 10 meters. Relatively small number of sprinklers may be sufficient to freeze for the cold period a quantity of the firn-ice masses weighing millions of tons. Daily freezing productivity is approximately 75 tons of ice in recalculation per 1 degree of the air negative temperature. This method provides accumulation of huge reserves of natural cold, which can be stored for a long period of time with the use of thermal insulation. When freezing the firn-ice masses at the air temperature of -15°C , 1 ton of firn requires energy of 0.5 kW·h, which is 190 times less than it is necessary for melting 1 ton of ice. The use of artificial firn-ice masses will accelerate the development and introduction of thermogradient power plants, and not only in the marine areas.

Citation: Sosnovsky A.V. Ice energy: prospects for the use of artificial firn-ice masses to generate electricity. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 253–260. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-253-260.

Поступила 18 сентября 2016 г.

Принята к печати 2 февраля 2017 г.

Ключевые слова: зимнее дождевание, искусственные фирново-ледяные массивы, преобразование тепловой энергии океана, термоградиентные электростанции.

Рассмотрен термоградиентный способ выработки электроэнергии на основе перепада температуры воды на поверхности и в глубине океана, отмечены его недостатки, которые можно устранить с помощью природного холода, аккумулируемого в фирново-ледяных массивах. Дана оценка производительности намораживания и расхода энергии на производство искусственного фирна. Определена эффективность разной теплоизоляции ледяного массива для снижения таяния.

Введение

Одна из проблем современности — антропогенное воздействие на окружающую среду, обусловленное использованием ископаемых видов топлива — нефти, газа и угля. Серьёзной проблемой становится истощение этих энергоресурсов, что сильно скажется уже на ближайших поколениях.

Для решения или снижения её остроты необходимы поиск, разработка и использование альтернативных источников энергии, которые могли бы обеспечить выработку электроэнергии и снизить вред окружающей среде. В работе [1] отмечается, что в мире возрастает значение децентрализованных природосберегающих низкоинтенсивных энергетических технологий и перехода к посте-

пенному, более широкому использованию возобновляемых источников энергии. Среди них особое направление занимают ресурсы акватории Мирового океана: использование вертикальных перепадов температур вод океана, поверхностных волн, морских течений, приливов, океанских ветров, естественных перепадов солёности, ресурсов биомассы водных растений, а также подводных геотермальных источников.

Потенциальная мощность океанских ресурсов с использованием лишь известных технических систем более чем в 2 раза превышает аналогичный суммарный показатель всей современной энергетики. При этом более половины этой величины приходится на вертикальные термоградиенты. В 1980 г. в США был принят специальный закон об использовании тепловой энергии океана — Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC) Act of 1980, United States Code, Title 42, Chapter 99. Закон предусматривает придание плавучим тепловым электростанциям юридического статуса судов под американским флагом, выделение целевых субсидий разработчикам оборудования, а также создание специального федерального фонда для страхования опытных демонстрационных установок. Определена процедура выдачи американских лицензий на размещение термоградиентных установок за границами национальных территориальных вод США. К концу 1980-х годов в условиях временного снижения мировых цен на энергоносители интерес к этим проектам несколько снизился. В последнее время термоградиентные установки вновь включены в действующие программы перспективных НИОКР по водородной энергетике США и ряда других стран. По удельным капитальным затратам (1000–2500 дол./кВт) и стоимости производимой электроэнергии (от 4 центов/кВт·ч) проектные варианты американских термоградиентных электростанций вполне сопоставимы с действующими атомными электростанциями.

Наряду с энергией океана, к практически неисчерпаемой возобновляемой энергии относят солнечную радиацию, энергию ветра, биомассы, геотермальное тепло. В данный список можно добавить и природный холод, запасы которого в приземном слое воздуха можно эффективно аккумулировать в искусственных фирново-ледяных массивах. Это обусловлено тем, что ледяной

материал можно применять не только для экономии электроэнергии в системах кондиционирования воздуха [2], но и для её выработки, используя перепад температуры между тающим льдом и окружающей средой [3]. Идея использования перепада температур в среде для выработки электроэнергии высказана ещё в XIX в. [4, 5]. В настоящее время в мире существует несколько термоградиентных электростанций, использующих разницу температур на поверхности и в глубинах океана, есть и ряд новых крупных проектов [6–8]. Задача настоящей работы — оценить перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для аккумуляции природного холода и выработки электроэнергии.

Термоградиентные электростанции

Использовать вертикальный температурный градиент тропического океана для получения электроэнергии впервые предложил французский учёный Д'Арсонваль в 1881 г. [5]. Его ученик — Жорж Клод в 1930 г. построил первую работающую установку по получению электроэнергии из океана на о. Куба мощностью 22 кВт. В развитие теории и практики систем по получению энергии морского градиента ещё больший вклад внесла Япония. В 1970 г. компания Tokyo Electric Power Company (TEPCO) разработала и построила электростанцию закрытого типа на о. Науру мощностью 100 кВт. Пущенная в строй в 1981 г. электростанция производила около 120 кВт электроэнергии, из которых 90 кВт использовалось для нужд самой станции: $\frac{3}{4}$ выработанной электроэнергии расходовалось главным образом на доставку холодной воды с большой глубины и значительно меньшая часть — на работу других насосов и устройств.

США вплотную занялись исследованиями проектов океанских электростанций в 1974 г., когда на Гавайских островах была основана лаборатория по разработке и тестированию различных способов получения энергии за счёт морского градиента. В 1979 г. недалеко от Гавайских островов начала работу экспериментальная океаническая тепловая электростанция «Мини-ОТЕС» [5]. Принцип действия такой электростанции показан на рис. 1. При температуре поверхности океана 25–27 °С в трубах испари-

теля нагревается и закипает аммиак — рабочее тело. Его пары вращают лопасти турбины генератора и вырабатывают электроэнергию. После этого пары аммиака охлаждаются водой с температурой $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, забранной на глубине около 1 км, и конденсируются; затем аммиак опять поступает в испаритель и цикл повторяется. После запуска и тестирования «Мини-ОТЕС» было создано лишь несколько океанских тепловых электростанций, мощность которых варьировала от 1 до 20 МВт.

Освоение тепловой энергии океана входит в национальные программы США, Франции, Японии, Швеции, Индии. Возможно использование энергии воды океана и в арктических широтах [8]. В последнем случае тепловым источником служит вода, а холодным источником — атмосферный воздух; рабочее тело — незамерзающий фреон или раствор хлористого кальция. При разработке термоградиентных электростанций возникает ряд технических проблем, среди которых: подача воды с больших океанских глубин по трубам; установка и крепление этих труб на дне; устойчивая работа труб в условиях неспокойного океана; расход электроэнергии на подъём значительных объёмов воды с больших глубин. Помимо выработки электроэнергии, такая установка сама потребляет электроэнергию в огромных масштабах для работы электронасосов, которые перекачивают воду с целью охлаждения аммиака.

Все источники возобновляемой энергии имеют те или иные недостатки, к которым необходимо приспосабливаться [1]. Среди главных недостатков существующих термоградиентных электростанций: большие энергетические потери на транспорт воды с глубины, позволяющие установкам работать при разности температур не менее $20\text{ }^{\circ}\text{C}$; сложность подачи воды, ограничивающая объёмы производства; необходимость иметь стартовые энергетические мощности; проблемы, связанные с выделением углекислого газа, растворённого в глубинных слоях океана. Именно из-за этих недостатков выполненные экспериментальные работы по освоению тепловой энергии океана привели к весьма скромным результатам на маломощных установках, работающих с положительным выходом энергии при температурном градиенте не менее $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако главная проблема при работе термоградиентных электростанций заключается в

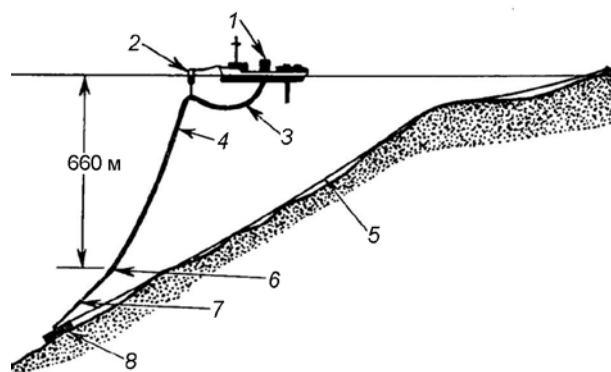


Рис. 1. Экспериментальная американская термоградиентная установка «Мини-ОТЕС». Из работы [6]:

1 — силовые агрегаты, размещённые на переоборудованной транспортной барже ВМС; 2 — поддерживающий буй; 3 — компенсационный прогиб трубопровода из мягкого пластика; 4 — жёсткий полипропиленовый трубопровод подачи холодных вод; 5 — страховочный канат якорной системы; 6 — шарнирный узел крепления трубопровода; 7 — якорный канат; 8 — бетонный якорный блок

Fig. 1. American experimental thermogradient installation «Mini-OTEC», after [6]:

1 — power-generating set placed on a re-equipped Navy transport barge; 2 — supporting buoy; 3 — compensating deflection of the soft plastic pipeline; 4 — inflexible polypropylene pipeline supplying cold water; 5 — insurance cable of the anchoring system; 6 — hinged joint for the pipeline fixing; 7 — anchor cable; 8 — concrete anchor block

холодной воде, которую необходимо поднимать с глубины более 600 м. Если найти источник холода на поверхности Земли, то многие проблемы по разработке и эксплуатации подобных электростанций будут решены.

Источником холода могут быть искусственные фирново-ледяные массивы, намороженные в природных условиях методом факельного льдообразования. В настоящее время этот метод — наиболее эффективен при намораживании больших объёмов ледяного материала. Он реализуется при зимнем дождевании, которое позволяет намораживать миллионы тонн ледяного материала с относительно небольшими энергозатратами [3]. При этом температура тающего льда будет ниже минимальной температуры океанских глубин. Вместо температуры поверхности океана можно использовать температуру атмосферного воздуха с принудительной вентиляцией, а также температуру воды поверхностных водотоков или водоёмов.

Схема работы ледяной термоградиентной электростанции приведена на рис. 2. Отличие

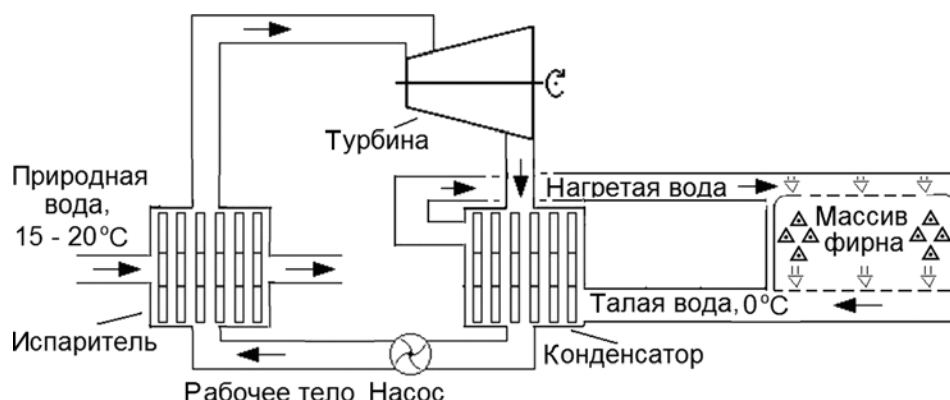


Рис. 2. Схема работы ледовой термоградиентной электростанции

Fig. 2. Operative diagram of an ice thermogradient power plant

ледяной электростанции от океанской состоит в выборе источника охлаждения рабочего тела. Если в океанской термоградиентной электростанции источником охлаждения служит холодная вода с больших глубин, то в ледяной — талая вода из фирново-ледяного массива. Рабочее тело в испарителе нагревается проточной природной водой и испаряется. Газ после испарителя поступает на турбины, где вырабатывается электроэнергия, а затем — в конденсатор, где он превращается в жидкость. Охладителем в конденсаторе выступает талая вода из массива искусственного фирна. После конденсатора нагретая талая вода подается на фирновый массив (разбрызгивается на минимальной высоте над фирном), где она охлаждается и пополняется талой водой. Затем цикл повторяется.

Применение зимнего дождевания для аккумуляции природного холода

Высокопроизводительный метод факельного льдообразования для намораживания искусственных фирново-ледяных массивов разработан в Институте географии РАН в 1980-х годах. Метод заключается в применении зимнего дальнеструйного дождевания для формирования капельного факела путём разбрызгивания воды на большую высоту (15–20 м) современными дальнеструйными дождевальными установками. При падении в морозный воздух с температурой ниже -5°C капли воды полностью или частично замерзают и образуется массив из осколков ледяных оболочек. Незамёрзшая вода фильтру-

ется через пористый ледяной массив и вытекает из зоны намораживания. Количество взвешенной влаги составляет порядка 6–12%. В течение нескольких суток под действием процессов метаморфизма ледяные осколки превращаются в округлые ледяные зёрна диаметром около 1,5 мм и по своим характеристикам идентичны естественному фирну на ледниках.

Отличие метода факельного льдообразования от методов намораживания льда тонкослойным наливом состоит в переносе основного теплообмена с плоскости намораживания в объём капельного факела. Это позволяет значительно увеличить поверхность тепло- и массообмена, эффективно использовать запас холода приземного слоя атмосферы и более чем на порядок повысить интенсивность намораживания. Так, метод тонкослойного налива позволяет получить за сутки слой льда толщиной порядка 0,2 м при температуре воздуха -20°C и скорости ветра 4 м/с, а факельное намораживание даёт возможность создавать за сутки массив искусственного фирна толщиной до 10 м при плотности 500–600 кг/м³, что по запасу холода (теплоте плавления полученного ледяного материала) больше в 30 раз. В зависимости от технологии применения зимнего дождевания можно в несколько раз повысить производительность намораживания и монолитного льда плотностью 800–900 кг/м³. Метод сразу стал использоваться при строительстве ледовых переправ и автозимников и вошёл в ведомственные нормы. Были разработаны теоретические и практические аспекты метода зимнего дождевания [9], некоторые из них защищены авторскими свидетельствами и патен-

тами. Его можно эффективно применять при решении экологических проблем [3].

Производительность намораживания искусственного фирна

Для зимнего дождевания применяют как серийные дождевальные установки ДДН-70 (дождеватель дальнеструйный навесной с дальностью полёта струи 70 м и расходом воды 65 л/с при насадке $d = 55$ мм), так и специально разработанные, в том числе на базе ДДН-70, установки для зимнего дождевания серии «Град». Экспериментальные и теоретические исследования позволили установить следующую зависимость для расчёта доли льда p , образующегося при факельном льдообразовании с дождевальной установкой ДДН-70, имеющей насадку $d = 55$ мм:

$$p = 0,01(3 + 1,2|T_{\text{вз}} - T_0|)(0,0875 + 0,026v), \text{ доли ед.}, \quad (1)$$

где $T_{\text{вз}}$ — температура атмосферного воздуха, °С; T_0 — температура замерзания воды, °С; v — скорость ветра, м/с.

Факельное льдообразование применяется при температуре атмосферного воздуха ниже -5 °С, так как при более высоких температурах льдообразование происходит в основном на намораживаемой поверхности с образованием ледяной шуги из переохлаждённых в воздухе капель воды. При небольших отрицательных температурах воздуха используются насадки меньшего диаметра, при которых растёт давле-

ние на выходе и за счёт уменьшения среднего размера капель повышается доля льда в капельном факеле, хотя при этом и снижается расход воды. При безветренной погоде дождевальная установка работает по сектору или по кругу с угловой скоростью 0,2 об/мин. Это приблизительно соответствует скорости ветра 5 м/с, при которой скорость вентиляции факела составляет около 1 м/с [10]. Из формулы (1) при скорости ветра 5 м/с получим зависимость для расчёта суточного объёма намораживания искусственных фирново-ледяных массивов:

$$Q = 0,01G(3 - 1,2T_{\text{вз}}), \text{ т}, \quad (2)$$

где $G = 5616$ м³/сут. — расход воды дождевальной установкой.

После падения замерзающих капель на поверхность земли продолжается промерзание незамёрзшей взвешенной воды за счёт теплообмена с воздухом, хотя интенсивность намораживания на горизонтальной поверхности падает из-за относительно небольшой поверхности теплообмена. Формула (2) не учитывает теплообмен поверхности фирново-ледяного массива с воздухом, поэтому расчёты по этой формуле занижают объём намораживания ледяного материала. Основной параметр, определяющий производительность намораживания искусственных фирново-ледяных массивов (кроме технических характеристик дождевальной установки), — температура воздуха. На рис. 3 представлен массив искусственного фирна максимальной высотой 6,7 м, намороженный при температуре атмо-



Рис. 3. Массив искусственного фирна высотой 6,7 м, намороженный за 19 часов непрерывной работы дождевателя ДДН-70 при температуре воздуха -17 °С

Fig. 3. A massif of artificial firn in 6.7 m height, having been frozen for 19 hours of continuous work of the Sprinkler DTT-70 at the air temperature of -17 °С

сферного воздуха -17°C за 19 часов непрерывной работы дождевальной установки ДДН-70. Расчёты показали, что при работе одной дождевальной установки ДДН-70 [11] производительность намораживания льда в холодный период изменяется от 10–20 тыс. т в южных регионах России до 500 тыс. т в наиболее холодных.

Защита массивов искусственного фирна от естественного таяния

Многометровые массивы искусственного фирна нуждаются в защите от естественного таяния в период с положительными температурами воздуха. Оценки показывают, что в юго-западных районах России интенсивность таяния в апреле составляет 2,7 см воды за сутки [12]. В мае такая интенсивность таяния соответствует 65° с.ш. на Европейской территории России и 62° с.ш. в Западной Сибири, где в это время может растаять до 1,6 м искусственного фирна. В июне интенсивность таяния на 60-й параллели на ЕТР и в Западной Сибири составляет порядка 13,3 см воды за сутки (8 м фирна за месяц), а на 67° с.ш. вдвое ниже – 6,7 см воды за сутки; в июле на $60\text{--}67^{\circ}$ с.ш. интенсивность таяния – 16–17 см воды за сутки (10 м фирна); в августе на этих широтах – 8–11 см воды за сутки (6 м фирна), а в сентябре в Западной Сибири – 2–3 см воды за сутки (1,5 м фирна); в октябре на этих широтах уже возможно намораживание льда.

Для сохранения искусственных фирново-ледяных массивов на весь период с положительными температурами воздуха требуется применение теплоизоляции. Чтобы оценить эффективность и толщину слоя теплоизоляции, рассмотрим теплообмен между атмосферой и слоем теплоизоляции. Его величину можно определить по формуле

$$q_{\text{и}} = \alpha(T_{\text{вз}} - T_{\text{и}}),$$

где $q_{\text{и}}$ – тепловой поток; α – коэффициент теплоотдачи; $T_{\text{вз}}$ и $T_{\text{и}}$ – соответственно температура воздуха и поверхности слоя теплоизоляции.

Сравнивая теплоток по этой формуле с теплотокотом через слой теплоизоляции, задаваемый при квазистационарном распределении температуры формулой

$$q_{\text{и}} = \lambda_{\text{и}}(T_{\text{и}} - T_0)/h_{\text{и}},$$

и исключая величину $T_{\text{и}}$, получим тепловой поток через слой теплоизоляции:

$$q_{\text{и}} = \alpha(T_{\text{вз}} - T_0)/(1 + \alpha R_{\text{и}}),$$

где $R_{\text{и}} = h_{\text{и}}/\lambda_{\text{и}}$ – термическое сопротивление слоя теплоизоляции; $h_{\text{и}}$ – толщина слоя теплоизоляции; $\lambda_{\text{и}}$ – коэффициент теплопроводности слоя теплоизоляции; $T_0 = 0^{\circ}\text{C}$ – температура плавления льда.

Тогда снижение интенсивности таяния искусственного фирна под слоем тепловой изоляции определяется отношением

$$q_{\text{и}}/q_0 = (1 + \alpha R_{\text{и}})^{-1},$$

где $q_0 = \alpha(T_{\text{вз}} - T_0)$ – поток тепла в случае отсутствия слоя теплоизоляции при $R_{\text{и}} = 0 \text{ м}^2/(\text{Вт}\cdot\text{К})$.

Для оценок можно принять эффективный коэффициент теплоотдачи по следующей формуле [13]: $\alpha = 10,7 + 7,7v$, $\text{Вт}/(\text{м}^2\cdot\text{К})$, где v – скорость ветра, м/с. Если принять за слой теплоизоляции супесь влажностью 25% с коэффициентом теплопроводности $1,6 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, то при $v = 2 \text{ м}/\text{с}$ получим $k = 1/(1 + 15h_{\text{и}})$. Приблизительно такая же зависимость получается по полуэмпирической формуле снижения скорости таяния ледника под слоем грунтовой морены толщиной $h_{\text{гр}}$, м [12]: $A_h/A_0 = 1,3/(20h_{\text{гр}} + 1)$, где A_h , A_0 – соответственно скорость абляции при наличии морены и её отсутствии. Отличие отношения $q_{\text{и}}/q_0$ и A_h/A_0 составляет 8% при $h_{\text{гр}} = 0,1 \text{ м}$ и 2–4% при $h_{\text{гр}} = 0,2\text{--}0,3 \text{ м}$.

К одному из эффективных теплоизоляционных материалов относится поролон. Его коэффициент теплопроводности не превышает $0,04 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Для слоя поролоната толщиной $0,1 \text{ м}$ при скорости ветра $2 \text{ м}/\text{с}$ получим снижение интенсивности таяния в 65 раз. В районах Западной Сибири на 65° с.ш. таяние за период с положительными температурами воздуха составит порядка 22 м искусственного фирна плотностью $500 \text{ кг}/\text{м}^3$ [11]. При теплоизоляции слоем поролоната толщиной 10 см растает порядка 35 см искусственного фирна, что при высоте массива 10 м не превышает 4% его массы. Дождевальные дальнеструйные установки приспособлены для внесения в дождевальную струю различных добавок, в качестве которых на конечной стадии намораживания можно использовать измель-

чёрный теплоизолятор. В процессе таяния он будет аккумулироваться на поверхности фирново-ледяного массива, бронировать его и создавать слой теплоизоляции.

Эффективность применения искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии

При применении зимнего дождевания могут использоваться как стационарные дождевальные установки, работающие от электрической сети, так и передвижные насосные станции или дождеватели, агрегированные с трактором. В последнем случае при формировании искусственного фирна расход дизельного топлива на получение 1 т фирна зависит от температуры воздуха. Эксперименты показали, что за 19 часов работы дождевальной установки ДДН-70 было израсходовано 200 л дизельного топлива и при температуре воздуха -17°C был сформирован искусственный фирново-ледяной массив массой 1500 т (см. рис. 3). Таким образом, на получение 1 т фирна расходуется 0,13 л дизельного топлива при плотности 840 кг/м^3 или 0,16 кг условного топлива (топливо с теплотой сгорания 7000 ккал/кг), что в пересчёте составит 0,46 кВт·ч. При температуре воздуха -10°C производительность намораживания снижается и для получения 1 т фирна потребуется 0,28 кг условного топлива. Для плавления 1 т воды необходимо 334 МДж, что соответствует 94 кВт·ч, тогда как для замерзания 1 т воды при зимнем дождевании и температуре воздуха -17°C требуется в 200 раз меньше энергии.

Коэффициент полезного действия (КПД) термоградиентной электростанции с использованием искусственного фирна рассчитывается по формуле КПД цикла Карно [7]: $\text{КПД} = 100 (T - T_0)/T$, где T – максимальная температура воды или воздуха, К; $T_0 = 273\text{ К}$ – температура плавления льда; при $T = 288 (293)\text{ К}$ получим $\text{КПД} = 5(7)\%$. В действительности, КПД станции будет несколько меньше, так как часть энергии будет затрачена на работу насосов для прокачки рабочего тела и воды. Массив искусственного фирна толщиной 10 м на площади 2 га (масса 10^5 т) намораживается одной дождевальной установкой

за холодный период при сумме отрицательных градусо-суток -1300°C . При КПД фирново-ледяной термоградиентной электростанции 5% получим выработку электроэнергии около 500 тыс. кВт·ч. При этом затраты энергии на получение такой массы льда при зимнем дождевании составят порядка 46(81) тыс. кВт·ч при температуре воздуха $-17(-10)^{\circ}\text{C}$. Получать электроэнергию зимой можно по тому же принципу – за счёт перепада температур между водой и воздухом, например, используя принцип тепловых труб. Поэтому обычный водоём может служить источником получения электрической энергии как в летний, так и зимний период. В весенний и осенний периоды целесообразна консервация ледяного массива ввиду небольшого перепада температур между льдом и воздухом. Применение искусственных фирново-ледяных массивов в системе термоградиентных электростанций позволит снизить капитальные затраты на 1–2 порядка и значительно уменьшить текущие расходы электроэнергии при работе таких станций.

Заключение

Высокопроизводительный метод факельного льдообразования позволяет создавать фирново-ледяные массивы высотой более 10 м и массой в миллионы тонн при работе небольшого числа дождевальных установок в холодный период. Это даёт возможность аккумулировать огромные запасы природного холода, которые можно сохранять длительное время с помощью теплоизоляции. Анализ недостатков термоградиентных электростанций, связанных с техническими проблемами и энергетическими тратами на подъём большого объёма воды с океанских глубин, показывает, что их можно избежать, используя природный холод, аккумулированный в искусственных фирново-ледяных массивах на поверхности земли. Применение искусственных фирново-ледяных массивов ускорит развитие и внедрение термоградиентных электростанций, не привязываясь к морским акваториям, тем более что необходимы акватории с большими глубинами. Ледяные термоградиентные электростанции можно размещать вблизи от потребителя электроэнергии.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке научных проектов Института географии РАН: Направление 79. № 01201352477.

Acknowledgments. The work was supported by the scientific projects of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences: Theme 79. № 01201352477.

Литература

1. Корнеев А.В. Энергетический баланс будущего: борьба за зоны океанических термоградиентов / Науч. докл. на русск. языке, объём 0,4 а.л. Представлен на Международном форуме «Энергетика будущего», Институт комплексных исследований в энергетике, Москва, 16–18 ноября 2010 г. <http://www.myshared.ru/slide/398563/>
2. Сосновский А.В. Искусственный фирн и системы кондиционирования воздуха // Сантехника. Отопление. Кондиционирование. 2014. № 12 (156). С. 78–81.
3. Сосновский А.В., Ходаков В.Г. Искусственное льдообразование в природных условиях для решения экологических проблем // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 3–6.
4. Крыжановский Р.А. Ресурс будущего: Морская вода. Эффективность освоения. М.: Мысль, 1985. 174 с.
5. Смирнов Н.П. Геоэкология. СПб.: изд. Российского гос. гидромет. ун-та, 2006. 307 с.
6. Корнеев А.В. По разные стороны океана: США – Япония: борьба за природные ресурсы Тихого океана. М.: Мысль, 1985. 130 с.
7. Электронный ресурс: <http://www.exergy.se/ftp/cng97ot.pdf>
8. Электронный ресурс: <http://nnhpe.spbstu.ru/preobrazovanie-teplovoy-energii-okeana/>
9. Сосновский А.В. Искусственные фирново-ледяные массивы и перспективы их использования для защиты водных ресурсов от загрязнения // Лёд и Снег. 2011. № 2 (114). С. 135–142.
10. Сосновский А.В. Влияние скорости ветра на процесс льдообразования в факеле искусственного дождя // МГИ. 1986. Вып. 55. С. 225–230.
11. Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Физико-географические закономерности формирования искусственных фирново-ледяных массивов // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 113–120.
12. Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 196 с.
13. Кудряшов Н.Т. Экспериментальное исследование тонкослойного намораживания льда // Холодильная техника. 1959. № 3. С. 4–10.

References

1. Korneev A.V. *Energeticheskiy balans budushchego: bor'ba za zony okeanicheskikh termogradientov*. The energy balance of the future: the struggle for oceanic areas of thermo-gradients. International Forum «Energy of the Future». Institute of Integrated Research in Energy, Moscow, 16–18 November 2010. [In Russian]. <http://www.myshared.ru/slide/398563/>
2. Sosnovskiy A.V. Artificial firm and systems air conditioning. *Santekhnika Otoplenie. Konditsionirovanie*. Plumbing. Heating. Air Conditioning. 2014, 12 (156): 78–81. [In Russian].
3. Sosnovskiy A.V., Khodakov V.G. Artificial ice formation in natural conditions for the solution of environmental problems. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1995, 79: 3–6. [In Russian].
4. Kryzhanovskiy R.A. *Resurs budushchego. Morskaya voda. Effektivnost' osvoeniya*. The resource of the future. Sea water. The effectiveness of development. Moscow: Mysl', 1985: 174 p. [In Russian].
5. Smirnov N.P. *Geoekologiya. Uchebnoe posobie*. Geoecology. Tutorial. Sankt-Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2006: 307 p. [In Russian].
6. Korneev A.V. *Po raznye storony okeana: S.S.H.A. – Yaponiya: bor'ba za prirodnye resursy Tikhogo okeana*. On opposite sides of the ocean: the USA – Japan: the struggle for natural resources of the Pacific Ocean. Moscow: Mysl', 1985: 130 p. [In Russian].
7. <http://www.exergy.se/ftp/cng97ot.pdf>
8. <http://nnhpe.spbstu.ru/preobrazovanie-teplovoy-energii-okeana/>
9. Sosnovskiy A.V. Artificial firm-ice masses and the prospects for their use to protect water resources from pollution. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 2 (114): 135–142. [In Russian].
10. Sosnovskiy A.V. Effect of wind speed on the process of ice formation in the area of artificial rain. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 55: 225–230. [In Russian].
11. Sosnovskiy A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V. Physical-geographical aspects of formation of artificial firm-ice masses. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 113–120. [In Russian]
12. Khodakov V.G. *Vodno-ledovyy balans rayonov sovremenogo i drevnego oledeneniya SSSR*. Water and ice balance of the areas of modern and ancient glaciation of the USSR. Moscow: Nauka, 1978: 196 p. [In Russian].
13. Kudryashov N.T. Experimental study of thin layer of the ice freezing. *Kholodil'naya tekhnika*. Cooling technology. 1959, 3: 4–10. [In Russian].

О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау

© 2017 г. А.Р. Медеу¹, Т.Г. Токмагамбетов¹, А.Л. Кокарев^{1*}, Л.А. Ерисковская¹,
Т.Л. Киренская¹, П.А. Плеханов², Н.С. Плеханова²

¹Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы, Казахстан;

²Главное управление «Казселезащита» Комитета по чрезвычайным ситуациям Министерства внутренних дел Республики Казахстан, Алматы, Казахстан

*kokarev60@mail.ru

Effects of glaciological and hydro-meteorological conditions on the glacial danger in Zailiyskiy Alatau

A.R. Medeu¹, T.G. Tokmagambetov¹, A.L. Kokarev^{1*}, L.A. Yeriskovskaya¹,
T.L. Kirenskaya¹, P.A. Plekhanov², N.S. Plekhanova²

¹Institute of Geography, Ministry of Education and Sciences of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan; ²State Agency «Kazselezashchita», Committee Emergency Situations of Ministry of Internal Affairs of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan

*kokarev60@mail.ru

Received May 14, 2016

Accepted January 12, 2017

Keywords: *climatic conditions, degradation of glaciation, glacial lakes, hazard of glacial lake outburst, mudflow activity.*

Summary

A need to estimate a hazard of a mudflow stream appearance in the glacial-nival zone of the Northern slope of Zailiyskiy Alatau (Kazakhstan) is now one of the really urgent problems. The objective of this study was to investigate influence of glacial and hydrometeorological factors on the condition of snow-glacial zone of Zailiyskiy Alatau and find out a mudflow-forming role of the mudflow centers arising due to climate warming and degradation of glaciation: periglacial lakes, intramontaine channels and reservoirs, and also talik massifs of morainic deposits. We analyzed glacial processes in the Zailiyskiy Alatau over a long period using meteorological data of the Almaty weather station and its close correlations with data from weather stations in the mountains. The area of glaciations was found out to be reduced after the maximum of the Little Ice Age. A combined diagram of occurrence of the mudflow manifestations and factors causing them had been constructed on the basis of statistical data on the landslide phenomena. Glacial mudflows were the most frequent in 1960–1990, and later on activity of them became weaker. We believe, that in the next 10–20 years, the glacial mudflow hazard in Zailiyskiy Alatau can sharply decrease, but at the same time, a probability of occurrence of the rainfall mudflows can increase in the mountainous zone of the ridge due the increase of areas with melted moraine and slope deposits.

Citation: Medeu A.R., Tokmagambetov T.G., Kokarev A.L., Yeriskovskaya L.A., Kirenskaya T.L., Plekhanov P.A., Plekhanova N.S. Effects of glaciological and hydro-meteorological conditions on the glacial danger in Zailiyskiy Alatau. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 261–268. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-261-268.

Поступила 14 мая 2016 г.

Принята к печати 12 января 2017 г.

Ключевые слова: *деградация оледенения, климатические условия, ледниковые озёра, опасность прорыва озера, селевая активность.*

Для территории северного склона хр. Заилийский Алатау (Тянь-Шань) по натурным данным за 100-летний период исследованы изменения климата, характер деградации оледенения и динамика возникновения опасных гляциогидрологических явлений. Указанные явления опосредованно связаны с изменением климата и представляют собой следствие развития моренно-ледниковых комплексов до их опасного состояния при деградации оледенения. Такое состояние моренно-ледниковых комплексов было характерно для периода деградации оледенения в 1960–2000 гг., когда оно сократилось на 55–80% после максимума малого ледникового периода. В настоящее время опасность гляциальной зоны Заилийского Алатау находится на спаде.

Введение и постановка проблемы

Заилийский Алатау (Иле Алатау) — один из северных хребтов Тянь-Шаня, он простирается в форме дуги по 43° с.ш. в пределах 75–78° в.д.

на протяжении почти 280 км. Главный водораздел хребта на всём протяжении достигает высот 4000 м над ур. моря и более; здесь развито горное оледенение, которое в настоящее время деградирует. В 1960–90-х годах на северном склоне

хр. Заилийский Алатау неоднократно возникали мощные гляциальные сели, которые вызывали существенный материальный ущерб и даже приводили к жертвам местного населения [1, 2]. После почти 20-летнего относительного «затишья» в Заилийском Алатау из-за прорывов приледниковых озёр прошли два крупных гляциальных селя: 17 июля 2014 г. на р. Средний Талгар и 23 июля 2015 г. на р. Карагалинка. Последний вызвал разрушения на окраине г. Алматы и занёс полуметровым слоем грязи многие улицы и дворы города. Потребовалась даже эвакуация населения. Общий ущерб от этого селя с учётом стоимости работ по ликвидации его последствий составил не менее 50 млн долларов.

В связи с прохождением мощных гляциальных селей остро встал вопрос о реальной оценке селевой опасности нивально-гляциальной зоны северного склона Заилийского Алатау, в предгорьях которого расположены десятки населённых пунктов и крупнейший город страны — Алматы с общим числом жителей до 2,5 млн человек. Цель настоящей работы — исследовать влияние климатических и гидрометеорологических факторов на уровень гляциогидрологической опасности снежно-ледниковой зоны Заилийского Алатау.

Изменения климата

Климат района исследований — континентальный, умеренно тёплый. Средняя температура в предгорной зоне в январе $-8 \div +9$ °С, в июле 22–23 °С. Годовая сумма осадков составляет 600–650 мм (в высокогорье до 1000 мм и

более). Температурный режим и режим выпадения осадков имеют ярко выраженную высотную зональность [3]. Современное изменение климата чётко прослеживается в районе исследований. В предгорьях Заилийского Алатау расположена одна из самых долгопериодных метеорологических станций (ГМС) в Казахстане — ГМС Алматы (840 м над ур. моря; все высоты в статье даны над ур. моря), работающая с 1880 г. По данным этой станции, с 1913 г. по настоящее время зафиксирован рост температуры воздуха приблизительно на 2 °С и величины выпадающих атмосферных осадков более чем на 100 мм [4] (рис. 1).

Репрезентативность данных наблюдений на ГМС Алматы по отношению к климатическим условиям снежно-ледниковой зоны Заилийского Алатау оценена на основе совместного анализа её данных и данных по ГМС Мынжилки (3036 м, РГП «Казгидромет») и ГМС Туйыксу 1 (3440 м, Институт географии МОН РК) за совместный период наблюдений 1973–2014 гг. (рис. 2). Анализ совмещённых графиков на этом рисунке позволяет сделать некоторые выводы.

Во-первых, рост температуры воздуха по десятилетиям отмечается на всех пунктах наблюдений: на ГМС Мынжилки и Туйыксу — со скоростью 0,24–0,27 °С, на ГМС Алматы — 0,47 °С. Более интенсивное повышение температуры воздуха на ГМС Алматы может быть связано с антропогенным влиянием крупного города [5] на температурный режим в предгорьях, с одной стороны, и охлаждающим воздействием на этот режим в снежно-ледниковой зоне, с другой, или совместным одновременным воздействием обоих указанных факторов. Несмотря на это,

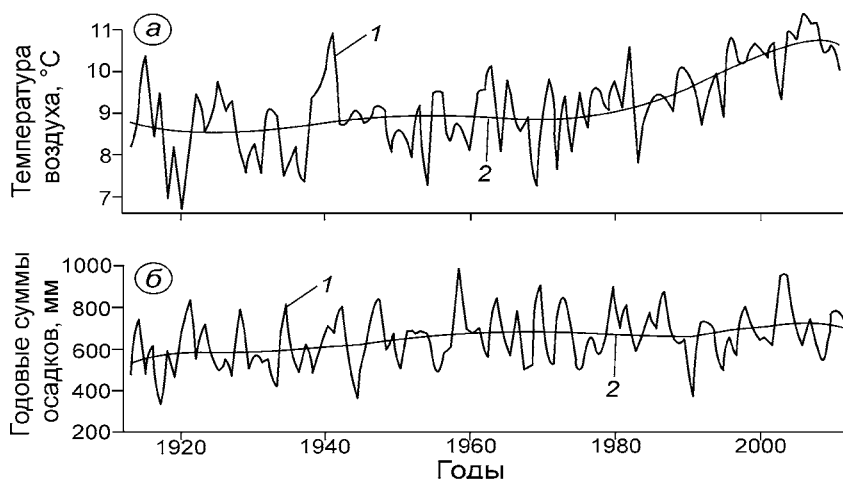


Рис. 1. Ход температуры воздуха (а) и величины годовой суммы осадков (б) по ГМС Алматы [4]:

1 — ежегодные значения; 2 — полином шестой степени

Fig. 1. Course of air temperature (а), and values of annual sum of precipitation (б), according to the meteorological station Almaty [4]:

1 — annual values; 2 — polynomial of sixth degree

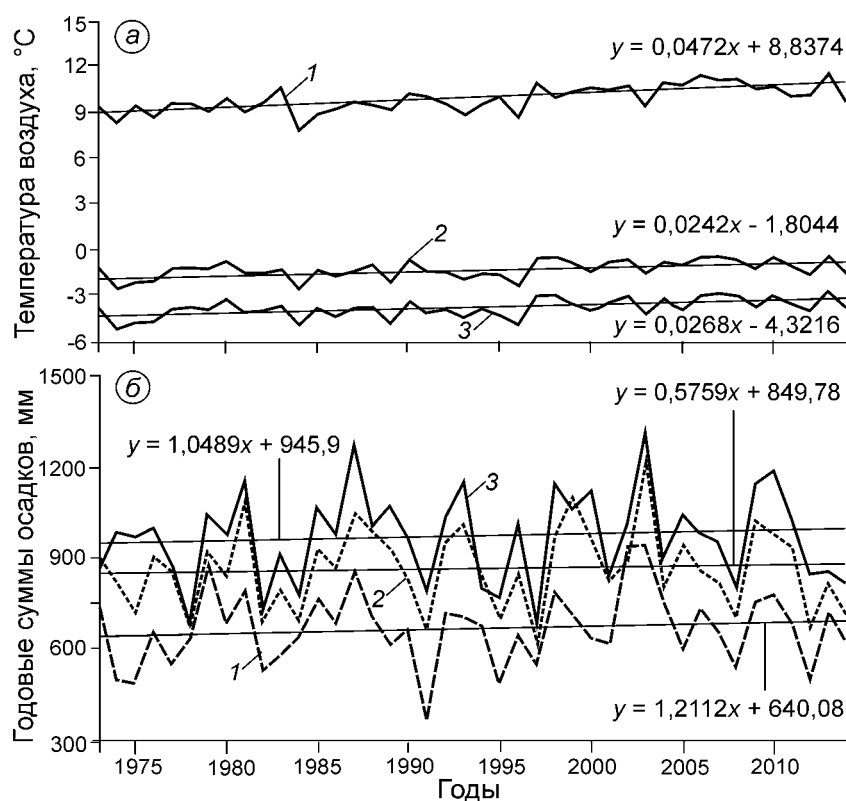


Рис. 2. Ход среднегодовой температуры воздуха (а) и величины годовых сумм осадков (б) по ГМС:

1 – Алматы; 2 – Мынжилки; 3 – Туйыксу

Fig. 2. Average annual air temperature (a) and annual sums of precipitation (b) by meteorological stations:

1 – Almaty; 2 – Mynzhilki; 3 – Tuysuksu

сохраняется чёткая синхронность многолетних колебаний температур воздуха по всем пунктам наблюдений, что объясняется пространственной близостью станций и расположением их на одном географическом меридиане.

Во-вторых, для всех ГМС характерен единый положительный тренд атмосферных осадков, а имеющиеся различия невелики и находятся в пределах точности их измерения и расчётов. Поэтому есть все основания полагать, что анализ зависимых от изменений климата гляциальных процессов в Заилийском Алатау даже для длительного периода можно объективно проводить на основе метеоданных по ГМС Алматы.

Механизмы возникновения опасных гляциогидрологических явлений

Ранее выполненные в Институте географии натурные исследования [6, 7] позволили установить, что опасные гляциогидрологические процессы (паводки, сели, оползни оттаявших моренных масс) не являются прямым следствием воздействия благоприятных гидрометеорологических условий или длительной «жаркой» погоды,

поскольку даже при идеальном сочетании гляциологических и гидрометеорологических параметров расходы талого ледникового стока никогда не превышают критических значений, способных вызвать процессы селеобразования в высокогорье. Непосредственными наблюдениями за ледниковым стоком у концов многих ледников с использованием самописцев уровня воды установлено, что максимальные мгновенные модули стока не превышали $1,0\text{--}1,2 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, а среднесуточные – $0,5 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ [6–8]. При подобных модулях стока даже самые крупные ледниковые бассейны не формируют в основных руслах паводки, способные вызвать процессы селеобразования практически при любом профиле рек. Также выявлено, что все зарегистрированные гляциальные сели возникали при импульсном режиме (пульсации стока, оползневые сходы) гляциальных селевых очагов, к которым относятся приледниковые озёра, таликовые массивы и внутриморенные каналы стока и ёмкости.

Гляциальные сели – это результат воздействия двух основных групп факторов: постоянно действующих и медленно изменяющихся, а также временно действующих и быстро изменяющихся. К первым отнесены климат и состояние

Таблица 1. Внутригодовое распределение гляциальных селей на северном склоне Заилийского Алатау в 1910–2014 гг.

Месяц	Декада			Итого/%
	I	II	III	
Апрель	0	0	1	1/0,7
Май	2	0	2	4/2,8
Июнь	4	6	7	17/12,1
Июль	15	31	24	70/49,7
Август	23	21	3	47/33,3
Сентябрь	2	0	0	2/1,4
Всего				141/100

условий подстилающей поверхности, ко вторым — текущие гидрометеорологические условия и случайные процессы: подвижки и обвалы ледников, оползни грунта, обрушения и закупорки внутриморенных каналов стока, землетрясения, антропогенные воздействия и др. [9]. При этом постоянно действующие факторы определяют возможность возникновения и развития гляциальных селевых очагов до критических состояний или же, напротив, их деградацию на различных временных этапах их существования. Временно действующие факторы вызывают непосредственные коллапсы селевых очагов.

Зависимость гляциальных селей в Заилийском Алатау от гидрометеорологических условий подтверждается сезонностью их проявления. Согласно данным табл. 1, на летний период приходится 95% опасных гляциогидрологических явлений (селей), в том числе на июнь — 12%, июль — 50% и август — 33%. В июле и августе, когда температуры воздуха в высокогорной зоне максимальны, здесь отмечаются самые мощные гляциальные сели.

Зависимость опасных гляциогидрологических явлений от гляциоклиматических факторов

Не вызывает сомнений, что современные проявления гляциальных селей в Заилийском Алатау обусловлены потеплением климата. Такое заключение подтверждают данные о возникновении и развитии приледниковых озёр — очевидного признака опасного состояния моренно-ледниковых комплексов. Б.С. Степанов с соавторами на основе изучения слоёв селевых и лёссовых отложений в Аксайском, Талгарском и

Узункаргалинском карьерах, расположенных на конусах выноса предгорной равнины Заилийского Алатау, а также естественных четвертичных обнажений в вершинах этих конусов пришли к выводу, что в фазах наступания ледников (рисское, вюрмское, малый ледниковый период) селевая деятельность и наличие в данном регионе прорывоопасных озёр не отмечались [10, 11]. Поэтому мы считаем, что современные гляциальные сели — это следствие потепления климата за последние сто лет с небольшим. Каков был режим опасных гляциогидрологических процессов в Заилийском Алатау до этого, остаётся только предполагать, так как данные прямых наблюдений отсутствуют.

Быстрое сокращение ледников Заилийского Алатау за последние 60–70 лет и неблагоприятные прогнозы, согласно которым оледенение уже в течение текущего столетия может сократиться в разы относительно современного или исчезнуть совсем, стали причиной пристального внимания к проблемам климатообусловленных изменений горной криосферы [12]. На северном склоне Заилийского Алатау в 2008 г. зарегистрирован 441 ледник с общей площадью открытой части 171,96 км², объёмом льда 6,898 км³, площадью морен 91,63 км² и объёмом погребённого льда 1,721 км³ [13]. Для сравнения, в Каталоге [14] по состоянию на 1955 г. зафиксировано 307 ледников с общей площадью открытой части 271,2 км² (по уточненным данным Е.Н. Вилесова [15] 287,3 км²) и объёмом льда 11,540 км³. На рис. 3, а по данным каталогизации ледников [13] показана динамика изменения площади открытой части ледников за 1955, 1974, 1978, 1990 и 2008 гг. Приведённая зависимость достаточно надёжно аппроксимируется прямой линией. За 53 года оледенение северного склона Заилийского Алатау уменьшилось на 116,65 км² (41%), площадь ледников сокращалась по 2,20 км² (0,8%) в год [13].

Изменение оледенения Заилийского Алатау с максимума малого ледникового периода до 1955 г. оценивается по изменению площади морен (стадии фернау и современные) и реконструкции оледенения для максимума малого ледникового периода. Такие исследования охватывают лишь некоторые ледниковые бассейны центральной части хребта [12, 16–18], поэтому они ориентировочны (см. рис. 3, б).

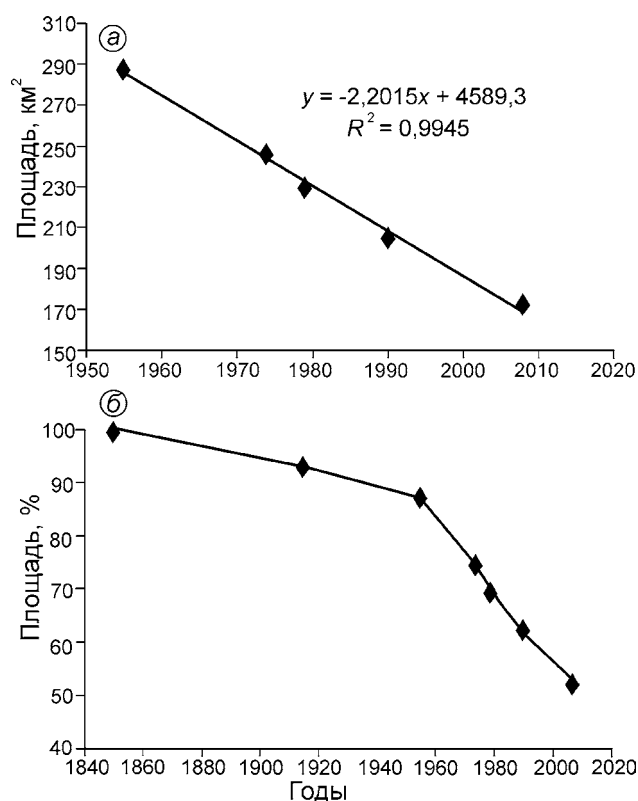


Рис. 3. Изменения площади открытой части ледников северного склона Заилийского Алатау за период с 1955 по 2008 г. (а) и с 1850 по 2008 г. (б)

Fig. 3. Dynamics of the area of an open part of glaciers on the northern slope of Zailiyskiy Alatau from 1955 to 2008 (a) and from 1850 to 2008 (b)

Имеющиеся статистические сведения о фактических проявлениях гляциальных селей (включая прорывы озёр) совместно с климатическими характеристиками (температура воздуха, атмосферные осадки) и данными о состоянии моренно-ледниковых комплексов за последнее столетие, представлены в табл. 2. Буквенными символами в таблице обозначена характеристика состояния моренно-ледниковых комплексов:

А — система оледенения находится в переходной фазе от стадии наступания к стадии деградации: фронтальные морены имеют выпуклые формы рельефа;

Б — деградации оледенения находится на начальной стадии: на фронтальных моренах, сохраняющих выпуклые формы, появляются небольшие отрицательные формы рельефа, заполняемые в тёплый период талой водой;

В — деградация оледенения находится в средней стадии: отмечается повсеместное протаи-

вание морен, формирование внутриморенных каналов стока, возникновение и развитие озёр и отдельные их прорывы, морены приобретают бугристые формы рельефа;

Г — активная фаза деградации: ледники быстро отступают, на моренах образуются озёра и формируется подземная сеть стока, гляциальные сели очень активны, в центральной части фронтальных морен возникают дренажные ложбины;

Д — поздняя стадия деградации оледенения: многие долинные и каровые ледники отступают на склоны, морены в значительной степени протаивают, старые озёра исчезают, процесс образования новых озёр имеет локальный характер и их опасность снижается, активизируются незначительные оползневые процессы, прорывы гляциальных озёр происходят по внутриморенным каналам;

Е — финальная стадия деградации: оледенение имеет фрагментарный характер, на моренах практически не остаётся озёр, повышается вероятность возникновения селей и оползней дождевого генезиса.

По данным табл. 2 и сведениям об изменениях температуры воздуха на ГМС Алматы (см. рис. 1) построен совмещённый график частоты проявлений гляциальных селей (опасных гляциогидрологических явлений) и определяющих их факторов (рис. 4). Анализ этого графика, а также предположения, что в гляциальной зоне Заилийского Алатау в ближайшие десятилетия сохранятся тенденции происходящих природных процессов, позволяют сделать некоторые заключения.

Первые проявления гляциальных селей в Заилийском Алатау отмечали в конце 1920-х — начале 1930-х годов, т.е. спустя 70–80 лет после завершения малого ледникового периода на севере Тянь-Шаня. Максимальная их повторяемость — от 20 до 40 случаев в десятилетие — наблюдалась в 1960–2000 гг. К этому периоду площадь оледенения составляла лишь 55–80% площади ледников в середине XIX в. Частота гляциальных селей не имеет прямой связи с климатическими параметрами, а является следствием опосредованного влияния климата на состояние поверхности рельефа, в частности на комплекс рыхлообломочного материала.

В настоящее время активность проявления гляциальных селей в Заилийском Алатау нахо-

Таблица 2. Статистика опасных гляциогидрологических явлений на северном склоне Заилийского Алатау с характеристикой условий их возникновения за последний столетний период*

Периоды, годы	Число гляциальных селей	Число озёр в гляциальной зоне/прорывы озёр	Площадь оледенения, в % от максимума малого ледникового периода	Характеристика состояния моренно-ледниковых комплексов (А–Е) (см. пояснения в тексте)	Среднегодовая температура воздуха, °С / среднегодовое количество осадков, мм, по данным метеорологических станций		
					Алматы	Мынжилки	Туйыксу
1911–1920	0	—	93(1915 г.)	А	8,5/541	—	—
1921–1930	1	—	—	Б	8,7/594	—	—
1931–1940	2	—	—	Б	8,5/567	–2,1	—
1941–1950	6	—	—	В	9,1/617	–2,3	—
1951–1960	12	–/2	87(1955 г.)	В	8,5/660	–2,2	—
1961–1970	23	10/6	—	ВГ	9,0/657	–2,2	—
1971–1980	40	41/17	74(1974 г.) 69(1979 г.)	Г	9,1/646	–1,7/826	–4,1/930
1981–1990	26	56/3	62(1990 г.)	Г	9,4/682	–1,4/883	–4,0/993
1991–2000	23	60/2	—	ГД	9,8/626	–1,3/865	–3,8/956
2001–2010	6	30/0	52(2008 г.)	Д	10,7/726	–0,8/900	–3,3/1018
2011–2015	2	12/2	—	Д	10,4/631	–1,0/780	–3,4/903
После 2030 (ожидаемые)	?	?/?	20–30	Е	?	?	?

*Прочерк в таблице – нет сведений.

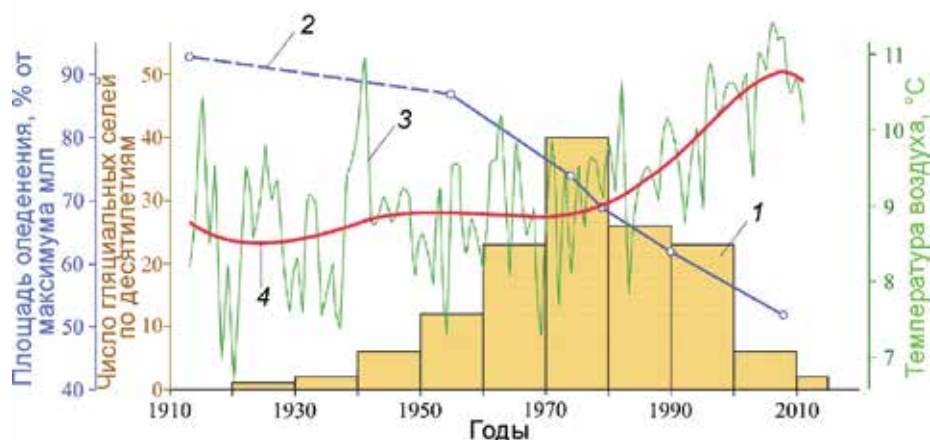


Рис. 4. Совмещённый график хода частоты гляциальных селей и определяющих факторов:

1 – количество гляциальных селей по десятилетиям; 2 – площадь оледенения (в % от максимума малого ледникового периода); 3 – средние годовые температуры воздуха по ГМС Алматы [4]; 4 – ход температуры воздуха по ГМС Алматы, полином шестой степени [4]

Fig. 4. Combined diagram of glacial mudflow frequency and determined factors:

1 – number of glacial mudflows by decades; 2 – area of glaciation (per cent from maximum of the Little Ice Age); 3 – average annual air temperatures according to meteorological station Almaty [4]; 4 – course of air temperature according to meteorological station Almaty, polynomial of sixth degree, °C, according to [4]

дится на спад. Тем не менее, на фоне продолжающейся деградации оледенения опасные явления ледниковой зоны сохраняется в основном на сильно забронированных моренно-ледниковых комплексах, где в будущем возможны возникновение и развитие новых очагов селевой

опасности. В ближайшие 10–20 лет гляциальная селевая опасность в Заилийском Алатау будет уменьшаться, но возрастёт опасность возникновения ливневых селей в высокогорной зоне хребта из-за увеличения площадей с оттаявшими моренными и склоновыми отложениями.

Выводы

При потеплении климата усиливается опасное состояние моренно-ледниковых комплексов в активных и вероятных очагах селеобразования. В тёплый период года при особенно благоприятных гидрометеорологических условиях опасность ледниковой зоны Заилийского Алатау резко возрастает. Очаги селеобразования, находящиеся в критическом состоянии, становятся источником опасных гляциогидрологических явлений. Вместе с тем опасное состояние моренно-ледниковых комплексов — явление временное. В Заилийском Алатау подобное обострение схода селей было характерно для периода 1960—2000 гг., когда площадь ледников сократилась до 55—80% максимума малого ледникового периода. В настоящее время опасность гляциальной зоны Заилийского Алатау находится на спаде, что не исключает возможности возникновения здесь крупных гляциальных селей. Поэтому необходим постоянный мониторинг гляциальной зоны Заилийского Алатау для выявления новых и оценки состояния старых очагов селеобразования.

Литература

1. Баймолдаев Т.А., Виноходов В.Н. Казселезащита — оперативные меры до и после стихии. Алматы: изд. Бастау, 2007. 284 с.
2. Медеу А.Р. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана. Основы управления: Т. 1. Алматы: изд. Print-S, 2011. 284 с.
3. Национальный Атлас Республики Казахстан. Т. 1: Природные условия и ресурсы. Алматы: изд. Казгеодезия, 2010. 150 с.
4. Чередниченко Александр В., Чередниченко Алексей В., Чередниченко В.С. Временные ряды температуры и осадков. Статистический анализ. Алматы: изд. Мега Принт, 2013. 367 с.
5. Котляков В.М., Северский И.В. Ледники Центральной Азии: современное состояние, изменения, возможное влияние на водные ресурсы // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы междунар. семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28—30 октября 2006 г. Алматы: Типография Комплекс, 2007. С. 244—250.
6. Токмагамбетов Г.А., Судаков П.А., Плеханов П.А., Голубович В.А. Режим стока талых вод на моренах и водорегулирующая способность моренных отложений // Вестн. АН КазССР. 1978. № 10. С. 60—68.
7. Хоменюк Ю.В., Плеханов П.А., Токмагамбетов Г.А., Максимов А.Б. Фоновый прогноз гляциальных селей. Алма-Ата: Наука, 1985. 64 с.
8. Плеханов П.А., Джампеисов Т.О. Режим стока в нивально-гляциальном поясе Заилийского Алатау // Итоги и перспективы физико-географических исследований в Киргизии. Фрунзе: Илим, 1988. С. 20—22.
9. Плеханов П.А. Гляциальные сели Заилийского Алатау и возможности их прогноза: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Ташкентский гос. ун-т. Ташкент, 1984. 22 с.

Reference

1. Baimoldayev T.A., Vinokhodov V.N. Kazselezashchita — operativnyye меры do i posle stikhii. Kazselezashchita — operative measures before and after element. Almaty: Bastau, 2007: 284 p. [In Russian].
2. Medeu A.R. Selevyye yavleniya Yugo-Vostochnogo Kazakhstana. Osnovy upravleniya: T. 1. Mudflow events of South-East Kazakhstan. Bases of management. V. 1. Almaty: Print-S, 2011: 284 p. [In Russian].
3. Natsionalnyi Atlas Respubliki Kazakhstan: Tom 1: Prirodnyye usloviya i resursy. National Atlas of the Republic of Kazakhstan: V. 1: Natural conditions and resources. Almaty: Kazgeodeziya, 2010: 150 p. [In Russian].
4. Cherednichenko Alexandr V., Cherednichenko Alexey V., Cherednichenko V.S. Vremennyye ryady temperatur i osadkov. Statisticheskiy analiz. Time series of temperatures and precipitation. Statistical analysis. Almaty: Mega Print, 2013: 367 p. [In Russian].
5. Kotlyakov V.M., Severskiy I.V. Ledniki Tsentralnoy Azii: sovremennoye sostoyaniye, izmeneniya, vozmozhnoye vliyaniye na vodnye resursy. Materialy Mezhdunarodnogo Seminara. Ocenka snezhno-ledovykh i vodnykh resursov Azii. Glaciers of Central Asia: current situation, changes and possible impact on water resources. Assessment of snow, glacier and water resources in Asia. Selected papers from the Workshop in Almaty, 28—30 October 2006. Almaty: Kompleks, 2007: 244—250. [In Russian].
6. Tokmagambetov G.A., Sudakov P.A., Golubovich V.A. Mode of melting waters of moraines and water-regulated ability of moraine deposits. Vestnik AN KazSSR. Herald of KazSSR Academy of Sciences. 1978, 10: 60—68. [In Russian].
7. Khomenyuk Yu.V., Plekhanov P.A., Tokmagambetov G.A., Maksimov A.B. Fonovyy prognoz glyatsialnykh seley. General forecast of glacial mudflows. Alma-Ata: Nauka, 1985: 64 p. [In Russian].
8. Plekhanov P.A., Dzhampeisov T.O. Mode of runoff in nival-glacial zone of Zailiyskiy Alatau. Itogi I perspektivy fiziko-geograficheskikh issledovaniy v Kirgizii. Results and prospective of physical-geographical researches in Kirgizstan. Frunze: Ilim, 1988: 20—22. [In Russian].
9. Plekhanov P.A. Glyatsial'nye seli Zailiyskogo Alatau i vozmozhnosti ikh prognoza. Glacial debris flows of Trans-Ili

10. Степанов Б.С., Хайдаров А.Х., Яфязова Р.К. О масштабах оледенения Заилийского Алатау в верхнем плейстоцене // Гидрометеорология и экология. 1999. № 3. С. 127–133.
11. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. К формированию рельефа северного склона Заилийского Алатау // Гидрометеорология и экология. 2002. № 2. С. 100–113.
12. Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B. Changes in glaciation of the Balkhash–Alakol basin, Central Asia, over recent decades // Annals of Glaciology. 2016. V. 57. № 71. P. 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.
13. Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 39–46.
14. Вилесов Е.Н., Хонин Р.В. Каталог ледников СССР. Т. 13. Центр. и Южный Казахстан. Вып. 2. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургеня. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 78 с.
15. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы: изд. Казак Университеті, 2001. 252 с.
16. Благовещенский В.П., Кокарев А.Л., Уваров В.Н., Касаткин Н.Е. Гляциологические исследования на леднике Богдановича // Вопросы географии и геоэкологии. 2011. № 3. С. 23–30.
17. Baume O. Spätpleistozäne bis holozäne Gletscherschwankungen ausgewählter Gebiete im Kaukasus, Tien Schan und Altai. Ein Beitrag zur vergleichenden Hochgebirgsforschung // Münchener Geographische Abhandlungen. 2002. A 52. S. 45–80.
18. Bolch T. GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. Erlangen, 2006. 210 S.
- Alatau and possibilities of their forecast. PhThesis. Tashkent, Tashkent State University, 1984. 22 p. [In Russian].
10. Stepanov B.S., Khaidarov A.Kh. Yafyazova R.K. On scale of glaciation of Zailiyskiy Alatau in upper Pleistocene. *Gidrometeorologiya i ekologiya*. Hydrometeorology and ecology. 1999, 3: 127–133. [In Russian].
11. Stepanov B.S., Yafyazova R.K. To the formation of relief on northern slope of Zailiyskiy Alatau. *Gidrometeorologiya i ekologiya*. Hydrometeorology and ecology. 2002, 2: 100–113. [In Russian].
12. Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B. Changes in glaciation of the Balkhash–Alakol basin, central Asia, over recent decades. *Annals of Glaciology*. 2016, 57 (71): 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.
13. Kokarev A.L., Shesterova I.N. Change of the glacier systems on the northern slope of Zailiyskiy Alatau for the second half of XX and the beginning of XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 4 (116): 39–46. [In Russian].
14. Vilesov E.N., Khonin R.V. *Katalog lednikov SSSR. T. 13. Centralnyi i Uzhnyi Kazakhstan. Vypusk 2. Basseyn ozera Balkhash. Chast' 1.* USSR Glaciers inventory. V. 13. Central and Southern Kazakhstan. Issue 2. Balkhash lake Basin. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967: 78 p. [In Russian].
15. Vilesov E.N., Uvarov V.N. *Evolutsiya sovremennogo oledeneniya Zailiyskogo Alatau v XX veke*. The evolution of present-day glaciation of Zailiyskiy Alatau in XX century. Almaty: Kazakhstan State University, 2001: 252 p. [In Russian].
16. Blagoveshchenskiy V.P., Kokarev A.L., Uvarov V.N., Kasatkin N.Ye. Glaciological researches of Bogdanovich Glacier. *Voprosy geografii i geoekologii*. Problems of geography and geoecology. 2011, 3: 23–30. [In Russian].
17. Baume O. Spätpleistozäne bis holozäne Gletscherschwankungen ausgewählter Gebiete im Kaukasus, Tienschan und Altai. Ein Beitrag zur vergleichenden Hochgebirgsforschung. *Münchener Geographische Abhandlungen*. 2002, A 52: 45–80.
18. Bolch T. GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. Erlangen, 2006: 210 p.

Критика и библиография

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-269-288:

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2015 год

© 2017 г. В.М. Котляков*, Л.П. Чернова

Институт географии РАН, Москва

*vladkot4@gmail.com

Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2015

V.M. Kotlyakov*, L.P. Chernova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

*vladkot4@gmail.com

Summary

The proposed annual bibliography continues annotated lists of the Russian-language literature on glaciology that were regularly published in the past. It includes 245 references grouped into the following ten sections: 1) general issues of glaciology; 2) physics and chemistry of ice; 3) atmospheric ice; 4) snow cover; 5) avalanches and glacial mudflows; 6) sea ice; 7) river and lake ice; 8) icings and ground ice; 9) the glaciers and ice caps; 10) palaeoglaciology. In addition to the works of the current year, some works of earlier years are added, that, for various reasons, were not included in previous bibliographies.

Предлагаемая библиография продолжает ежегодные аннотированные списки русскоязычной литературы по гляциологии, которые регулярно публиковались в прошлом. Помимо работ текущего года, в списке встречаются работы более ранних лет, по тем или иным причинам не вошедшие в предыдущие библиографические списки.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. Алексеев Г.В., Большаков Д.Ю., Радионов В.Ф., Фролов С.В. 95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 127–140, библиограф. 49.

Рассматривается развитие в ААНИИ исследований атмосферы, океана, морских льдов и ледников в Арктике.

2. Арктика и Антарктика: Сб. статей. Вып. 8 (42) / Ред. В.М. Котляков М.: Наука, 2015. 192 с., библиограф. в конце статей.

Статьи сборника охватывают вопросы геологии, гляциологии и биологии полярных регионов.

3. Арктическому и антарктическому научно-исследовательскому институту — 95 лет. Историческая справка // Российские полярные исследования. 2015. № 1 (19). С. 50.

Результаты работ института, выполняющего фундаментальные и прикладные исследования и разработки в Арктическом регионе России и в Антарктике.

4. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 1. С. 115–123.

То же в ноябре 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 115–122.

То же в декабре 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 122–127.

То же в январе 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 4. С. 107–115.

То же в феврале 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 127–135.

То же в марте 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 122–127.

То же в апреле 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 7. С. 120–128.

То же в мае 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 8. С. 117–126.

То же в июне 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 110–120.

То же в июле 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 10. С. 115–124.

То же в августе 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 11. С. 107–117.

То же в сентябре 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 109–116.

Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.

5. Большаков В.А., Федин В.А. Орбитальные факторы воздействия на криосферу Земли (на примере ана-

- лиза антарктических кернов) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 87–97, библиограф. 36.
- Палеоклиматич. записи ледовых кернов Антарктиды сопоставлены с положениями новой концепции орбитальной теории палеоклимата.
6. Втюрин Борис Иванович (к 90-летию со дня рождения) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 119–120.
- Биография и научные достижения известного учёного-мерзотоведа и гляциолога, родившегося 27 октября 1924 г.
7. Выдающийся географ-эволюционист. Памяти Андрея Алексеевича Величко // Природа. 2015. № 12. С. 88.
- Некролог известному исследователю – специалисту по стратиграфии ледниковой и перигляциальной зон, реконструкциям событий четвертичного периода (27.06.1931 – 11.11.2015).
8. Голубчиков Ю.Н. Современная перигляциальная природная среда и ее гуманитарно-географические черты // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 3. С. 3–9, библиограф. 31.
- Рассматриваются особенности перигляциосферы – столь же важного компонента криосферы, как и гляциосфера или хиосфера.
9. Изобретателю метода теплового бурения льда, пионеру глубокого бурения на антарктической станции Восток Нарциссу Иринарховичу Баркову – 90 лет // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 48–49.
- Биография известного полярника, родившегося в Ленинграде 6 мая 1925 г.
10. Касимов Н.С., Котляков В.М., Чилингаров А.Н., Красников Д.М., Тикунов В.С. Национальный Атлас Арктики: структура и подходы к созданию // Соврем. производит. силы. 2015. № 3. С. 40–49.
- Охарактеризована суть готовящегося Атласа, приводится его структура, включая разделы, посвящ. ледникам, снежному покрову и многолетней мерзлоте.
11. Касимов Н.С., Котляков В.М., Чилингаров А.Н., Красников Д.М., Тикунов В.С. Национальный Атлас Арктики: структура и этапы разработки // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 4–14, библиограф. 7.
- Обоснование необходимости создания Национального Атласа Арктики; приводятся возможное содержание научно-справочного и научно-популярного вариантов издания.
12. Корнева И.А., Семенов С.М. Оценка влияния изменения альbedo земной поверхности на положение нулевой изотермы // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 5–13, библиограф. 24.
- Оценка изменения температуры земной поверхности и, в частности, смещения нулевой изотермы, примерно соответствующей границе криосферы, при уменьшении альbedo на 0,1.
13. Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 107–130.
- Содержит 304 наименования и сопровождается именным указателем.
14. Липенков В.Я. Пять лет Лаборатории изменения климата и окружающей среды ААНИИ // Российские полярные исследования. 2015. № 4 (22). С. 47–48.
- Охарактеризована тематика работ Лаборатории, связ. с изучением прошлых изменений климата по данным ледяных кернов, а также комплексных исследований подледникового озера Восток в Антарктиде.
15. Лукин В.В. Российская антарктическая экспедиция – юбилейные даты, открытия, проблемы и перспективы // Российские полярные исследования. 2015. № 3 (21). С. 4–10.
- Подведены итоги деятельности РАЭ, организ. 13 июля 1955 г.
16. Москалевский М.Ю. Конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований» // Лёд и Снег. 2015. № 1 (128). С. 141–144.
- По материалам конференции, состоявшейся 6–8 октября 2014 г. в Сочи, дан обзор результатов, наиболее тесно связ. с гляциол. тематикой.
17. Новое научное открытие в области гляциологии // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 141.
- Информация о вручении 3 марта 2015 г. в Санкт-Петербурге дипломов коллективу авторов научного открытия «Явление послонного течения масс льда ледникового покрова Антарктиды».
18. Пан-евразийский эксперимент: РЕЕХ – отклик научного сообщества на изменение климата и окружающей среды Северной Евразии // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 142–144.
- Содержание первой научной конференции (Хельсинки, февраль 2015 г.) по проекту, направленному на получение знаний, необходимых для сохранения нормальных условий жизни людей в условиях изменений климата и загрязнения окружающей среды.
19. Платонов А.К. Новые направления научных исследований в ЯНАО // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 25–27.
- Информация включает в себя характеристику интерактивной карты ледовой обстановки на реках округа и данные о научном стационаре на о. Белый (Новая Земля).
20. Супруненко Ю.П. Гляциология в Русском географическом обществе: к 170-летию РГО // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 133–144, библиограф. 12.
- Повествуется об исследованиях ледников начиная с 1845 г., приведены имена исследователей и их главные достижения.
21. Суркова Д.А. Экспедиция В.Я. Чигагова // Российские полярные исследования. 2015. № 3 (21). С. 49–50.

История двух экспедиций конца XVIII в., проводивших наблюдения за течениями и дрейфом льда в Гренландском море.

22. *Хромова Т.Е., Медведев А.А., Муравьев А.Я., Зверкова Н.М.* Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 5–8, библиографический список. 10.

Рассматриваются предпосылки и методы создания атласа, а также структура, содержание и возможности его использования.

23. *Шанина В.В.* Обзор опасных природных явлений за первый квартал 2015 года // *Геориск*. 2015. № 1. С. 4–7.

Содержит информацию о 20 природ. катастрофах, включая снегопады в США и сход лавины в Приэльбрусье 7 января 2015 г.

24. *Шанина В.В.* Обзор опасных природных явлений за второй квартал 2015 года // *Геориск*. 2015. № 2. С. 6–9.

Содержит информацию о 21 природ. катастрофе, включая сход двух лавин 1 апреля 2015 г. во Французских Альпах.

25. *Шанина В.В.* Обзор опасных природных явлений за третий квартал 2015 года // *Геориск*. 2015. № 3. С. 6–10.

Содержит информацию о 19 природ. катастрофах, включая сход лавины во Французских Альпах 15 сентября 2015 г.

26. *Шанина В.В.* Обзор опасных природных явлений за четвертый квартал 2015 года // *Геориск*. 2015. № 4. С. 4–7.

Содержит информацию о 19 природ. катастрофах на всех континентах.

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

27. *Кантаржи И.Г., Мадерич В.С., Кошебуцкий В.И.* Определение характеристик льда для морского гидротехнического строительства // *Гидротехн. строительство*. 2015. № 8. С. 45–54, библиографический список. 25.

Представлена моделирующая система для числ. моделирования динамики льда, показаны примеры применения системы для определения расчётных сценариев ледовой нагрузки на сооружения в портах Певек и Ванино.

28. *Сазонов К.Е.* Ледовый бассейн ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова: история создания // *Тр. Крыловского гос. науч. центра*. 2015. № 88. С. 307–318, библиографический список. 35.

На основе анализа архивных документов излагается история создания, начиная с первых попыток, ледового бассейна ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова.

29. *Свистунов И.А., Чернов А.В.* Итоги работы Большого ледового бассейна ААНИИ (к 25-летию со дня ввода в строй) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. № 1 (103). С. 101–110.

Краткое описание используемого оборудования, наиболее интересных экспериментальных работ и принципов физич. моделирования.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД

30. *Голубев В.Н.* Роль аэрозольных частиц в зарождении атмосферного льда // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 12. С. 19–28, библиографический список. 27.

Выявлена роль размеров и состава аэрозольных частиц в процессе зарождения кристаллов льда.

4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

31. *Айдын М.Дж., Ишик Э.* Оценка снеговой нагрузки в микроклиматических регионах // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 11. С. 46–56, библиографический список. 19.

Протестированы существующие методы статистич. анализа для микроклиматич. региона г. Битлис в Турции (2000 км²), где снегозапасы существенно превышают массу снега на окружающих территориях.

32. *Беляков В.В., Зезюлин Д.В., Колотилин В.Е., Макаров В.С., Федоренко А.В.* К вопросу выбора экспериментальных данных для составления статистических моделей снежного покрова как полотна пути для транспортно-технических машин // *Тр. Нижегородского гос. техн. ун-та*. 2014. № 1 (103). С. 136–141, библиографический список. 15.

Проанализирован характер изменения толщины снежного покрова и плотности снега в разные годы вблизи Нижнего Новгорода, приведены зависимости для определения жёсткости, связности и угла внутр. трения снега в зависимости от продолжительности его залегания.

33. *Беспалова Е.В.* Изучение пространственных особенностей распределения загрязняющих веществ в снежном покрове г. Воронежа // *Соврем. проблемы географии и геологии: Материалы 3-й Международ. науч.-практ. конф. с элементами школы-семинара для студентов, аспирантов и молодых ученых*. Томск, 11–12 ноября 2014 г. Томск, 2014. С. 265–269, библиографический список. 3.

Приведены результаты исследования химич. состава снега, выпавшего в Воронеже зимой 2013/14 г., выявлены корреляц. связи между веществами, загрязняющими снежный покров.

34. *Блинов С.М., Меньшикова Е.А., Батулин Е.Н., Ушакова Е.С., Золотарев Е.Р.* О составе снега на территории Верхнекамского солевого месторождения // *Лёд и Снег*. 2015. № 1 (129). С. 121–128, библиографический список. 18.

Результаты анализа образцов, отобранных в конце марта 2011 г.

35. *Василевич М.И., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М.* Накопление растворимых и малорастворимых форм металлов в снежном покрове таежной зоны Европейского северо-востока России // *Геозкологич. инженерная геология. Гидрогеология. Гео-криология*. 2015. № 2. С. 111–118, библиографический список. 4.

Сравнит. анализ химич. состава растворимой и нерастворимой фаз талой воды показал, что формирование химич. состава снежного покрова на указ. территории происходит главным образом за счёт дальнего переноса веществ.

36. *Василевич М.И., Щанов В.М., Василевич Р.С.* Применение спутниковых методов исследований при оценке загрязнения снежного покрова вокруг промышленных предприятий в тундровой зоне // *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12. № 2. С. 50–60, библи. 16.

Обобщение результатов отбора проб снега на территории Воркутинской агломерации в 3-й декаде марта 2014 г.

37. *Ветров В.А., Кузовкин В.В., Манзон Д.А.* Кислотность атмосферных осадков и выпадение серы и азота на территории Российской Федерации по данным мониторинга химического состава снежного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 10. С. 44–53, библи. 6.

Обобщение данных по 570 пунктам наблюдений за 2000–2013 гг.

38. *Гельфан А.Н., Морейдо В.М.* Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 61–72, библи. 22.

Разработана и испытана модель для территории бассейна Чебоксарского водохранилища площадью 376,5 тыс. км².

39. *Дворников Ю.А., Хомутов А.В., Муллануров Д.Р., Ермохина К.А.* Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 69–80, библи. 37.

Предложена методика моделирования, обобщающая данные по ключевому участку на Центральном Ямале.

40. *Дмитриева В.Т., Напрасников А.Т.* Пространственно-временное формирование снежного покрова Байкало-Монгольского региона // *Вестн. Моск. гор. пед. ун-та. Сер. Естеств. науки*. 2013. № 2. С. 16–27, библи. 7.

Выявлена многофакторная опасность прир. явлений, связ. со снегом, оценивается экологич. роль снега в хоз. деятельности человека.

41. *Дюкарев Е.А.* Влияние температуры воздуха и снежного покрова на характеристики сезонно-мерзлого слоя почвогрунтов // *Криосфера Земли*. 2015. Т. 19. № 3. С. 44–51, библи. 18.

Обобщение данных метеостанции Бакчар за 1963–2011 гг.

42. *Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А.* Система расчета характеристик снежного покрова для формирования начальных полей при численном моделировании погоды (на примере COSMO–Ru) // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 5. С. 20–32, библи. 17.

Пример применения системы гидродинамич. мезомасштабного моделирования COSMO–Ru для прогнозов температуры воздуха в 100-километровой полосе вблизи границы снежного покрова.

43. *Калинин Н.А., Шихов А.Н., Связов Е.М.* Моделирование процессов снегонакопления и снеготаяния на водосборе Воткинского водохранилища с использованием модели WRF–ARW // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 11. С. 57–68, библи. 31.

Проведено опробование модели на данных 2012–2014 гг.

44. *Киктев Д.Б., Круглова Е.Н., Куликова И.А.* Крупномасштабные моды атмосферной изменчивости. Часть 1. Статистический анализ и гидродинамическое моделирование // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 3. С. 5–22, библи. 33.

О путях улучшения качества прогнозов, в том числе более точного учёта характеристик снежного покрова.

45. *Лобкина В.А.* Расчет и картирование снеговой нагрузки на поверхность земли // *Криосфера Земли*. 2015. Т. 19. № 1. С. 106–113, библи. 14.

Предложена методика расчёта снеговой нагрузки на грунт, составлена карта районирования о. Сахалин м-ба 1:1 000 000 на основе расчётного значения веса снежного покрова.

46. *Мокров Е.Г., Барашев Н.В.* Анализ характера деформаций снежной толщи при воздействиях взрывами // *Геориск*. 2015. № 1. С. 31–33, библи. 8.

Обобщены результаты натурных экспериментов в апреле 2012 г. на плато Суолайв в Хибинах.

47. *Напрасников А.Т., Плюснин В.М.* Закономерности распределения снежного покрова Байкало-Монгольского региона // *География и прир. ресурсы*. 2015. № 2. С. 171–176, библи. 15.

Выявлена корреляция между толщиной снега и количеством осадков холодного периода в 1955–2010 гг.

48. *Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Реджепова З.Ю.* Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 114–126, библи. 33.

Результаты анализа проб, отобранных в 2008–2014 гг., приведена карта точек отбора.

49. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // *Криосфера Земли*. 2015. Т. 19. № 1. С. 99–105, библи. 12.

В результате модельных расчётов установлено, что при разн. динамике толщины снежного покрова и температуры воздуха различия в глубине промерзания сезонно-мерзлого грунта могут превышать 50%.

50. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р.* О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 60–68, библи. 12.

Показана связь глубины промерзания с отношением толщины снежного покрова до 1 января к его максимальной тол-

щине за зимний период; составлены соответствующие карты на территорию России для 1966–2010 и 2001–2010 гг.

51. 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, библиографический список. 31.

Сравниваются карты максимальных снегозапасов России за 1979–1995 и 1996–2011 гг., демонстрирующие районы трендов их увеличения и уменьшения за эти периоды.

52. Священников П.Н., Уразгильдеева А.В., Курочкин Ю.Н., Иванов Б.В., Чистяков К.В., Divin D., Hudson S. Спектральный состав отражённой и проникающей в глубь снежного покрова коротковолновой радиации в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 67–72, библиографический список. 24.

Оценка спектральных характеристик снежного покрова, степени их зависимости от уровня и характера его загрязнения, а также изменений облачности.

53. Тимашок Е.Н., Лукьянова А.А. Фитоиндикация толщины снегового покрова в горно-ледниковом бассейне Актру (Центральный Алтай) // Актуальные вопросы географии и геологии: Материалы Всерос. молодёжной науч. конф., посвящ. 90-летию А.А. Земцова. Томск, 10–13 октября 2010 г. Томск, 2010. С. 187–198, библиографический список. 2.

Приведена зависимость высоты особей *Salix vesitita* от среднесезонной толщины снежного покрова.

54. Филимонова Л.М., Паршин А.В., Бычинский В.А. Оценка загрязнения атмосферы в районе алюминиевого производства методом геохимической съёмки снежного покрова // Метеорология и гидрология. 2015. № 10. С. 75–84, библиографический список. 9.

Результаты анализа 34 проб, отобранных в зимы 2013 и 2014 гг. вблизи Иркутского алюминиевого завода.

55. Чижова Ю.Н., Васильчук Дж.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 55–66, библиографический список. 21.

Обсуждаются результаты анализа образцов снега, отобранных в феврале–марте 2014 г. по трансекту Якутск – Тынды – Чита – Улан-Удэ – оз. Байкал.

56. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н., Крицков И.В., Манасыпов Р.М., Покровский О.С., Политова Н.В. Исследование нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 6. С. 499–504, библиографический список. 31.

Результаты исследования образцов, отобранных в начале XXI в.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

57. Боброва Д.А. Формирование лавин в долинах рек юга о. Сахалин // Геодинамич. процессы и прир. катастрофы в Дальневост. регионе: Науч. конф., посвящ. 65-летию Ин-та морской геологии и геофизики ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 26–30 сентября 2011 г. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 2011. С. 141–142.

Определяющими факторами возникновения лавин здесь служат большое расчленение рельефа (200–600 м), значительное количество твёрдых осадков и сильная перекристаллизация снежной толщи.

58. Генсиоровский Ю.В., Боброва Д.А., Жируев С.П. Водоснежные потоки на юге острова Сахалин // Геориск. 2015. № 2. С. 18–20, библиографический список. 8.

Рассмотрен водоснежный поток 8–9 апреля 2012 г., охарактеризованы факторы формирования и параметры водоснежных потоков на острове.

59. Жируев С.П., Окопный В.И., Генсиоровский Ю.В. Периодичность формирования снежных лавин большого объема в Сусунайском хребте // Геодинамич. процессы и прир. катастрофы в Дальневост. регионе: Науч. конф., посвящ. 65-летию Ин-та морской геологии и геофизики ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 26–30 сентября 2011 г. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 2011. С. 147.

Результаты анализа лавинной активности в Сусунайском хребте на Сахалине за 1970–2011 гг., установлена периодичность схода больших лавин – один раз в 5–6 лет.

60. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Габираев А.Ф., Шепелев В.Д. Сход каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4. С. 122–128, библиографический список. 8.

Выполнен предварит. анализ данных сети сейсмологич. наблюдений ЦГИ ВНИЦ РАН и Республики Северная Осетия – Алания за 17 мая 2014 г., зарегистрировавших процесс обвала горных пород и льда в районе Девдоракского ледника на Казбеке.

61. Казаков Н.А. Методология расчета рисков от воздействия лавинных и селевых процессов на территории, объекты и сооружения // Геориск. 2015. № 1. С. 10–14, библиографический список. 15.

Выделено пять классов лавинных и селевых рисков.

62. Казаков Н.А. Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 61–68, библиографический список. 17.

На примере совместного анализа данных о лавинах и атмосферных осадках в Хибиных (1935–1986) и на Сахалине (1982–1992) установлена цикличность повторяемости и объёма лавин, создана методика прогноза лавин и осадков.

63. Казакова Е.Н., Боброва Д.А. Антропогенные и природно-антропогенные лавинные комплексы

(на примере о. Сахалин) // Геориск. 2015. № 4. С. 18–21, библиограф. 18.

Приведены примеры искусств. создания лавиноопасных склонов при строительстве дорог на о. Сахалин.

64. *Марин Ю.А.* Статистическая оценка данных при изучении метелевого переноса и снежных лавин // Соврем. методы проектирования транспортных магистралей как элементов прир.-техн. системы: Материалы науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения А.К. Дюнина. Новосибирск, 21 ноября 2013 г. Новосибирск, 2015. С. 15–20, библиограф. 5.

Анализ использования приёмов мат. статистики при обработке измерений, сделанных в процессе изучения снеготенения и обрушения снежных лавин.

65. *Михайловский П.В.* Гидрометеорологические условия периодов массового селеобразования на острове Сахалин // Тр. 10-й Междунар. конф. по мерзлотоведению (TISOP 2012). Салехард, 25–29 июля 2012 г. Т. 5. Тюмень, 2012. С. 219–220. Утверждается, что селеобразующая сумма осадков на о. Сахалин превышает 50 мм при интенсивности их выпадения 20–50 мм/сут.

66. *Мурзаев И.Д., Малиев И.Н., Дзедоев Б.А.* Фрикционная математическая модель динамики гляциального селевого потока // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 184–186, библиограф. с. 316–328.

Получена формула скорости движения, проведены вычислит. эксперименты на ЭВМ.

67. *Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазковская Т.Г.* Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // Геориск. 2015. № 4. С. 42–47, библиограф. 23.

Обсуждаются результаты апробации модели на данных ГИС «Снежные лавины», которые включают в себя данные более чем по 20 лавиносборам Хибин и 20 лавиносборам Приэльбрусью за 50 лет.

68. *Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е.* Влияние характеристик снега на лавинообразование // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 53–59, библиограф. 9.

Сделан вывод о необходимости детальных исследований пространств и временной статистич. структуры характеристик снега на склонах для каждого лавиноопасного района.

69. *Шевчук С.С., Николаева Л.В.* Новые подходы к проектированию защиты объектов от лавин // Соврем. методы проектирования транспортных магистралей как элементов прир.-техн. системы: Материалы науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения А.К. Дюнина. Новосибирск, 21 ноября 2013 г. Новосибирск, 2015. С. 21–24, библиограф. 8.

Рассмотрены отдельные вопросы проектирования инженерно-техн. средств защиты от лавин, предложен способ мониторинга толщины снежного покрова.

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

70. *Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В.* Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современного изменения климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19, библиограф. 90.

Рассмотрено сокращение площади морских льдов в 1930–40-е годы, в два раза меньшее по сравнению с сокращением в 2007–2012 гг.

71. *Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е.* Изменение климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 32–41, библиограф. 30.

Анализируется изменение приповерхностных температур воздуха в 1900–2012 гг., сделана оценка сокращения площади морского льда в сентябре в 1980–2012 гг.

72. *Богородский А.В., Лебедев Г.А.* Технология гидроакустического мониторинга дрейфующего льда для обеспечения ледовой безопасности гидротехнических сооружений на шельфе замерзающих морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 44–56, библиограф. 19.

Предложено дополнение к существующим технологиям мониторинга для повышения достигнутого уровня ледовой безопасности морской нефтегазодобычи.

73. *Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость Карского моря в вариациях климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 57–67, библиограф. 19.

В долговременных (1935–2010 гг.) колебаниях ледовитости выделен крупномасштабный цикл на фоне изменений среднегодовой температуры воздуха в Арктике с 1910 по 2010 г.

74. *Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А.* Анализ зависимости ветрового дрейфа льда в Азовском море от изменений коэффициентов трения на границах раздела воздух – лед и лед – вода // Процессы в геосредах. 2016. № 1. С. 28–36, библиограф. 3.

Анализируется зависимость динамики сплочённости дрейфующего льда от величины предельного давления ледового сжатия и изменений коэф. трения на поверхностях раздела воздух – лёд и лёд – вода.

75. *Бухарицин П.И., Огородов С.А., Архипов В.В.* Воздействие ледяных образований на дно Северного Каспия в условиях колебаний уровня и ледовитости // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 101–107, библиограф. 34.

Рассматриваются условия формирования ледяных торосистых образований и экзарации ими дна и берегов.

76. *Бухаров М.В.* Распознавание свойств ледяного покрова Арктики и Антарктики по измерениям микроволновым радиометром МТВ3А–ГЯ // Ме-

- теорология и гидрология. 2015. № 7. С. 56–65, библи. 9.
- Выявлена ежесуточная изменчивость сплочённости морских льдов вблизи большей части побережья.
77. Бухаров М.В., Миронова Н.С., Лосев В.М., Бухаров В.М. Термобарические условия в районах торошения ледяного покрова Арктики на картах индекса рассеяния // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 30–40, библи. 10.
- Показана полезность прогностич. карт термобарич. полей для уточнения районов и времени возможного торошения.
78. Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г., Махитас А.П. Оценка чувствительности модели WRF–ARW к методам описания ледяного покрова Арктического бассейна // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 33–43, библи. 16.
- Сделан вывод о малой чувствительности прогноза температуры воздуха к изменениям температуры поверхности льда и его большой чувствительности к изменениям типа подстилающей поверхности вода – лёд.
79. Волгутов Р.В. Характеристика ледовых условий юго-западной части Охотского моря // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. «Обеспечение гидрометеорол. и экологич. безопасности морской деятельности». Астрахань, 16–17 октября 2015 г. Астрахань, 2015. С. 115–116.
- Приведены колич. данные о ледообразовании в районе Шантарского архипелага, продолжающемся, по данным последних 10 лет, в течение 231 дня.
80. Головин П.Н., Иванов В.В. Влияние плотностной стратификации на тепловой баланс разводий и таяние многолетних льдов в Центральной Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 1. С. 67–85, библи. 25.
- Анализ ледовых условий по данным, получ. на дрейфующих станциях СП-31 (1990 г.) и СНЕВА (1998 г.).
81. Голубев Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92, библи. 35.
- Показано влияние тихоокеанских и атлант. вод на распределение и толщину арктич. морского льда.
82. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. М.: Издат. группа «Социальные науки», 2014. 608 с., библи. 103.
- В научно-справочном пособии на основе многолетнего архива ледовой информации сделаны колич. выводы об изменениях ледовой обстановки в морях Европейской части России за последние 30 лет, включая 12-летний период XXI в.
83. Думанская И.О. Результаты исследования изменений ледовых условий морей ЕТР на рубеже XX–XXI веков и их соответствие климатическим представлениям // Исследования океанов и морей. Вып. 215. М.: изд. Министерства прир. ресурсов и экологии РФ, 2014. С. 144–159, библи. 11.
- Проверена связь гидрометеорол. данных за 100–200 лет с базовыми представлениями об изменениях климата.
84. Жичкин А.П. Особенности межгодовых и сезонных колебаний аномалий ледовитости Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 52–62, библи. 29.
- Обнаружено увеличение положит. аномалий ледовитости в 1899–1929 и 1962–1982 гг. и их уменьшение в остальные промежутки времени за период с 1899 по 2013 г.
85. Заболотских Е.В., Гурвич И.А., Шапрон Б. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледового покрова // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64–77, библи. 34.
- Анализ развития мезоциклонов над морями Лаптева (13.10.2007) и Карским (29.09.2012).
86. Захваткина Н.Ю., Бычкова И.А. Классификация ледового покрова арктических морей с использованием метода Байеса // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 60–66, библи. 8.
- Анализ карт ледовой обстановки в 2008–2013 гг.
87. Зеленина Л.И. Моделирование состояния льдов Арктики // Актуальные направления науч. исследований XXI в.: теория и практика. 2015. № 7. Ч. 1. С. 396–399, библи. 7.
- Рассмотрено использование разных методов построения моделей временного ряда в исследованиях динамики арктич. льдов; выполнена проверка моделей на адекватность и прочность.
88. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82, библи. 15.
- Показана динамика ледовитости в период «тёплого» (2002–2012 гг.) и «холодного» (1960-е и 1970-е годы) океана.
89. Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Тр. Междунар. конф., посвящ. памяти академика А.М. Обухова. Москва, 13–16 мая 2013 г. М., 2013. С. 336–344, библи. 2.
- Показано, что при изменившихся ледовых условиях тепло из глубин активнее переносится к поверхности океана, приводя к усилению таяния льда снизу; рассмотрены причины этого и возможные последствия для арктич. климатич. системы.
90. Ивкина Н.И. Исследование ледового режима в северо-восточной части Каспийского моря // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. «Обеспечение гидрометеорол. и экологич. безопасности морской деятельности». Астрахань, 16–17 октября 2015 г. Астрахань, 2015. С. 124–125.
- Показано, что ледяной покров, образующийся у берегов и в открытых районах в сев. части Каспийского моря, сильно влияет на хозяйств. деятельность, связь с морем.

91. *Ильяш Л.В., Житкина Л.С.* Сезонная динамика видового состава и биомассы водорослей в прибрежных льдах Кандалакшского залива Белого моря // Арктика и Антарктика. 2015. Вып. 8 (42). С. 126–146, библиограф. 60.
Представлены данные по видовому составу и биомассе водорослей в однолетних морских льдах в январе–апреле 1997, 2002 и 2003 гг.
92. *Клепиков А.В., Ананичева М.Д., Антонов Е.В.* О реализации проекта «Действия по адаптации к меняющейся Арктике» для района морей Берингова, Чукотского и Бофорта // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 99–108, библиограф. 27.
Кратко представлены первые результаты изучения ледяных образований данного района.
93. *Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И.* Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 83–96, библиограф. 17.
Предложена модель для выявления особенностей сезонного хода и пространств. изменчивости сжатия льда в январе–марте в Беринговом и Карском морях.
94. *Коломейцев В.В.* Некоторые результаты статистической обработки данных (за 1972–2014 гг.) о ледовитости Охотского моря // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2015. № 36. С. 107–110, библиограф. 7.
На основе статистич. обработки средних за декаду данных о ледовитости Охотского моря получены сильные положительные связи между её значениями для смежных декад.
95. *Колосова Е.П., Ильяш Л.В., Житкина Л.С.* Сезонная динамика видового состава и обилия фауны прибрежных льдов пролива Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря // Арктика и Антарктика. 2015. Вып. 8 (42). С. 107–125, библиограф. 50.
Результаты анализа проб, отобранных в январе–апреле 1997 г. в однолетних морских льдах.
96. *Котляков В.М.* Арктические архипелаги и острова // Где я должен побывать, чтобы познать Россию. М.: Издат. дом «Кодекс», 2015. С. 108–131, библиограф. 5.
Рассказывается об архипелагах Российской Арктики, Северном морском пути, дрейфующих станциях и «ледяных островах» в Арктике.
97. *Кулаков М.Ю., Демчев Д.М.* Моделирование дрейфа айсбергов как часть ледового мониторинга в Западной Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 47–55, библиограф. 15.
Выполнены модельные эксперименты для создания автоматизир. системы мониторинга путей дрейфа айсбергов в Карском и Баренцевом морях.
98. *Кусе-Тюз Н.А.* Международная экспедиция на дрейфующем судне «Лансе» // Российские полярные исследования. 2015. № 4 (22). С. 31–32.
Результаты исследований в январе–июне 2015 г. экспедиции на судне, вморож. в лёд и двигавшемся вместе с дрейфующими льдами к северу от архипелага Шпицберген.
99. *Кучейко А.А., Иванов А.Ю., Давыдов А.А., Антонов А.Ю.* Дрейф и распределение айсбергов в проливе Бориса Вилькицкого по данным детальных радиолокационных и оптических спутниковых изображений // Исследование Земли из космоса. 2015. № 5. С. 73–83, библиограф. 8.
Дана оценка распределения айсбергов в навигац. период 2011–2013 гг., определены их размеры и направление дрейфа.
100. *Матишов Г.Г.* Случай экстремальной адвекции соленых вод в дельту Дона и льда в Керченский пролив // ДАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 99–101, библиограф. 15.
Охарактеризованы процесс и последствия движения азовского льда в Керченский пролив под напором ураганных северо-восточных ветров.
101. *Минервин И.Г., Пищальник В.М.* Особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2013–2014 гг. // Учен. зап. Сахалинского гос. ун-та. 2014, 2015. № 11, № 12. С. 16–25, библиограф. 3.
Выполнено иерархич. районирование акватории Охотского и Японского морей, позволяющее с помощью разработ. программного обеспечения рассчитывать характеристики ледяного покрова.
102. *Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусов П.А., Покрашенко С.А.* Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 3. С. 209–217, библиограф. 25.
Анализ данных 85-летнего ряда наблюдений за ледяным покровом назв. морей показал, что в массиве льда выделяются стабильные ледовые зоны, сохраняющие характерные особенности ледовых условий в различных фазах развития ледовых процессов.
103. *Миронов Е.У., Гудошников Ю.П., Смирнов В.Н.* Современные методы ледовых исследований и изысканий на шельфе арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 57–68, библиограф. 15.
Показаны возможности созданного в последние десятилетия оборудования для исследования свойств морского льда.
104. *Миронов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю., Демчев Д.М.* Новые технологии обнаружения айсбергов и прогнозирования их дрейфа в западном секторе Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 21–32, библиограф. 12.
Характеристика первых шагов в создании автоматизир. системы предсказания ледовой обстановки в арктич. морях.
105. *Митник Л.М., Митник М.Л., Чернявский Г.М., Черный И.В., Выкочко А.В., Пичугин М.К., Заболотских Е.В.* Приводный ветер и морской лед в Баренцевом море по данным микроволновых измерений со спутников «МЕТЕОР-М» № 1 и GCOM-WI в

- январе–марте 2013 г. // Исследование Земли из космоса. 2015. № 6. С. 36–46, библи. 27.
- Описание методики восстановления ключевых климатич. параметров по данным космосъёмки.
106. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Динамика ледяного покрова в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых по данным спутникового микроволнового зондирования во второй половине октября 2014 г. // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 100–113, библи. 28.
- Рассмотрено формирование ледяного покрова в период окончания навигации на Северном морском пути.
107. Огородов С.А., Архипов В.В., Землянов И.В., Цветинский А.С. Воздействие ледяного покрова на дно Северного Каспия в условиях колебания уровня и ледовитости // Исследования океанов и морей. Вып. 215. М.: изд. Министерства прир. ресурсов и экологии РФ, 2014. С. 170–182, библи. 18.
- Показано, что при прочих равных термич. условиях ледообразования важным фактором, определяющим интенсивность ледово-экзарца. процесса, служит текущее положение уровня моря.
108. Панин Г.Н., Дианский Н.А. Климатология северной полярной области и Северный морской путь // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 34–40, библи. 16.
- Показана возможность грядущей тенденции роста площади морского льда.
109. Петров Н.В. Причины современного таяния льда в полярных районах Земли // Экология и развитие общества. 2016. № 1. С. 13–20, библи. 8.
- Предложена новая идея толкования современ. таяния полярных льдов на основе контроля ритмичного пересоединения магнитных силовых линий полей Земли и Солнца как условия перекачивания энергии солнечного ветра в недра планеты.
110. Пищальник В.М., Мелкий В.А., Гальцев А.А., Романюк В.А., Семенов Н.С., Заринов О.М., Верхотуров А.А., Головина М.И. Мониторинг состояния ледяного покрова и ледовой обстановки в дальневосточных морях // Тр. Междунар. форума по проблемам науки, техники и образования. Москва, 6–9 декабря 2011 г. М., 2011. С. 138–139.
- Выполнено районирование акватории Охотского и Японского морей на основе информации о состоянии ледяного покрова с использованием ГИС-технологий.
111. Попов С.В., Поляков С.П. Результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ на морском льду в районе антарктической полевой базы Молодежная в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 54–62.
- Построен геофизич. разрез по одному из маршрутов в районе торосов.
112. Раев М.Д., Шарков Е.А., Тихонов В.В., Репина И.А., Комарова Н.Ю. Особенности стохастического режима временной эволюции Арктического ледового покрова за период 1987–2014 гг. по данным микроволнового спутникового зондирования на основе алгоритма NASA Team 2 // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 41–48, библи. 23.
- Показаны особенности уменьшения площади ледяного покрова в 1987–2012 гг. и её увеличение в 2012–2014 гг.
113. Романюк В.А., Дорофеев Д.В., Воронич В.В. Исследование влияния сроков смены муссонов на ледовитость Охотского моря // Учен. зап. Сахалинского гос. ун-та. 2014, 2015. № 11, № 12. С. 26–28, библи. 2.
- Проверка гипотезы о наличии зависимости дат смены муссона в различные по суровости ледовых условий типы зим при высокой точности вычислений.
114. Смирнов В.Г., Бычкова И.А. Спутниковый мониторинг ледяных образований при обеспечении безопасности работ на шельфе арктических морей // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 79–87, библи. 15.
- Показана важность наращивания российской спутниковой группировки для повышения безопасности хозяйств. деятельности в Арктике.
115. Тихонов В.В., Репина И.А., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Комплексный алгоритм определения ледовых условий в полярных регионах по данным спутниковой микроволновой радиометрии (VASTA 2) // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 78–93, библи. 98.
- Новая методика определения сплочённости морских льдов.
116. Федоренко А.В. Исследование связи между атмосферными процессами над Тихим океаном и Северной Атлантикой и резкими изменениями ледовых условий в Финском заливе и на Азовском море // Исследования океанов и морей. Вып. 215. М.: изд. Министерства прир. ресурсов и экологии РФ, 2014. С. 160–169, библи. 3.
- Обобщение данных за 1929–2013 гг.
117. Федоренко А.В. О прогнозе ледовой обстановки на Азовском и Каспийском морях // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. «Обеспечение гидрометеорол. и экологич. безопасности морской деятельности». Астрахань, 16–17 октября 2015 г. Астрахань, 2015. С. 32–33.
- Исследованы причины резких понижений температуры воздуха в зимний период над акваториями неарктич. морей юга России, сильно осложняющих ледовую обстановку в Азовском море и на севере Каспийского моря в недельные интервалы, а иногда в течение всего ледового сезона.
118. Федоров В.М. Тенденции изменения площади морских льдов в Северном полушарии и их причины // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 3. С. 52–64, библи. 57.

На основе уравнения регрессии рассчитаны колич. показатели площади морских льдов в 2014–2050 гг.

119. *Фролов С.В.* Гидрометеорологическое обеспечение эвакуации сезонной дрейфующей научной станции «Северный полюс – 2015» с борта л/к «Капитан Драницын» // Российские полярные исследования. 2015. № 4 (22). С. 9–12.

Сопровождается картами распределения в Арктич. бассейне старых льдов 26 мая 2015 г. и всего ледяного покрова 4 августа 2015 г.

120. *Царев В.А., Шаратунова М.В.* Особенности формирования придонных вод в области заприпайной полыньи // Учен. зап. Российского гос. гидромет. ун-та. 2012. № 26. С. 147–152, библи. 6.

На основе исследований в мелководной части моря Бофорта с помощью числ. моделирования анализируется формирование придонной воды за счёт интенсивного ледообразования в области заприпайной полыньи.

121. *Чаркин А.Н., Дударев О.В., Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Пипко И.И., Пузач С.П., Сергиенко В.И.* Особенности формирования полей взвеси в морях Восточной Арктики // ДАН. 2015. Т. 462. № 5. С. 595–600, библи. 15.

На основе анализа данных 289 океанографич. станций летом 2000, 2003–2005 гг. показано влияние ледовых условий на перераспределение взвесей.

122. *Четырбоцкий А.Н.* Крупномасштабное численное моделирование динамики площади морского ледяного покрова в Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 75–86, библи. 34.

Выполнен прогноз площади ледяного покрова на период 2014–2113 гг.

123. *Шалина Е.В.* Изменение ледовитости северных морей России и оценка доступности Северного морского пути по данным спутникового мониторинга // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 67–78, библи. 38.

Обобщение данных 1979–2012 гг.

7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

124. *Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О., Лукьянов П.Ю., Цыренжапов С.В.* Приземные микроволновые радиометрические измерения ледяного покрова оз. Байкал // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 91–99, библи. 10.

Исследованы возможности микроволновых приземных радиометрич. исследований при установке приборов на легкомоторный аппарат и судно на воздушной подушке.

125. *Брянская Ю.В.* Влияние ледового покрова на пропускную способность русла // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. «Проблемы комплексного обустройства техноприродных систем».

- Ч. 3. Гидротехн. строительство. М., 2013. С. 49–54, библи. 5.

Сопоставлена пропускная способность русла со свободной поверхностью и при ледоставе; показано, что в широком русле глубина при ледоставе слабо изменяется по сравнению с глубиной открытого потока.

126. *Бузин В.А., Горшкова Н.И.* Процесс внутриводного ледообразования в реках и нижних бьефах ГЭС // Учен. зап. Российского гос. гидромет. ун-та. 2013. № 27. С. 29–35, библи. 4.

Рассматриваются внутриводное ледообразование, приводящее к закупорке водозаборов, и методика краткосрочных прогнозов этого процесса.

127. *Гранин Н.Г., Козлов В.В., Цветова Е.А., Гнатовский Р.Ю.* Полевые исследования и некоторые результаты численного моделирования кольцевой структуры на льду озера Байкал // ДАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 343–347, библи. 15.

Показана связь возникновения кольцевых структур с особенностями распределения подлёдных течений и потоков тепла, определяющих уменьшение толщины льда в зоне их интенсификации.

128. *Сорокикова Л.М., Синюкович В.Н., Нецветова О.Г., Томберг И.В., Сёзко Н.П., Лопатина И.Н.* Химический состав снеговых и речных вод юго-восточного побережья Байкала // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 71–83, библи. 23.

Анализ гидрохимич. данных за 1996–2010 гг.

129. *Стручкова Г.П., Тимофеева В.В., Капитонова Т.А.* Статистическая модель наводнения в период весеннего половодья и ледохода на р. Лена у г. Якутск // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 84–88, библи. 6.

Анализ особенностей заторообразования на реках Якутии.

130. *Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В.* Деформация ледового покрова озера Байкал при климатических и приливных воздействиях // Вестн. Новосибирского гос. ун-та. Сер. Математика, механика, информатика. 2012. Т. 12. № 4. С. 123–133, библи. 10.

По данным натурного эксперимента получены упругие и вязкие параметры льда, амплитуды приливных и свободных колебаний, величины смещения ледяных полей, скорости деформирования и накопления напряжений перед разрушением на границах.

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

131. *Алексеев В.Р.* Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 69–88, библи. 40.

По материалам многолетних наблюдений на специальных наледных полигонах охарактеризованы процессы пуче-

ния, термокарста и термоэрозии в долинах рек криолитозоны.

132. Белова Н.Г. Пластовые льды на юго-западном побережье Карского моря // Тр. 10-й междунар. конф. по мерзлотоведению (IISOP–2012). Салехард, 25–29 июня 2012 г. Т. 5: Расшир. тезисы на русском языке. Томск, 2012. С. 27–28, библи. 6.

Рассмотрены два яруса пластовых льдов зап. побережья Байдарцкой губы – мощность пластов, строение и состав льда.

133. Белова Н.Г. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарцкой губы Карского моря // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 93–102, библи. 28.

Анализ восьми опорных обнажений пластовых льдов по результатам полевых исследований 2005–2007 и 2012 гг.

134. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607, библи. 11.

Установлены исключительно высокие концентрации метана в пластовых льдах и мерзлых отложениях морского генезиса.

135. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н. Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 4. С. 39–53, библи. 27.

Исследованы криолитологич. строение толщи и особенности залегания ледяных залежей.

136. Готовцев С.П. Деградация ледового комплекса и ее роль в формировании гидрологического режима рек Якутии // География и прир. ресурсы. 2015. № 4. С. 107–111, библи. 13.

Рассмотрена активизация термоэрозионных процессов в пределах Колымской низменности в 1970–2009 гг.

137. Иванов Е.Н. Сравнение развития повторно-жильных льдов в условиях резко континентального климата (на примере хребта Кодар и Чарской котловины) // Тр. 10-й междунар. конф. по мерзлотоведению. Салехард, 25–29 июня 2012 г. Т. 5: Расшир. тезисы на русском языке. Тюмень, 2012. С. 121–122.

Показано, что ледовые структуры подвергаются отепляющему воздействию климата, а изнутри сильное влияние оказывает охлаждающее действие температуры.

138. Лехатинов А.М. Наледи Тункинского тракта и сопредельных территорий // Геокриологич. проблемы Забайкалья и сопредельных территорий. Пятая междунар. науч.-практ. конф. Чита, 13–14 апреля 2015 г., Забайкальский гос. ун-т, 2015. С. 59–65, библи. 2.

Обобщение сведений о прир. и техногенных наледях на территории от оз. Байкал до оз. Хубсугул в Монголии.

139. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный

Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 87–94, библи. 25.

По результатам комплексного анализа 2008–2012 гг. сделан вывод о более молодом (позднеголоценовом) возрасте подземных льдов по сравнению с широко распространёнными представлениями.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

140. Адаменко М.М., Гутак Я.М. Динамика ледников и многолетних снежников Кузнецкого Алатау в XIX–XXI столетиях // Изв. Алтайского отдела РГО. 2015. № 4. С. 28–35, библи. 11.

Показана динамика ледников, многолетних снежников и верхней границы леса за последние 100 лет на основе сравнения парных фотографий и непосредств. наблюдений.

141. Адаменко М.М., Сюбаев А.А. Современные тенденции развития ледников Кузнецкого Алатау (на примере Черно-Июсского ледника) // Актуальные вопросы географии и геологии: Материалы Всеросс. молодежной науч. конф. Томск, 13–15 октября 2011 г. Томск, 4–16 июля 2011 г. Томск, 2011. С. 18–21, библи. 4.

Анализ колебаний площади указ. ледника с 1980-х годов до 2011 г.

142. Адцеев В.Г. Геоэкологическое состояние рек Геналдон и Гизельдон до и после схода ледника Колка и система управления природоохранных и водохозяйственных ведомств РСО – Алания // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 194–195, библи. с. 316–328.

Описание ГИС-проекта.

143. Алёхина И.А. Будущее исследований антарктических подледниковых озёр // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 43–44.

О междунар. совещании участников исследования подледной гидросистемы, состоявшемся 30–31 марта 2015 г. в Великобритании; приведена карта подледниковых озёр.

144. Бергер М.Г. О возражениях против газодинамической природы катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 268–270, библи. с. 316–328.

Критика позиций исследователей, уделяющих недостаточное внимание взглядам автора.

145. Бергер М.Г. О природе катастрофы на леднике Колка в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 247–251, библи. с. 316–328.

Приведены доказательства концентрир. струйного прорыва огромного количества высоконапорных глубинных поствулканич. газов.

146. Бергер М.Г. О событиях на леднике Колка в 2 часа 21 минуту 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 239–240, библи. с. 316–328.
Попытка отрицать подвижку ледника Колка 20 сентября 2002 г.
147. Болов В.Р., Мочалов В.П., Муратов Ш.С. Гляциальные катастрофы и их предвестники в бассейне р. Геналдон Республики Северная Осетия — Алания // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 291–295, библи. с. 316–328.
Выявлены предвестники катастроф 1902, 1969 и 2002 гг.: 5%-е и более увеличение температуры воздуха и осадков на протяжении 5–10 лет до гляциального события, усиление сейсмич. и неотектонич. активности по сравнению с фоновой за дни или месяцы перед событием.
148. Болов В.Р., Мочалов В.П., Муратов Ш.С. Итоги работы, нерешенные проблемы и задачи по сбору, анализу и обобщению данных об опасных природных процессах в горных районах Северного Кавказа // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 286–291, библи. с. 316–328.
Результаты деятельности и задачи межвед. экспедиции, созданной после катастрофы 2002 г.
149. Болов В.Р., Мочалов В.П., Муратов Ш.С. Природные катастрофы, обусловленные ледовыми обвалами, и пути их предупреждения // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 296–301, библи. с. 316–328.
Обзор гляциальных катастроф в разных районах мира; предлагается предупреждать такие катастрофы с помощью искусств. взрывов в толще ледника.
150. Будаева Д.Р., Доева Д. Караугомский ледник // Рекреация и горы. Материалы 10-го науч.-практ. семинара по рекреационной географии. Владикавказ, 2012. С. 52–53.
О деградации Караугомского ледника на Кавказе с середины XIX в.
151. Варданянц Л.А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива [по статье того же названия в кн.: Изв. РГО. 1932. Т. 64. Вып. 1] // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 33–38, библи. с. 316–328.
О геологич. причинах обвалов ряда ледников Казбека, приведена карта-схема положения этих ледников.
152. Васьков И.М. Геналдонская катастрофа 2002 г. Основные факты и этапы развития // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 252–263, библи. с. 316–328.
Качеств. и параметрич. характеристики события, получ. в результате полевых и камеральных работ.
153. Васьков И.М., Турлов С.А., Валиев А.Л. Последствия Геналдонской катастрофы 20 сентября 2002 г.: вчера, сегодня, завтра // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 116–131, библи. с. 316–328.
Охарактеризованы геоморфол. последствия таяния льда, перемещ. вниз по долине во время катастрофы; сделан вывод о невозможности её повторения при дальнейшем потеплении климата.
154. Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шибеев Ю.А. Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 69–86, библи. 46.
Составлены карты и установлены закономерности пространств. изменчивости указ. параметров.
155. Галахов В.П., Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т. Колебания ледника Малый Актру (Русский Алтай) за период инструментальных наблюдений с 1952 по 2013 год // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 81–86, библи. 11.
Показано увеличение объёма ледника в 1952–1961 и 1983–1990 гг. на фоне продолжающегося отступления его фронта.
156. Голубев В.Н. Жидкая вода в ледниках. Рецензия на книгу «Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований» // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 131–132.
Положит. рецензия на книгу А.Ф. Глазовского и Ю.Я. Мачерета о прогрессе научных знаний в указ. области (Изд-во ГЕОС. М., 2014, 528 с.).
157. Гурбанов А.Г. Программа комплексного мониторинга с отслеживанием и анализом признаков вулканической опасности в пределах Казбекского вулканического центра и северных отрогов вулкана Казбек в Геналдонском ущелье // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 114–116, библи. с. 316–328.
Адаптирована для Казбека разработ. автором ранее программа для Эльбруса.
158. Гурбанов А.Г. Результаты проведенных геологических, геофизических, геодезических и дистанционных исследований как основа разработки Программы комплексного мониторинга с отслеживанием и анализом признаков вулканической опасности в пределах Казбекского вулканического центра и в Геналдонском ущелье // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 113–114, библи. с. 316–328.
Оценка результатов исследований вулканич., сейсмич., тектонич. и гляциол. опасности.
159. Докукин М.Д., Севернюк Е.А., Черноморец С.С. Обвальные процессы в высокогорной зоне Кавказа в XXI веке // Природа. 2015. № 7. С. 52–62, библи. 20.
Показана активизация в XXI в. обвальных процессов, связ. с соврем. ледниками.

160. *Заалишвили В.Б., Бондырев И.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н.* Макросейсмическое обследование зоны схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 132–136, библи. с. 316–328.
Установлено, что в период схода ледника Колка население района Казбекского вулканич. центра не ощущало проявления какого-либо значит. сейсмич. события.
161. *Заалишвили В.Б., Мельков Д.А.* Особенности движения ледово-каменной массы 20 сентября 2002 г. (по сейсмологическим и геоморфологическим данным) // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 174–177, библи. с. 316–328.
Вычислены скорости движения обвальной массы на 14 участках от ледникового кара до Кармадонских ворот.
162. *Заалишвили В.Б., Мельков Д.А.* Оценка интенсивности сейсмического события, вызванного сходом ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 177–180, библи. с. 316–328.
Оценка сейсмич. воздействия завершающего удара вблизи Кармадонских ворот на окружающую территорию.
163. *Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Суаридзе Г.С.* К вопросу создания математической модели процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 181–184, библи. с. 316–328.
Установлено, что основные значения мгновенных скоростей движения хорошо соответствуют модели, рассматривающей это движение в виде лавины.
164. *Заалишвили В.Б., Невская Н.И.* Взаимосвязь различных факторов, в том числе сейсмических событий, со сходом ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 241–246, библи. с. 316–328.
Перечислены сейсмич. события, предвалявшие сход ледника.
165. *Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Забирченко Д.Н., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В.* К вопросу создания локальной сети «Кармадонский параметрический полигон» // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 301–306, библи. с. 316–328.
Описаны результаты функционирования сети сейсмостанций, созданной для мониторинга эндогенных и экзогенных катастрофич. процессов.
166. *Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Макиев В.Д., Мельков Д.А.* Интерпретация инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 150–158, библи. с. 316–328.
Результаты полного анализа данных, получ. сетью сейсмич. станций на сопредельной территории, а также опубликов. в Интернете.
167. *Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Харебов К.С.* Анализ инструментальных записей схода ледника Колка (по данным локальной сети сейсмических наблюдений) // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 141–149, библи. с. 316–328.
Представлены предварит. реконструкция событий схода ледника и карта-схема его схода.
168. *Заалишвили В.Б., Харебов К.С.* Исследование процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. (по динамическим характеристикам инструментальных записей) // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 159–174, библи. с. 316–328.
Выявлены три стадии процесса схода: первоначальный отрыв ледниковых масс, поворот около ледника Майли, движение до Кармадонских ворот.
169. *Зимницкий А.В., Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г.* Современное оледенение Передней Азии (в границах Турции) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 50–60, библи. 24.
Показано соврем. состояние 70 ледников общей площадью 16,5 км², охарактеризована деградация ледников Большого Арарата с 1881 по 2011 г.
170. *Екайкин А.А., Заровчатский В.А., Липенков В.Я.* Измерение скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 20–25, библи. 6.
Обсуждаются результаты прямых измерений скорости сублимации снега на протяжении пяти летних сезонов и двух зимовок (2011–2015 гг.).
171. *Иванов Б.В., Священников П.Н.* Альbedo снежно-ледниковой поверхности архипелага Шпицберген // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 88–93, библи. 15.
Об изменении альbedo поверхности ледника Альдегонда по измерениям последних лет.
172. *Ильичев Ю.Г., Ефремов Ю.В., Бок А.Н., Дега Н.С.* Динамика горных озер верховий Кубани // Тр. Тебердинского заповедника. Вып. 53. Кисловодск: МИЛ, 2015. 158 с., библи. 45.
По материалам исследований последних десятилетий дана развёрнутая характеристика озёр, в том числе приледниковых; составлен каталог озёр по состоянию на 2010 г.
173. *Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С.* Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49, библи. 46.
Рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и скорости снегонакопления с 1924 по 2012 г.
174. *Комжа А.Л.* Динамика восстановления растительного покрова в нижнем и среднем течении р. Геналдон после гляциальной катастрофы 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера,

- сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 205–211, библиограф. с. 316–328.
- Обобщены результаты личных полевых наблюдений.
175. *Комжа А.Л.* Проблемы датировки гляциальных катастроф в долине р. Геналдон и возможности их фитоиндикации // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 195–204, библиограф. с. 316–328.*
- Уточнена прежняя реконструкция ледниковых событий на протяжении долины от верховьев ледника Колка до Кармадонских ворот в XVIII–XXI вв.
176. *Коновалов В.Г.* Расчет и прогноз составляющих стока в бассейнах рек Центральной Азии // *Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 3. С. 72–83, библиограф. 29.*
- Исследованы варианты уравнений сверхдолгосрочных гидролог. прогнозов стока рек Центральной Азии с учётом характеристик соврем. оледенения в их верховьях.
177. *Коновалов В.Г., Рудаков В.А.* Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов // *Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 15–27, библиограф. 29.*
- Показаны возможности определения по космоснимкам высоты границы питания, доли площади аккумуляции в общей площади ледника, а также его баланса массы.
178. *Коновалов Ю.В., Нагорнов О.В.* Реконструкция коэффициентов трения в области быстрых течений льда в ледниковом покрове «Академия наук» с учетом изменения температуры льда // *Науч. сессия НИЯУ МИФИ–2013. Москва, 1–6 февраля 2013 г.: Аннотации докладов. Т. 3. Экономич. и правовые проблемы инновац. развития атомной отрасли. Методология профессионального и общего образования. Тематич. конф. НИЯУ МИФИ. М., 2013. С. 146.*
- Коэф. трения в базисном слое ледникового купола «Академия Наук» реконструирован методом регуляции Тихонова в 2D-модели течения льда вдоль плоскости ледораздела на основе измерений скорости течения льда на поверхности ледника.
179. *Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С.* Фрактальность колебаний высоты поверхности Антарктического ледникового покрова // *ДАН. 2015. Т. 465. № 2. С. 223–228, библиограф. 8.*
- На основе анализа данных альтиметрич. измерений ICESat 2003–2008 гг. сделан вывод о том, что метелевый перенос снега – главный фактор изменения высот поверхности в центр. части покрова; обнаружены признаки его соврем. динамич. равновесия.
180. *Котляков В.М., Десинов Л.В., Рудаков В.А.* Подвижка ледника Бивачного в 2012–2015 гг. // *Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 133–140, библиограф. 7.*
- Результаты космич. мониторинга 2001–2015 гг. активной динамики многочисл. ветвей одного из главных притоков ледника Федченко на Памире.
181. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Динамика процессов восстановления ледника Колка // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 233–239, библиограф. с. 316–328.*
- Результаты полевых обследований в 2006, 2009, 2010 и 2011 гг.
182. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Известные подвижки ледников на Северном Кавказе // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 213–223, библиограф. с. 316–328.*
- Обобщены соврем. знания о подвижках 25 ледников, приведены графики векового режима средней летней температуры приледникового слоя воздуха, общих и твёрдых осадков в области аккумуляции ледника Колка на высоте 3400 м.
183. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Подвижки ледников на Северном Кавказе и Кармадонская катастрофа 2002 г. // *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 223–233, библиограф. с. 316–328.*
- Охарактеризовано соврем. состояние проблемы.
184. *Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я.* Новые данные о современных изменениях ледников горных районов России // *ДАН. 2015. Т. 464. № 6. С. 727–734, библиограф. 15.*
- На основе систематич. съёмок и анализа космич. снимков в рамках междунар. проекта GLIMS дана оценка темпа сокращения ледников за последние 15 лет.
185. *Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А., Попов Г.В.* Оценка объема ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // *Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 78–88, библиограф. 44.*
- По результатам работ 2011–2013 гг. составлена новая векторная база 1713 ледников, подсчитан их объём.
186. *Липенков В.Я.* К истории российско-французского сотрудничества в области изучения ледяных антарктических кернов и палеоклимата // *Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 36–39.*
- История 30-летних (1985–2015) совместных исследований.
187. *Лукин В.В.* Новый шаг к неизведанному // *Российские полярные исследования. 2015. № 1 (19). С. 13–14.*
- История бурения сверхглубоких скважин в ледниковом покрове Антарктиды в 2012–2015 гг.
188. *Лунев П.И.* Сейсмические исследования над акваторией озера Восток (Центральная Антарктида) и основные результаты работ методом преломленных волн 60-й РАЭ // *Российские полярные исследования. 2015. № 3 (21). С. 13–16.*
- Кратко изложены результаты сейсмич. исследований МПВ в центральной, наиболее глубоководной части котловины озера Восток, позволяющие обосновать предположение о нали-

чии осадочного чехла во впадине озера и получить сведения о его мощности.

189. *Мавлюдов Б.Р.* Гляциологические исследования на куполе Беллинсгаузена, о-в Кинг-Джордж в 2007/2008 гг. // Арктика и Антарктика. 2015. Вып. 8 (42). С. 37–69, библи. 35.

Исследовано современное состояние ледникового купола, отмечается повышение границы питания в последние десятилетия.

190. *Макоев Х.Х.* Природные катастрофы на леднике Колка: причины и последствия // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 283–285, библи. с. 316–328.

Охарактеризовано современное состояние проблемы.

191. *Маневич Т.М., Муравьев Я.Д., Самойленко А.Б.* Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 14–26, библи. 17.

По результатам полевых работ 2007–2010 гг. выявлено 27 ледников общей площадью $24,03 \pm 3,6$ км², оценено положение их фронтов по сравнению с материалами аэрофотосъёмки 1974 г.

192. *Муравьев А.Я.* Открытие и исследования ледников Камчатки // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 123–132, библи. 50.

Охарактеризованы этапы изучения и современное изученность баланса массы, размеров и колебаний ледников полуострова.

193. *Муравьев Я.Д.* Газовое извержение в Колкинском цирке – возможная причина развития подвижек ледника по катастрофическому сценарию // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 104–112, библи. с. 316–328.

Обсуждается влияние поступления к поверхности большого количества вулканических газов на возможное усиление взрывной активности под ледником.

194. *Муратов Ш.С.* Основные причины природной катастрофы в бассейне р. Гизельдон и меры по предупреждению и смягчению природных катастроф гляциального генезиса // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 271–272, библи. с. 316–328.

Сформировано понятие скоротечного гляциального экзогенного процесса.

195. *Осипов Э.Ю., Осипова О.П.* Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири в последние 160 лет // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 33–41, библи. 21.

Получены данные, свидетельствующие о наибольшей (в Сибири) чувствительности ледников Кодара, Восточного Саяна и Байкальского хребта к изменениям климата во второй половине XX в.

196. *Осипова Г.Б.* Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежий, Западный Памир // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 129–140, библи. 34.

Обзор исследований экспедиций Института географии РАН на леднике в 1963–2012 гг.

197. *Осокин Н.И.* Ледник Колка сегодня. Какой ледник будет опасен завтра? // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 307–313, библи. с. 316–328.

Показана возможность пульсаций нескольких ледников Кавказа в условиях современного потепления и усиления геотермального потока в вулканических районах.

198. *Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа [по: Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 432 с.] // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 29–32, библи. с. 316–328.

Сообщается, что объём ледника Колка с 1956 по 1969 г. возрос на 30 млн м³; приведена карта-схема бассейна ледников Майли и Колка с указанием их границ в 1969, 1970 и 1990 гг.

199. *Папина Т.С., Малыгина Н.С., Бляхарчук Т.А., Ненашева Г.И., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н.* Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корамда (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 40–48, библи. 24.

Результаты анализа изотопного состава образцов, отобранных 5 июля 2013 г. с поверхности языка ледника.

200. *Полквой А.П.* Природные газовые гидраты – возможная причина катастроф ледника Колка // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 264–265, библи. с. 316–328.

О возможном образовании газовых гидратов как одной из причин катастроф ледника Колка в 1752, 1834–1835, 1902, 1969–1970 гг.

201. *Поляков С.П., Мартынов В.Л., Лукин В.В.* Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской Антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 31–35.

Обсуждается современное состояние проблемы.

202. *Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартынов В.Л., Лукин В.В.* Применение гляцио-геофизических методов для обеспечения безопасности логистических операций в Антарктиде // Российские полярные исследования. 2015. № 3 (21). С. 29–31.

Результаты георадарного профилирования, кернового бурения и аэрофотосъёмки в районах станций Мирный и Прогресс в ходе сезонных работ 60-й РАЭ (2014/15 г.).

203. *Попов С.В., Попков А.М.* Сейсморадиолокационные исследования района подледникового озера Пионерское, Восточная Антарктида // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 107–113, библи. 22.

О системе подледниковых озёр в районе подлёдных гор Голыцина, выявленных в 2003–2008 гг.

204. *Поповнин В.В., Пылаева Т.В.* Лавинное питание ледника Джанкуат // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 21–32, библи. 12.

Подсчитана доля лавинного питания ледника (2,8%) для выборочного года (1998/99), среднего по условиям аккумуляции.

205. Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тчелидзе Л.Г. Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 89–98, библиограф. 12.

Рассмотрена динамика приращения толщины и площади моренного чехла ледника в 1968–2010 гг.

206. Пряхин С.С., Попов С.В., Сандалюк Н.В., Мартынов В.Л., Поляков С.П. Аэрофотосъёмка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г. // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 107–113, библиограф. 4.

Установлено отсутствие опасных для людей и техники трещин в ледниковом покрове на указ. территории.

207. Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Подвижка ледника Колка в 1969–1970 годах [по фрагментам из книги: Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.] // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 23–29, библиограф. с. 316–328.

Показана связь подвижки 1969–1970 гг., не сопровождавшейся селом, с ежегодным превышением прихода льда в 1 млн м³ над его расходом; предполагается решающая роль вмещающего ледник рельефа при подвижке 1902 г., сопровождавшейся селом.

208. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энергетического компонента модели для включения криосферного компонента в климатическую модель. Часть 1. Описание модели и расчеты климатических полей приземной температуры воздуха и осадков // Метеорология и гидрология. 2015. № 11. С. 33–45, библиограф. 18.

Описание энергетического компонента модели ЭВМ-Г, разработ. для сопряжения климат. модели и модели динамики ледникового щита Гренландии.

209. Рыбак О.О., Володин Е.М., Невечера А.П. Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 19–34, библиограф. 33.

Предложена новая реконструкция поля потока геотермического тепла под Гренландским ледниковым щитом.

210. Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова Т.А. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 9–20, библиограф. 19.

Предложена модель, которую в дальнейшем предполагается использовать для прогнозирования расчётов эволюции ледников Кавказа в условиях меняющегося климата.

211. Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т., Коломейцев А.А. Колебания ледников Томич и Во-

допадный (Алтай) во второй половине XX — начале XXI в. // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 47–54, библиограф. 15.

Установлены синхронность колебаний двух ледников, а также быстрое увеличение (1983–1996 гг.) и уменьшение (1996–2011 гг.) массы ледника Водопадный в связи с изменениями температуры воздуха.

212. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политеермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37, библиограф. 25.

Результаты математич. моделирования с учётом условий на ледниках региона.

213. Тавасиев Р.А. О катастрофических обвалах с ледника Девдорак // Геориск. 2015. № 2. С. 43–48, библиограф. 13.

Описание катастрофич. обвалов ледника в XVIII–XXI вв.

214. Тавасиев Р.А. О некоторых дискуссионных вопросах, связанных с катастрофическим сходом ледника Колка // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 272–283, библиограф. с. 316–328.

Отмечается исключительность неоднократных катастрофич. событий в Геналдонском ущелье, сопоставлены последствия катастроф 2002 и 1752 гг.

215. Федоров В.М. Изменения ледовых ресурсов отдельных ледниковых районов Северного полушария в XX в. // Водные ресурсы. 2015. № 1. С. 1–12, библиограф. 30.

Для 25 ледников в девяти районах Северного полушария от Канадского архипелага до Памиро-Алая получено 600 моделей реконструкции балансовых показателей за 1901–2000 гг.

216. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудилов А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46, библиограф. 12.

Представлены результаты термометрии неглубоких (до 20 м) скважин весной и летом 2012–2014 гг.

217. Черноморец С.С., Адзеев В.Г. Ледниковые катастрофы в Геналдонском ущелье: взгляд в прошлое. Архивные документы о событиях XIX века и 1902 года // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 329–426, библиограф. с. 316–328.

Опубликованы документы, проливающие свет на неизвестные подробности ледниковых катастроф в районе Казбека.

218. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60, библиограф. 15.

Установлено согласное с изменениями температуры и осадков замедление отступления концов ледников в 1967–1981 и 2000–2013 гг.

219. Чихачев К.Б., Липенков В.Я. Опыт моделирования нестационарного процесса уплотнения снежно-фир-

новых отложений в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 76–87, библиография. 19.

Показана возможность реконструкции прошлых изменений температуры и аккумуляции по форме экспериментальных профилей плотности снежно-фирновых отложений.

220. Чотчаев Х.О., Малиев И.Н. О гидродинамической и газодинамической гипотезах причин схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 265–267, библиография. с. 316–328.

Анализируется вероятность гидродинамич. и газодинамич. причин схода ледника Колка в 2002 г.

221. Шакиров А.Э. Магнитометрические исследования ледников Южный и Северный Энильчек (Иныльчек) в районе озера Мерцбахера // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 42–52, библиография. 8.

Определены особенности рельефа ложа в концевой части крупнейшего на Тянь-Шане ледника.

222. Шанпеллаз Ж., Липенков В.Я. Российско-французский семинар 2015 // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 4.

Содержание состоявшегося 6–9 мая 2015 г. в Санкт-Петербурге семинара «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде».

223. Шафиев Г.В. Вероятный сценарий затопления долины реки Шохдары в случае катастрофического прорыва озера Дурумкул // Гериск. 2015. № 1. С. 51–58, библиография. 9.

Пример расчёта последствий прорыва приледникового озера на Памире.

224. Штебер Э.А. Сход ледника Колка 3 июля и 6 июля 1902 г. [по: Штебер Э.А. Ледниковые обвалы в истоках Генал-дона // Терский сб.: Литературно-науч. приложение к «Терскому календарю» 1904 г. Вып. 6. С. 233–248.] // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 17–22, библиография. с. 316–328.

Описание движения ледово-селевых масс с признаками лавины (наличия воздушной волны) по долине Геналдона; предполагается, что причиной обвала стало не чрезмерное накопление льдов, а усиленное таяние.

225. Bolch T. Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa valley, Kyrgyz Ala-Too, Northern Tien Shan (Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.) // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 28–39, библиография. 51, англ., резюме русск.

На основе анализа стереоснимков спутника Corona 1964 и 1971 гг. и ASTER 2012 г. охарактеризованы темпы сокращения оледенения.

226. Huggel C. Impacts from climate change related hazards in high-mountain areas: a review of assessment techniques (Опасности, обусловленные изменением климата в высокогорных областях: обзор

способов оценки) // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 187–193, библиография. с. 316–328, англ., резюме русск.

Результаты трёх исследований в Альпах, Андах и на Кавказе, демонстрирующие опасность прорыва приледниковых озёр во время потепления климата в конце XX в.

227. Lipenkov V.Ya., Raynaud D. The mid-Pleistocene transition and the Vostok oldest ice challenge (Климатическая перестройка в середине плейстоцена и проблема исследования древнейшего антарктического льда со станции Восток) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 95–106, библиография. 41, англ., резюме русск.

Проанализированы результаты и предложена программа развития методов исследования ледникового керна для решения вопроса смены периода чередования ледниковых и межледниковых эпох 1 млн лет назад.

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

228. Александрин М.Ю. Отложения приледниковых озёр – основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 89–102, библиография. 48.

Показаны возможности метода, позволяющего отслеживать колебания размеров конкретного ледника.

229. Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 1. С. 55–70, библиография. 39.

Описаны условия всех межледниковых и ледниковых эпох среднего и позднего плейстоцена.

230. Большианов Д.Ю. Скандинавский ледниковый щит – новые данные и предположения // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 6. С. 1–13, библиография. 22.

Попытка доказать отсутствие ледникового покрова в Скандинавии во время последнего ледникового максимума.

231. Бушуева И.С., Соломина О.Н., Жомелли В. История ледника Алибек по данным дистанционного зондирования, биоиндикации, ^{14}C и ^{10}Be датирования // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 97–106, библиография. 19.

Определено пространств. положение фронта ледника на ряд лет начиная с 1885 г.

232. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Предсказуем ли климат в геологическом масштабе времени? // ДАН. 2015. Т. 460. № 2. С. 215–219, библиография. 12.

По анализу содержания дейтерия в ледниковом керне антарктич. станции Восток подтверждён 41-тысячелетний цикл чередования ледниковых и межледниковых эпох; показана предсказуемость климата в диапазоне времени 20–120 тыс. лет.

233. Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Изменение климата в индоокеанском секторе

- Восточной Антарктиды за последние 350 лет // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 5–18, библи. 24.
- Обнаружено проявление малого ледникового периода, а также так называемого климатич. сдвига 1970-х годов.
234. *Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н.* Палеогеографическое развитие котловины озера Иссык-Куль в плейстоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 1. С. 86–92, библи. 16.
- Зафиксировано возникновение горного оледенения при переходе от плиоцена к плейстоцену.
235. *Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.* Реконструкции развития палеогеографических событий в плейстоценовой истории бассейнов рек Дона, Волги, Камы // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 2. С. 38–53, библи. 41.
- Выделено восемь эпох оледенения на протяжении последних 780 тыс. лет.
236. *Еникеев Ф.И.* Реликтовая долина (спиллвей) на водоразделе Витима и Нерчи (Восточное Забайкалье) // Геоморфология. 2015. № 2. С. 71–77, библи. 13.
- Реконструкция сартанского оледенения на водоразделе Лены и Амура.
237. *Инишев Н.Г., Рудой А.Н., Земцов В.А., Вершинин Д.А.* Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // ДАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 220–222, библи. 8.
- Представлен уточнённый сценарий озёрно-ледниковой позднечетвертичной истории Алтая.
238. *Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* Современное прочтение истории ледниковых циклов плейстоцена // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 103–122, библи. 65.
- Обсуждается изменение 1,25 млн л.н. влияния 41-тысячелетнего цикла наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики на продолжительность цикла оледенение – межледниковье.
239. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Минюк П.С., Недорубова Е.Ю., Горячев Н.А.* Позднеплейстоценовый климатический оптимум в восточном секторе Арктики (по данным оз. Эльгыгитын) // ДАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 474–478, библи. 11.
- Выявлена связь климатич. событий Арктики и Антарктики во время разрушения Антарктич. ледникового щита 1,062–1,081 млн л.н.
240. *Мельникова А.П.* Изменение климата на Тянь-Шане в голоцене и проблема использования спорово-пыльцевых спектров гор Центральной Азии // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 5. С. 83–98, библи. 47.
- Показаны улучшение условий существования оледенения в период от 3 до 2 тыс. л.н. и их ухудшение в течение первого тысячелетия н.э.
241. *Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н.* Палеоземлетрясения и катастрофические пульсации ледников в Северной Осетии в голоцене // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ, 2014. С. 39–43, библи. с. 316–328.
- Охарактеризовано влияние землетрясений разного времени на изменения динамики ледников.
242. *Свиточ А.А.* Палеогеография Большого Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2015. № 4. С. 69–80, библи. 86.
- Показано совпадение трансгрессий Каспия с четвертичными оледенениями.
243. *Смирнов И.П.* Динамика прибрежных ландшафтов на северо-востоке острова Северный архипелага Новая Земля // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 3. С. 30–41, библи. 8.
- Описание конечно-моренного вала ледника Средний.
244. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В.* Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене – голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 98–106, библи. 51.
- По результатам анализа образцов из береговых обрывов арктич. побережья в интервале 50–170° в.д. сделан вывод о неизменности атмосферного переноса в Российской Арктике на протяжении последних 60 тыс. лет.
245. *Шейнкман В.С., Плюснин В.М.* Оледенение севера Западной Сибири – спорные вопросы и пути их решения // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 103–120, библи. 47.
- Приведены доказательства ограниченности размеров четвертичного оледенения Западной Сибири.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агаджанян А.К.** 235
Адаменко М.М. 140, 141
Адцеев В.Г. 142, 217
Айдын М.Дж. 31
Александрин М.Ю. 228
Александров Е.И. 70, 71
Алексеев В.А. 89
Алексеев В.Р. 131
Алексеев Г.В. 1, 70, 71
Алехина И.А. 143
Ананичева М.Д. 92
Андерсон П.М. 239
Антонов Е.В. 92
Антонюк А.Ю. 99
Ардюков Д.Г. 130
Архипов В.В. 75, 107
Барашев Н.В. 46
Батурин Е.Н. 34
Безносиков В.А. 35
Белова Н.Г. 132, 133
Беляков В.В. 32
Бергер М.Г. 144–146
Бережная Т.В. 4
Беспалова Е.В. 33
Блинов С.М. 34
Бляхарчук Т.А. 199
Боброва Д.А. 57, 58, 63
Богородский А.В. 72
Бойко Е.В. 130
Бок А.Н. 172
Болиховская Н.С. 229
Болов В.Р. 147–149
Большаков В.А. 5
Большаков Д.Ю. 1
Большакинов Д.Ю. 230
Бондырев И.Б. 160
Бордонский Г.С. 124
Бородачев В.Е. 73
Бородачев И.В. 73
Боярский Д.А. 115
Брянская Ю.В. 125
Будаева Д.Р. 150
Буданцева Н.А. 55, 135
Бузин В.А. 126
Букатов А.Е. 74
Бухарицин П.И. 75
Бухаров В.М. 77
Бухаров М.В. 76, 77
Бушуева И.С. 231
Бычинский В.А. 54
Бычкова В.И. 78
Бычкова И.А. 86, 104, 114
Вакуленко Н.В. 232
Валиев А.Л. 153
Варданыц Л.А. 151
Василевич М.И. 35, 36
Василевич Р.С. 36
Василенко Е.В. 185
Васильев А.А. 134, 244
Васильев Л.Н. 179
Васильева Т.В. 216
Васильчук А.К. 135
Васильчук Дж.Ю. 55
Васильчук Ю.К. 55, 135
Васьков И.М. 152, 153
Верхотуров А.А. 110
Вершинин Д.А. 237
Ветров В.А. 37
Владимирова Д.О. 154, 233
Волгутов Р.В. 79
Володин Е.М. 208, 209
Воробьев С.Н. 56
Воронич В.В. 113
Воскресенская Т.Н. 234
Выкочко А.В. 105
Габираев А.Ф. 60
Галахов В.П. 155
Гальцев А.А. 110
Ганюшкин Д.А. 218
Гельфан А.Н. 38
Генсировский Ю.В. 58, 59
Глазовская Т.Г. 67
Глазовский А.Ф. 212
Глок Н.И. 70
Глушанкова Н.И. 235
Гнатовский Р.Ю. 127
Голованов Д.Л. 55
Головин П.Н. 80
Головина М.И. 110
Голубев А.Д. 4
Голубев В.Н. 30, 156
Голубев Е.Н. 81
Голубчиков Ю.Н. 8
Горшкова Н.И. 126
Горячев Н.А. 239
Готовцев С.П. 136
Гранин Н.Г. 127
Гудошников Ю.П. 103
Гузенко Р.Б. 93
Гурбанов А.Г. 157, 158
Гурвич И.А. 85
Гурулев А.А. 124
Гутак Я.М. 140
Давыдов А.А. 99
Дворников Ю.А. 39
Дега Н.С. 172
Демчев Д.М. 97, 104
Десинов Л.В. 180
Дзедобоев Б.А. 66
Дзеранов Б.В. 60, 165
Дианский Н.А. 108
Дмитриева В.Т. 40
Доева Д. 150
Докукин М.Д. 159
Дорофеев Д.В. 113
Дударев О.В. 121
Думанская И.О. 82, 83
Дюкарев Е.А. 41
Екайкин А.А. 154, 170, 173, 233
Еникеев Ф.И. 236
Ермохина К.А. 39
Ефремов Ю.В. 169, 172
Жируев С.П. 58, 59
Житкина Л.С. 91, 95
Жичкин А.П. 84
Жомелли В. 231
Заалишвили В.Б. 60, 160–168
Забирченко Д.Н. 165
Заболотских Е.В. 85, 105
Завьялов Д.Д. 74
Зарипов О.М. 110
Заровчатский В.А. 170
Захваткина Н.Ю. 86
Зверкова Н.М. 22
Зезюлин Д.В. 32
Зеленина Л.И. 87
Землянов И.В. 107
Земцов В.А. 237
Зимницкий А.В. 169
Золотарев Е.Р. 34
Золотокрылин А.Н. 88
Иванов А.Ю. 99
Иванов Б.В. 52, 171
Иванов В.В. 80, 89
Иванов Е.Н. 137
Иванов Н.Е. 70, 71
Ивкина Н.И. 90
Ильичев Ю.Г. 169, 172
Ильяш Л.В. 91, 95
Инишев Н.Г. 237
Ишик Э. 31
Йошикава К. 55
Казаков Н.А. 61, 62
Казакова Е.В. 42
Казакова Е.Н. 63
Калинин Н.А. 43
Кантаржи И.Г. 27
Канукрв А.С. 60
Капитонова Т.А. 129
Касимов Н.С. 10, 11
Качалин А.Б. 179
Киктев Д.Б. 44
Кирпотин С.Н. 56
Китаев Л.М. 51
Клепиков А.В. 92
Клячкин С.В. 93
Козачек А.В. 173
Козлов В.В. 127
Коломейцев А.А. 211
Коломейцев В.В. 94
Колосова Е.П. 95
Колотилин В.Е. 32
Комарова Н.Ю. 112, 115
Комжа А.Л. 174, 175
Кондратенко Б.М. 35
Коновалов В.Г. 176, 177
Коновалов Ю.В. 178
Корнева И.А. 12
Котляков В.М. 10, 11, 13, 96, 179–184, 232, 238
Кошбубцкий В.И. 27
Кравчишина М.Д. 48
Красников Д.М. 10, 11
Кренке А.Н. 207
Крицков И.В. 56
Круглова Е.Н. 44
Кудиков А.В. 216
Кузовкин В.В. 37
Кулаков М.Ю. 97, 104
Куликова И.А. 44
Курочкин Ю.Н. 52, 218
Курчатова А.Н. 139
Куссе-Тюз Н.А. 98
Кутузов С.С. 173, 185, 210
Кучейко А.А. 99
Лаврентьев И.И. 185, 210, 212
Лебедев Г.А. 72
Лефлат О.Н. 234
Лехатинов А.М. 138
Липенков В.Я. 14, 154, 170, 173, 186, 219, 222, 233
Лобкина В.А. 45
Ложкин А.В. 239
Лопатина И.Н. 128
Лосев В.М. 77
Лукин В.В. 15, 187, 201, 202
Лукьянов П.Ю. 124
Лукьянова А.А. 53
Лунев П.И. 188
Мавлюдов Б.Р. 189
Мадерич В.С. 27
Май Р.И. 93
Макаров В.С. 32
Макиев В.Д. 166
Макоев Х.Х. 190
Макштас А.П. 78
Малиев И.Н. 66, 220
Малыгина Н.С. 199
Манасыпов Р.М. 56
Маневич Т.М. 191
Манзон Д.А. 37
Мараханов А.В. 241
Марин Ю.А. 64
Маркова А.К. 229
Мартыанов В.Л. 201, 202, 206
Матишов Г.Г. 100
Мачерет Ю.Я. 185, 212
Медведев А.А. 22
Мелкий В.А. 110
Мельков Д.А. 60, 161–163, 165, 166
Мельников В.П. 134
Мельникова А.П. 240
Меньшикова Е.А. 34

- Минервин И.Г. 101, 102
 Минюк П.С. 239
 Миронов Е.У. 103, 104
 Миронова Н.С. 77
 Митник Л.М. 105, 106
 Митник М.Л. 105
 Михайлов А.Ю. 88
 Михайловский П.В. 65
 Михаленко В.Н. 173
 Мокров Е.Г. 46
 Морейдо В.М. 38
 Морозова П.А. 51
 Морозова Т.А. 210
 Москалевский М.Ю. 16, 179
 Мочалов В.П. 147–149
 Муллаунов Д.Р. 39
 Муравьев А.А. 22, 184, 192
 Муравьев Я.Д. 191, 193
 Муратов Ш.С. 147–149, 194
 Мурзаев И.Д. 66
Нагорнов О.В. 178
 Накалов П.Р. 50
 Напрасников А.Т. 40, 47
 Невечеря А.П. 209
 Невская Н.И. 160, 164–167
 Невский Л.Н. 160
 Недорубова Е.Ю. 239
 Немировская И.А. 48
 Ненашева Г.И. 199
 Нецветаева О.Г. 128
 Николаева Л.В. 69
 Носенко Г.А. 181–184
Облогов Г.Е. 134, 244
 Овсяченко А.Н. 241
 Огородов С.А. 75, 107
 Окопный В.И. 59
 Опокина О.Л. 139
 Орлов А.О. 124
 Осипов Э.Ю. 195
 Осипова Г.Б. 196
 Осипова О.П. 195
 Осокин Н.И. 49, 50, 181–183, 197
Панин Г.Н. 108
 Панов В.Д. 198
 Папина Т.С. 199
 Паршин А.В. 54
 Паршина Л.Н. 4
 Петраков Д.А. 185
 Петров Н.В. 109
 Пипко И.И. 121
 Пичугин М.К. 105
 Пищальник В.М. 101, 102, 110
 Платов Г.А. 81
 Платонов А.К. 19
 Плюснин В.М. 47, 245
 Подборный Е.Е. 135
 Покрашенко С.А. 102
 Покровский О.С. 56
 Политова Н.В. 56
 Полквой А.П. 200
 Поляков С.П. 111, 201, 202, 206
 Попков А.М. 203
 Попов Г.В. 185
 Попов С.В. 111, 154, 202, 203, 206
 Попова В.В. 51, 184
 Поповнин В.В. 204, 205
 Пряхин С.С. 202, 206
 Пугач С.П. 121
 Пылаева Т.В. 204
Радионых В.Ф. 1, 71
 Раев М.Д. 112, 115
 Реджепова З.Ю. 48
 Резепкин А.А. 205
 Репина И.А. 89, 112, 115
 Рогожин Е.А. 241
 Розинкина И.А. 42
 Романюк В.А. 102, 110, 113
 Рототаев К.П. 207
 Рототаева О.В. 181–183
 Рубинштейн К.Г. 78
 Рудаков В.А. 177, 180
 Рудой А.Н. 237
 Рыбак Е.А. 210
 Рыбак О.О. 208–210
 Рябчинская Н.А. 199
Сазонов К.Е. 28
 Самойленко А.Б. 191
 Самойлова С.Ю. 155, 211
 Сандалюк Н.В. 206
 Свистунов И.А. 29
 Свиточ А.А. 242
 Свизов Е.М. 43
 Священников П.Н. 52, 171
 Севернюк Е.А. 159
 Селько Н.П. 128
 Селиверстов Ю.Г. 67, 68
 Семенов В.А. 51
 Семенов Н.С. 110
 Семенов С.М. 12
 Семилетов И.П. 121
 Сергиенко В.И. 121
 Синукович В.Н. 128
 Слагода Е.А. 139
 Смирнов В.Г. 104, 114
 Смирнов В.Н. 103
 Смирнов И.П. 243
 Смоляницкий В.М. 70
 Соломаха Т.А. 74
 Соломина О.Н. 231
 Сонечкин Д.М. 232, 238
 Сорокина О.И. 55
 Сорокикова Л.М. 128
 Сосновский А.В. 49, 50, 212
 Станиловская Ю.В. 55
 Стрелецкая И.Д. 134, 244
 Стручкова Г.П. 129
 Суаридзе Г.С. 163
 Суллина А.Н. 135
 Супруненко Ю.П. 20
 Суркова Д.А. 21
 Сучков В.Е. 68
 Сюбаев А.А. 141
Тавасиев Р.А. 213, 214
 Тикунов В.С. 10, 11
 Тимашок Е.Н. 53
 Тимофеев А.В. 130
 Тимофеев В.Ю. 130
 Тимофеева В.В. 129
 Титкова Т.Б. 51, 88
 Тихонов В.В. 112, 115
 Токарев И.В. 244
 Томберг И.В. 128
 Трусков П.А. 102
 Турлов С.А. 153
 Турчанинова А.С. 67
 Тчелидзе Л.Г. 205
 Тюфлин А.С. 179
Уразгильдеева А.В. 52
 Ушакова Е.С. 34
Фаустов С.С. 229
 Федин В.А. 5
 Федоренко А.В. 32, 116, 117
 Федоров В.М. 118, 215
 Филимонова Л.М. 54
 Фролов С.В. 1, 119
Хазанова Е.С. 106
 Харебов К.С. 167, 168
 Харланенкова Н.Е. 70, 71
 Ходалов В.Г. 207
 Хомутов А.В. 39
 Хромова Т.Е. 22, 184
Царев В.А. 120
 Цветова Е.А. 127
 Цвезинский А.С. 107
 Цыренжапов С.В. 124
Чаркин А.Н. 121
 Черенкова Е.А. 51
 Чернов А.В. 29
 Чернов Р.А. 181–183, 216
 Чернова Л.П. 13, 184
 Черноморец С.С. 159, 217
 Черноус П.А. 68
 Черный И.В. 105
 Чернявский Г.М. 105
 Четырбоцкий А.Н. 122
 Чижова Ю.Н. 55, 135
 Чилингеров А.Н. 10, 11
 Чистяков К.В. 52, 218
 Чихачев К.Б. 219
 Чотчаев Х.О. 220
 Чумаков М.М. 42
Шакиров А.Э. 221
 Шалина Е.В. 123
 Шанина В.В. 23–26
 Шаппеллаз Ж. 222
 Шапрон Б. 85
 Шаратунова М.В. 120
 Шарков Е.А. 112, 115
 Шафиев Г.В. 223
 Шахова Н.Е. 121
 Шевченко А.А. 155, 211
 Шевченко В.П. 56
 Шевчук С.С. 69
 Шейнкман В.С. 245
 Шепелев В.Д. 60
 Шереметов Р.Т. 155, 211
 Шибаев Ю.А. 154
 Ширяева А.В. 51
 Шихов А.Н. 43
 Штебер Э.А. 224
Щанов В.М. 36
Эйрих А.Н. 199
Юлин А.В. 70
Якшина Д.Ф. 81
Bolch T. 225
Divin D. 52
Hudson S. 52
Huggel C. 226
Lipenkov V.Ya. 227
Raynaud D. 227

Подписано в печать 04.05.2017 г. Выход в свет 22.06.2017 г. Формат 60 × 88^{1/8}
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 7.2 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 172 экз. Зак. 913 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук, ФГУП «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

Ледники и ледниковые покровы

- В.М. Котляков, А.Ф. Глазовский, М.Ю. Москалевский.** Динамика массы льда в Антарктиде в эпоху потепления. 149
- Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова, Л.П. Голобокова, Т.В. Ходжер.** Атмосферная циркуляция в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова. 170
- Э.Р. Семакова, Д.Г. Семаков.** О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана. 185
- Ю.А. Подрезова, И.А. Павлова.** Изменение климата в районе массива Ак-Шийрак и его влияние на ледники. 200

Снежный покров и снежные лавины

- В.П. Благовещенский, М.Э. Эглит, В.В. Жданов, Б.Б. Аскарбеков.** Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау. 213
- Е.В. Максютова.** Режим снежного покрова Предбайкалья в изменяющемся климате. 221

Морские, речные и озёрные льды

- М.С. Красс.** Оценка потенциальных запасов пресной воды в айсбергах. 231

Палеогляциология

- О.В. Кокин, А.В. Кириллова.** Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене. 241

Прикладные проблемы

- А.В. Сосновский.** Ледовая энергетика: перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии. 253
- А.Р. Медеу, Т.Г. Токмагамбетов, А.Л. Кокарев, Л.А. Ерисковская, Т.Л. Киренская, П.А. Плеханов, Н.С. Плеханова.** О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау. 261

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.** Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2015 год. 269