

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 62, № 1, 2022

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- G.A. Nosenko, A.Ya. Muraviev, S.A. Nikitin.* Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016. 5
- A.R. Agatova, R.K. Nepop, D.A. Ganyushkin, D. Otgonbayar, S.A. Griga, I.Yu. Ovchinnikov.* Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia) 17
- A.V. Bolshunov, D.A. Vasilev, S.A. Ignatiev, A.N. Dmitriev, N.I. Vasilev.* Mechanical drilling of glaciers with bottom-hole scavenging with compressed air 35
- M.D. Dokukin, E.A. Savernyuk, M.Yu. Bekkiev, R.Kh. Kalov, A.V. Khatkutov.* Evolution of lakes near the Dzhikiugankez glacier (Northern Elbrus area) in 1957–2020 with consideration of underground flow channels 47

Snow Cover and Avalanches

- V.G. Kalinin, A.A. Shaydulina, V.S. Rusakov, M.A. Fasakhov.* Mathematical and geoinformation modeling of snowmelt process in the river drainage basins of the Kama region 63
- K.A. Perevertin, A.I. Belolyubcev, E.A. Dronova, I.F. Asaulyak, I.A. Kuznetsov, M.A. Mazirov, T.A. Vasiliev.* Impact of changes in snow cover regime on agronomic risks causing pink snow mold. 75
- D.K. Pershin, L.F. Lubenets, D.V. Chernykh.* Evaluation of snow parameters at weather stations in small catchments in the south of Western Siberia 81
- E.N. Kazakova, E.A. Podolskiy, N.A. Kazakov.* Catastrophic avalanches on Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2020) 99

Sea, River and Lake Ice

- I.E. Frolov, M.Yu. Kulakov, K.V. Filchuk.* Ice balance modeling in the Arctic Ocean in 1979–2019 113
- R.I. May, R.B. Guzenko, O.V. Tarovik, A.G. Topaj, A.V. Yulin.* Stochastic modeling of sea ice concentration fields for assessment of navigation conditions along the Northern Sea Route. 125

Reviews and News

- A.S. Boronina.* Large-scale outbursts of lakes in the Antarctic oases: current knowledge 141

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- Г.А. Носенко, А.Я. Муравьев, С.А. Никитин.* Баланс массы ледников Корякского нагорья Нежданный и Соседний за 1961–2016 гг. 5
- А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, Д.А. Ганюшкин, Д. Отгонбаяр, С.А. Грига, И.Ю. Овчинников.* Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия) 17
- А.В. Большунов, Д.А. Васильев, С.А. Игнатьев, А.Н. Дмитриев, Н.И. Васильев.* Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом. 35
- М.Д. Докукин, Е.А. Савернюк, М.Ю. Беккиев, Р.Х. Калов, А.В. Хаткутов.* Эволюция озёр у ледника Джикиуганкез (Северное Приэльбрусье) в 1957–2020 гг. с учётом подземных каналов стока 47

Снежный покров и снежные лавины

- В.Г. Калинин, А.А. Шайдулина, В.С. Русаков, М.А. Фасахов.* Математико-геоинформационное моделирование процесса снеготаяния на речных водосборах Прикамья 63
- К.А. Перевертин, А.И. Белолубцев, Е.А. Дронова, И.Ф. Асауляк, И.А. Кузнецов, М.А. Мазиров, Т.А. Васильев.* Влияние режима снежного покрова на агрономические риски развития розовой снежной плесени 75
- Д.К. Першин, Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных.* Оценка параметров снежного покрова по данным наблюдений на метеостанциях в небольших речных бассейнах на юге Западной Сибири 81
- Е.Н. Казакова, Е.А. Подольский, Н.А. Казаков.* Катастрофические лавины на Сахалине и Курильских островах (1910–2020 гг.) 99

Морские, речные и озёрные льды

- И.Е. Фролов, М.Ю. Кулаков, К.В. Фильчук.* Баланс льда в Северном Ледовитом океане в 1979–2019 гг. (по данным моделирования) 113
- Р.И. Май, Р.Б. Гузенко, О.В. Таровик, А.Г. Топаж, А.В. Юлин.* Стохастическое моделирование полей сплочённости ледяного покрова для оценки условий плавания по трассе Северного морского пути 125

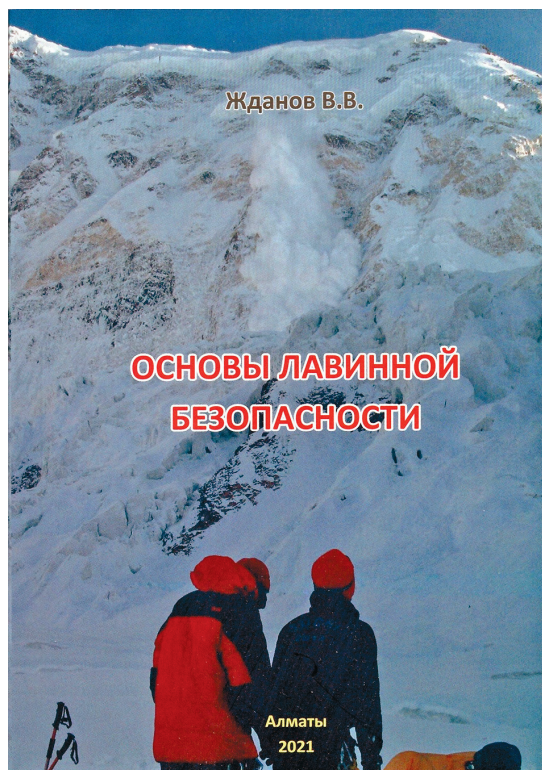
Обзоры и хроника

- А.С. Боронина.* Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний. 141

Обзор книги Жданова В.В. «Основы лавинной безопасности»

Book review Zhdanov V.V. «Basics of avalanche safety»

EDN: EVSGZJ



В г. Алматы вышла в свет монография В.В. Жданова «Основы лавинной безопасности». Издатель – Институт географии и водной безопасности Министерства образования и науки Казахстана. В работе 192 стр. Это – качественный обзор современного состояния лавиноведения.

В начале книги приводятся общие сведения о лавинах как о природном явлении, в том числе классификации лавин, разработанные Г.К. Тушинским, В.Н. Аккуратовым и Швейцарским институтом снега и лавин, данные о параметрах лавин: объёмах, скоростях, длине пути. Описываются крупные лавинные катастрофы. Здесь же приводится история снеголавинных исследований в мире, СССР и Казахстане, где исследования лавин начались в 1954 г., а в 1966 г. создана Государственная служба наблюдений, а спустя семь лет, в 1973 г., – Служба защиты от лавин. Далее рассматриваются важнейшие факторы лавинообразования: геоморфологические, геоботанические и метеорологические, а также влияние на сход лавин крутизны и морфологии склонов, состояния поверхности склонов и растительности. Особенно подробно проанализированы метеорологические факторы, среди которых – снегопады, метели, температура воздуха и оттепели.

В разделе, посвящённом снегу и снежному покрову, основное внимание уделено устойчивости снега на горных склонах. Рассматриваются силы, действующие на снег, причины и механизмы разрушения снежного покрова, описываются методы измерения физико-механических свойств снега (сопротивление сдвигу, разрыву и сжатию, сцепление с нижележащим слоем). Подробно описаны процессы перекристаллизации снега, приведена классификация снежных кристаллов по форме и размерам.

Один из разделов посвящён лавинной опасности в горах Казахстана. Здесь анализируются типичные лавиноопасные ситуации, их признаки и критерии лавинной опасности. Интересен раздел, посвящённый несчастным случаям, связанным с лавинами. Приводится географическое описание лавинной опасности в горных районах Казахстана.

В конце книги излагаются методы защиты от лавин: прогнозирование лавинной опасности, профилактические спуски лавин, составление карт лавиноопасных территорий, информирование населения, инженерные защитные сооружения, организация противолавинной службы Казахстана.

Читатель познакомится с методами прогноза лавин в Казахстане, разработанными И.В. Кондрашовым и Е.И. Колесниковым. Рассматриваются также возможности применения швейцарской пятиуровневой шкалы лавинной опасности и выпуска лавинного бюллетеня для туристов. В работе приводятся правила безопасного поведения на лавиноопасных территориях и организации работ по спасению людей, попавших в лавину. Подробно рассмотрены способы тестирования снежного покрова на устойчивость, применяемые в Европе и Америке. Это – хорошее практическое пособие для лыжников и горных гидов. Раздел, посвящённый проведению наблюдений на снеголавинных станциях, предназначен для специалистов-лавинщиков.

Электронный вариант книги доступен по ссылке:

<https://drive.google.com/file/d/1jRvkIwxLQYH1e5So81MDo5r1-58rwNBT/view>

В.П. Благовещенский

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324

doi: 10.31857/S2076673422010112, EDN: BQPBHQ

Баланс массы ледников Корякского нагорья Нежданый и Соседний за 1961–2016 гг.

© 2022 г. Г.А. Носенко*, А.Я. Муравьев, С.А. Никитин

Институт географии РАН, Москва, Россия

*nosenko@igras.ru

Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016

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

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

*nosenko@igras.ru

Received August 6, 2020 / Revised September 28, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: north-east Asia, Koryak Highlands, glaciers, historical data, satellite imagery, geodetic mass balance.

Summary

The Koryak Highland is one of the areas of the present-day mountain glaciation in the north-east of the Asian part of Russia. Its remoteness and inaccessibility are serious obstacles to the ground-based (field) researches, so our knowledge of the regime of glaciers in this area is still incomplete. Objective of this study was to obtain data on changes in the state of glaciers for about a half-century period. For this purpose, the following information was used: results of ground-based phototheodolite surveys of two glaciers on the Ledyanaya Mountain massif (2,453 m) in the central part of the highland, carried out in August 1961 by the expedition of the Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences, data from recent space surveys SPOT 6, and a digital relief model ArcticDEM v3.0 2016. The glaciers under investigation are Nezhdannyy and Sosednyy. Using these data, the mass balance of glaciers was estimated by the geodetic method. It was found that for 55 years, the area of glaciers decreased by 0.75 km² (15.2%), the volume – by 71.74 ± 16.51 million m³, and the average lowering in height of the surface – 16.7 m. For the period 1961–2016 the average annual specific mass balance of glaciers was equal to -0.362 ± 0.065 m w.e. yr⁻¹. In this region the main factors exerting influence upon changes in the size of glaciers are the following: first, the summer air temperature rise of about 2 °C since the end of the twentieth century, and the second, a decrease in the amount of solid precipitation by 0.15 m w.e. per year. Degradation of glaciers is caused by changes in conditions of glacial alimentation, increased ablation, and the active cryogenic factors. At the same time, a new rock glacier is being formed in the alimentation area. It is possible that in the future the new one will replace the degrading glacier.

Citation: Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A. Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 5–16. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010112.

Поступила 6 августа 2021 г. / После доработки 28 сентября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: северо-восток Азии, Корякское нагорье, ледники, исторические данные, космические съёмки, геодезический баланс массы.

Оценены изменения объёма двух ледников в центральной части Корякского нагорья за период 1961–2016 гг. с использованием исторического топоплана масштаба 1:5000 и данных современных космических съёмок высокого разрешения. Площадь этих ледников сократилась на 15,2% (0,75 км²), объём – на 71,74±16,51 млн м³. Их поверхность понизилась в среднем на 16,7 м, а средний удельный баланс массы составил $-0,362 \pm 0,065$ м в.э. в год. На фоне деградации ледника развивается процесс его преобразования в каменный глетчер.

Введение

Несмотря на постоянное расширение наших знаний о современных изменениях ледников во всём мире, оледенение Корякское нагорья до сих

пор остаётся малоизученным. Занимая обширную территорию на северо-востоке Азиатской части России, нагорье примыкает к побережью Берингова моря между Анадырским заливом и п-ом Камчатка. Овальное в плане сводообраз-

ное поднятие с высотами 500–600 м у краин и высшей точкой 2453 м (гора Ледяная в центре нагорья) сильно расчленено в результате разновозрастных тектонических движений и разрушительной деятельности рек и ледников [1]. Несколько стадий активизации криосферных процессов на протяжении голоцена привели к многообразию гляциально-криогенных образований, существующих в настоящее время в этом районе [2]. Большое количество переходных состояний и форм между классическими ледниками и каменными глетчерами абляциянно-мерзлотного типов затрудняет их идентификацию и возможность использования в качестве индикаторов происходящих изменений современного климата. Удалённость и труднодоступность объекта исследований до сих пор – серьёзное препятствие для организации наземных наблюдений.

Первые сведения о ледниках Корякского нагорья были получены в 1937 г. [3]. Геологи обнаружили каровые и долинные ледники в верховьях р. Ледниковая и посетили один из них. В 1955 г. были опубликованы результаты подсчёта числа ледников по данным аэрофотосъёмки [4]. Материалы последующих исследований постепенно дополняли и уточняли неоднородную и разноречивую информацию о числе и параметрах ледников Корякского нагорья [5], и в наиболее полном виде она была представлена в Каталоге ледников СССР [6].

Первые инструментальные гляциологические исследования в этом районе были выполнены в 1961 г. экспедицией Института географии АН СССР [1] в рамках проводившихся работ по каталогизации ледников СССР. Небольшой гляциологический отряд из четырёх человек в течение месяца (17 июля – 22 августа) выполнил фототеодолитную съёмку двух ледников в центре нагорья в районе горы Ледяной, провёл измерения скоростей движения их поверхности, исследования условий питания ледников, метеонаблюдения и описал особенности их морфологии. С тех пор подобные исследования в этом районе не проводились.

В отделе гляциологии ИГ РАН сохранился оригинал топоплана в масштабе 1:5000 с сечением рельефа 5 м на поверхности ледников Нежданного и Соседнего, составленного по результатам фототеодолитной съёмки специалистом по фотограмметрии Д.Г. Цветковым. Это позволило хотя бы частично восполнить пробел в информации о режиме ледников данного региона. В настоящей

работе показаны результаты использования топоплана 1961 г. и современных дистанционных данных для оценки изменений массы ледников в центральной части Корякского нагорья.

Район и объект исследований

Корякское нагорье находится на северо-востоке Азиатской части России, на побережье Берингова моря между Анадырским заливом и п-ом Камчатка. Протяжённость его с юга на север порядка 900 км, ширина около 300 км. Диапазон преобладающих высот 600–1800 м; высшая точка в центральной части – гора Ледяная (2453 м) [1]. Мы вели наблюдения на двух ледниках – Нежданном и Соседнем (рис. 1), на которых в 1961 г. была проведена стереофотограмметрическая съёмка. Ледники начинаются на северном склоне горы Ледяной. Слияясь, они образуют сложно-долинный ледник, общая площадь которого на момент посещения составляла около 5 км². Язык ледника спускался в долину р. Укелят Правая до высоты 1000 м, фирновая линия находилась на уровне 1600 м, высшая точка ледника – вершина горы Ледяной.

Северные широты (60–64° с.ш.) и муссонный характер климата определяют внутригодовое распределение температур и осадков на территории нагорья. Для него характерна не очень холодная (относительно) и продолжительная зима (до восьми месяцев), в течение которой преобладают сухие и охлаждённые воздушные массы сибирского антициклона. Осадки приносят вторжения тихоокеанских циклонов. Основное количество твёрдых осадков выпадает в первую половину зимы, но их распределение по территории неравномерно. Частота и мощность их выпадения резко уменьшаются по мере удаления от побережья. Лето – короткое и холодное из-за преобладающего переноса воздуха с океана на сушу. В работе [2] отмечено, что наибольший градиент роста континентальности соответствует центральной части Корякского нагорья – массиву горы Ледяной. Однако, как показали результаты полевых исследований и данные современных космических съёмок, это не служит препятствием для существования ледников и каменных глетчеров в наиболее поднятых центральной и северной частях массива. В этом районе на больших

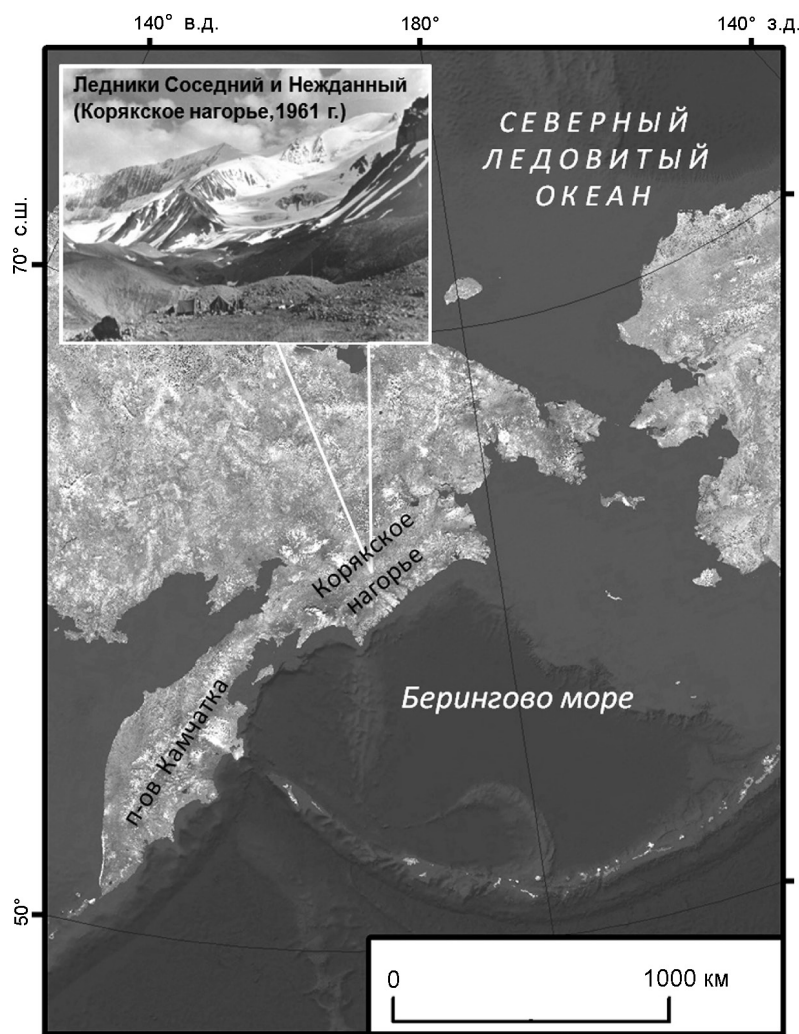


Рис. 1. Район и объект исследований (на врезке – лагерь гляциологов у фронта ледников Нежданного и Соседнего (Корякское нагорье, фото 1961 г.)

Fig. 1. Region and object of study area (inset – the camp of glaciologists at the tongue of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers, Koryak Highlands, photo 1961)

высотах снег может выпадать и летом. В июле–августе 1961 г. на леднике Нежданном было неоднократно зафиксировано выпадение твёрдых осадков, когда толщина снежного покрова на высоте 1400 м достигала 30 см [1]. По предварительной оценке, площадь оледенения массива горы Ледяной в 1961 г. составляла около 20 км² [1].

Близко расположенных к району исследований метеостанций нет, но представление о характере изменений основных климатических факторов (летних температур воздуха и зимних осадков), влияющих на режим и баланс массы ледников, можно получить по данным реанализа (ECMWF ERA5 (0,5 × 0,5 deg) [7]. Из графика изменения этих климатических показателей (рис. 2) следует, что температура и осадки имеют разнонаправленные тренды с середины XX в. Температуры увеличились за этот период примерно на 2 °С, а твёрдые осадки имеют слабовыраженный отрица-

тельный тренд и уменьшились на 0,15 м в.э. Исходя из этого, естественно предположить, что баланс массы у ледников должен быть отрицательным.

Данные и методы

Наличие топоплана 1961 г. и материалов современных космических съёмок позволило реализовать геодезический метод для количественной оценки величины баланса массы дистанционно за период с момента его создания по 2016 г. В работе использовались следующие материалы: 1) топоплан ледников Нежданного и Соседнего масштаба 1:5000, отражающий состояние их поверхности в 1961 г., с сечением рельефа на поверхности ледника 5 м (рис. 3, а); 2) мозаика цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM v3.0 [8] с пространственным разрешением 2 м (по данным

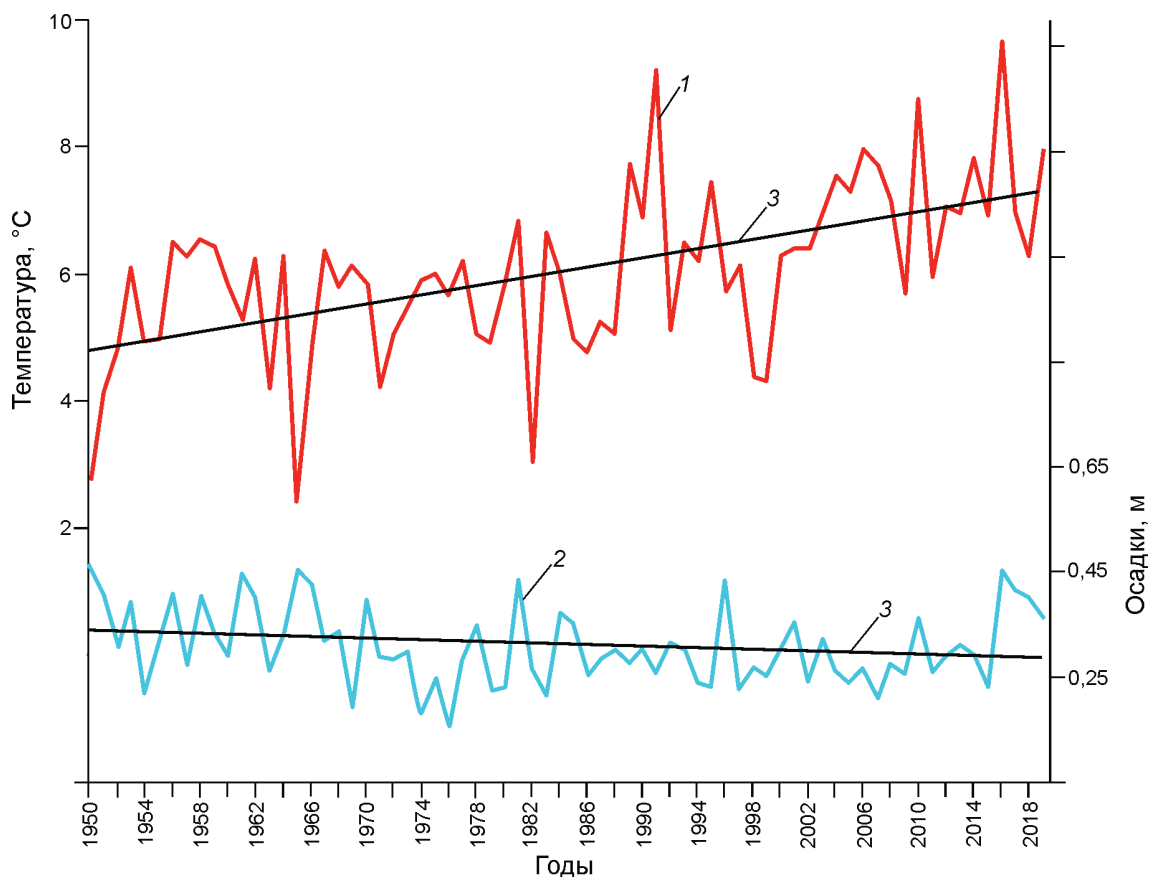


Рис. 2. Изменения средних летних температур воздуха (июнь–август) и сумм зимних осадков (октябрь–апрель) в районе исследований по данным реанализа ECMWF ERA5 [7]:

1 – температура; 2 – осадки; 3 – линии трендов изменения температуры и осадков в период 1950–2019 гг.

Fig. 2. Changes in average summer air temperatures (June–August) and total winter precipitation (October–April) in the study area according to ECMWF ERA5 reanalysis data [7]:

1 – temperature; 2 – precipitation; 3 – trend lines of temperature and precipitation changes in the period 1950–2019

2016 г.); 3) отдельные фрагменты («strip») ЦМР ArcticDEM v3.0 от 22.03.2015 г. и 23.06.2017 г. с пространственным разрешением 2 м [8]; 4) фрагменты спутниковых снимков SPOT 6 (орто) от 05.08.2017 г. и 25.08.2017 г. (см. рис. 3, б).

Топоплан, ЦМР и спутниковые снимки обрабатывались в программных пакетах ESRI ArcGIS и QGIS. При этом топоплан и данные дистанционного зондирования Земли были зарегистрированы в проекции UTM зоны 59N на эллипсоиде WGS 1984. Привязка топоплана и его регистрация в проекции UTM выполнена с использованием фрагментов спутниковых снимков SPOT 6 (орто) по четырём опорным точкам, уверенно идентифицируемым на топоплане и спутниковых снимках. При этом расхождения не превышали ± 7 м. Горизонталы и границы ледников на топоплане 1961 г. были оцифрова-

ны вручную. Исходя из погрешности отображения контуров на топоплане, составляющей $\pm 0,5$ мм (в масштабе топоплана $\pm 2,5$ м), и максимальной измеренной невязки опорных точек ($\pm 7,0$ м), погрешность пространственного позиционирования топоплана относительно спутниковых снимков SPOT 6 можно оценить в 7,4 м (среднеквадратичное отклонение). На основе оцифрованных горизонталей топоплана была создана ЦМР ледников Нежданного и Соседнего, а также приледниковых участков по состоянию на 1961 г. Точность определения высоты поверхности ледников на топоплане составляет $\pm 2,5$ м (половина высоты сечения рельефа).

Пространственное положение границ ледников в 2017 г. определено ручным дешифрированием фрагментов двух спутниковых снимков SPOT 6 (орто): 1) от 25.08.2017 г., охватывающе-

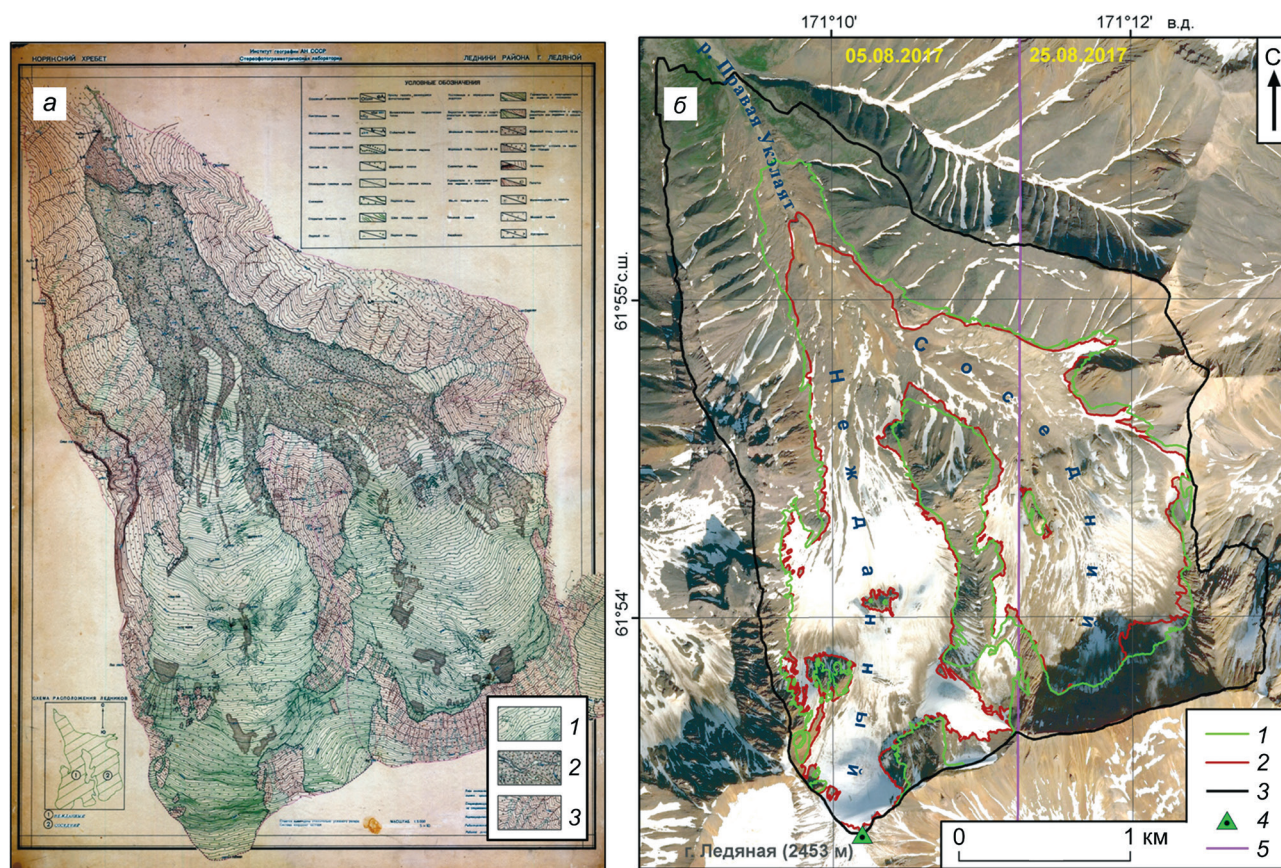


Рис. 3. Объект исследований – ледники Нежданный и Соседний.

a – топоплан ледников Нежданный и Соседний, масштаб 1:5000, 1961 г.: 1 – поверхность ледника, свободная от моренного покрова; 2 – моренный покров; 3 – скалы; *b* – фрагменты снимков SPOT 6: 1 – границы ледников в 1961 г.; 2 – границы ледников в 2017 г.; 3 – границы территории, охваченной данными топоплана 1961 г.; 4 – вершина горы Ледяная (2453 м); 5 – граница между фрагментами спутниковых снимков SPOT 6 от 05.08.2017 г. и 25.08.2017 г.

Fig. 3. The object of research is the Nezhdannyy and Sosedny glaciers.

a – a topographic map of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers, scale 1:5000, 1961: 1 – glacier surface free from moraine cover; 2 – moraine cover; 3 – rocks; *b* – fragments of SPOT 6 images: 1 – glacier boundaries in 1961; 2 – glacier boundaries in 2017; 3 – boundaries of the territory covered by the 1961 topographic plan; 4 – top of Ledyanaya mountain (2453 m); 5 – border between fragments of SPOT 6 satellite images from 08/05/2017 and 08/25/2017

го ледник Нежданный и западную часть ледника Соседнего; 2) от 05.08.2017 г., охватывающего восточную часть ледника Соседнего. Погрешность определения пространственного положения границ ледников на этих снимках составляет ± 6 м (разрешение мультиспектральных снимков SPOT 6 при съёмке в нади́р). Итоговая величина площади ледников в 2017 г. равнялась $4,18 \pm 0,18$ км². В качестве современной ЦМР для сравнения с топопланом 1961 г. была использована ArcticDEM v3.0 с пространственным разрешением 2 м. Покрытие мозаики данной ЦМР на исследуемую территорию создано из скорректированных с использованием данных съёмки IceSAT результатов обработки спут-

никовых снимков WorldView-3 от 14.05.2016 г. Мозаика покрывает 81,5% площади ледников Нежданный и Соседний в границах 1961 г. Для покрытия данными не охваченных участков ледников использованы фрагменты полос («strip») мозаики данной ЦМР от 22.03.2015 г. и 23.06.2017 г., созданных на основе спутниковых снимков WorldView-2 и WorldView-1 соответственно. В результате не обеспечено данными Arctic DEM v3.0 оказалось только два участка в верхней части области питания ледника Соседнего, общая площадь которых – около 0,03 км² (0,6% общей площади ледников) (рис. 4).

Точность пространственной привязки спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2 и

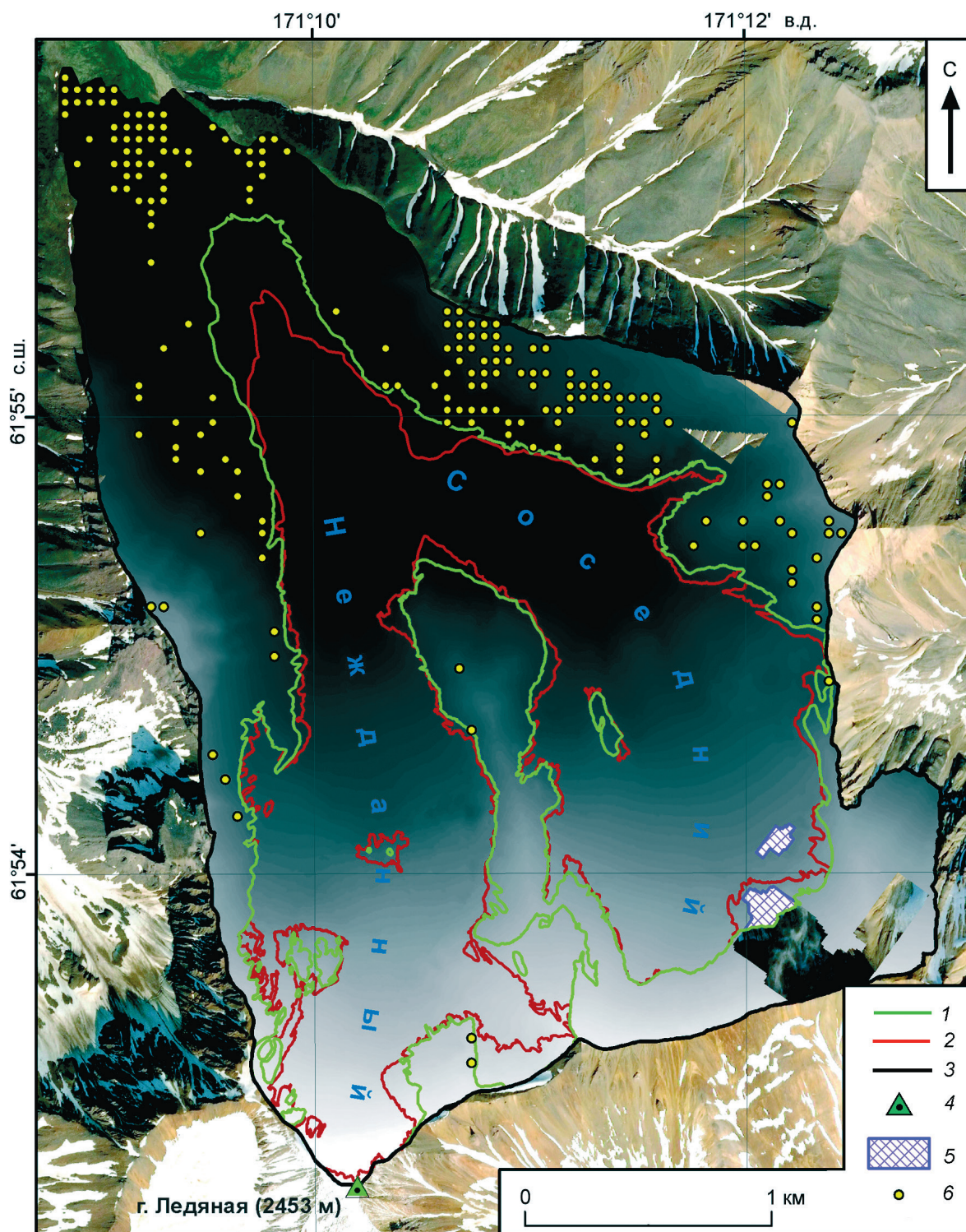


Рис. 4. Границы и точки корегистрации цифровых моделей рельефа (ЦМР), использованные в работе: 1 – границы ледников в 1961 г.; 2 – границы ледников в 2017 г.; 3 – границы территории, охваченной данными топоплана 1961 г.; 4 – вершина горы Ледяной (2453 м); 5 – участки, не охваченные данными современной ЦМР; 6 – точки корегистрации ЦМР 1961 и 2015–2017 гг.

Fig. 4. Boundaries and points of digital elevation models (DEM) co-registration used in the work: 1 – glacier boundaries in 1961; 2 – glacier boundaries in 2017; 3 – boundaries of the territory covered by the 1961 topographic plan; 4 – the top of Mount Ledyanaya (2453 m); 5 – areas not covered by the current DEM data; 6 – points of co-registration of the DEM 1961 and 2015–2017

WorldView-3, на основе которых были сформированы фрагменты «strip» и мозаика ArcticDEM v3.0, без использования наземных контрольных точек находится в пределах 4, 3,5 и 3,5 м соответственно. В совокупности с высоким пространственным разрешением (2 м) и коррекцией, выполненной с использованием данных съёмки IceSAT, это делает мозаику ArcticDEM v3.0 наиболее точной и детализированной современной ЦМР, находящейся в открытом доступе, на район исследований. Поэтому она была принята за базовую ЦМР, к которой по стабильным (не ледниковым) поверхностям привязывались остальные.

Вертикальная коррекция фрагментов «strip» от 22.03.2015 г. и 23.06.2017 г. выполнена аналогично работе [9]. На район площадью около $5,7 \times 6,9$ км² была создана регулярная сетка точек с шагом 50 м. Из неё были исключены точки, которые на использованных в данной работе снимках SPOT 6 попадали на нестабильные поверхности (ледники, снежники, эрозионные врезы, русла горных ручьёв) и крутые горные склоны, где высока вероятность развития обвально-осыпных процессов. Оставшимся точкам, расположенным на относительно стабильных поверхностях, были присвоены значения высот мозаики ArcticDEM v3.0 и фрагментов «strip» от 22.03.2015 г. и 23.06.2017 г.

Статистический анализ полученных данных о высотах в точках проводился в программе LibreOffice Calc. По его результатам было выполнено систематическое повышение поверхности фрагмента «strip» ArcticDEM v3.0 от 22.03.2015 г. на 2,91 м для компенсации медианного отклонения его высоты от поверхности мозаики по 674 точкам. Поверхность фрагмента «strip» ArcticDEM v3.0 от 23.06.2017 г. была систематически повышена на 1,65 м для компенсации медианного отклонения его высоты от поверхности мозаики по 1758 точкам. Далее скорректированные фрагменты «strip» от 22.03.2015 г. и 23.06.2017 г. использовались для заполнения участков мозаики Arctic DEM v3.0, не покрытых данными. В результате была сформирована ЦМР, покрывающая 99,4% площади ледников Нежданного и Соседнего в границах 1961 г. Для оценки вертикальной погрешности ЦМР ArcticDEM v3.0 непосредственно в районе исследований данных было недостаточно. Однако подобная оценка была выполнена в работе [10] с использованием

результатов наземных геодезических измерений и составила $\pm 2,5$ м с уровнем доверия 93,6%. Мы полагаем, что на такую же величину можно ориентироваться и в настоящей работе.

Совмещение по высоте топоплана и современной ЦМР выполнено тем же методом, что и коррекция по высоте фрагментов «strip» ЦМР ArcticDEM v3.0. Из сетки используемых точек также были исключены точки, расположенные в пределах границ ледников и снежников на топоплане 1961 г. В результате поверхность ЦМР 1961 г. была скорректирована по высоте на величину медианного отклонения от поверхности Arctic DEM v3.0 по 194 точкам, расположенным на относительно стабильных поверхностях (см. рис. 4). После «вычитания» разновременных ЦМР получен массив данных, характеризующий изменение высоты поверхности ледника за исследуемый период. На основе этих данных сформировано растровое изображение разницы высот поверхностей современной ЦМР (на базе Arctic DEM v3.0) и скорректированной ЦМР 1961 г. (на базе топоплана) (рис. 5). Погрешность определения изменения высоты поверхности составила $\pm 3,54$ м (среднеквадратичное отклонение определения высоты поверхности по топоплану 1961 г. и ЦМР Arctic DEM v3.0).

Результаты и обсуждение

Площадь ледников по топоплану в 1961 г. составляла $4,93 \pm 0,20$ км². Как было уже показано, в 2017 г. она уменьшилась до $4,18 \pm 0,18$ км², т.е. сократилась на 15,2%. Перед выполнением расчётов изменения объёма ледников было оценено качество полученных данных. «Плохими» данными оказались три участка на крутых склонах горы Ледяной, на которых были получены либо положительные, либо аномально высокие величины изменений высоты поверхности. Причина их появления – как интерполяции высот по горизонталям на не охваченных фототеодолитной съёмкой участках при создании топоплана 1961 г., так и искажения при трансформации снимков высокого разрешения на крутых склонах при создании ЦМР ArcticDEM. Такие данные отбраковывали и не использовали в расчётах изменений объёма ледников. Площадь этих участков составила 0,26 км² (или 5,3% общей

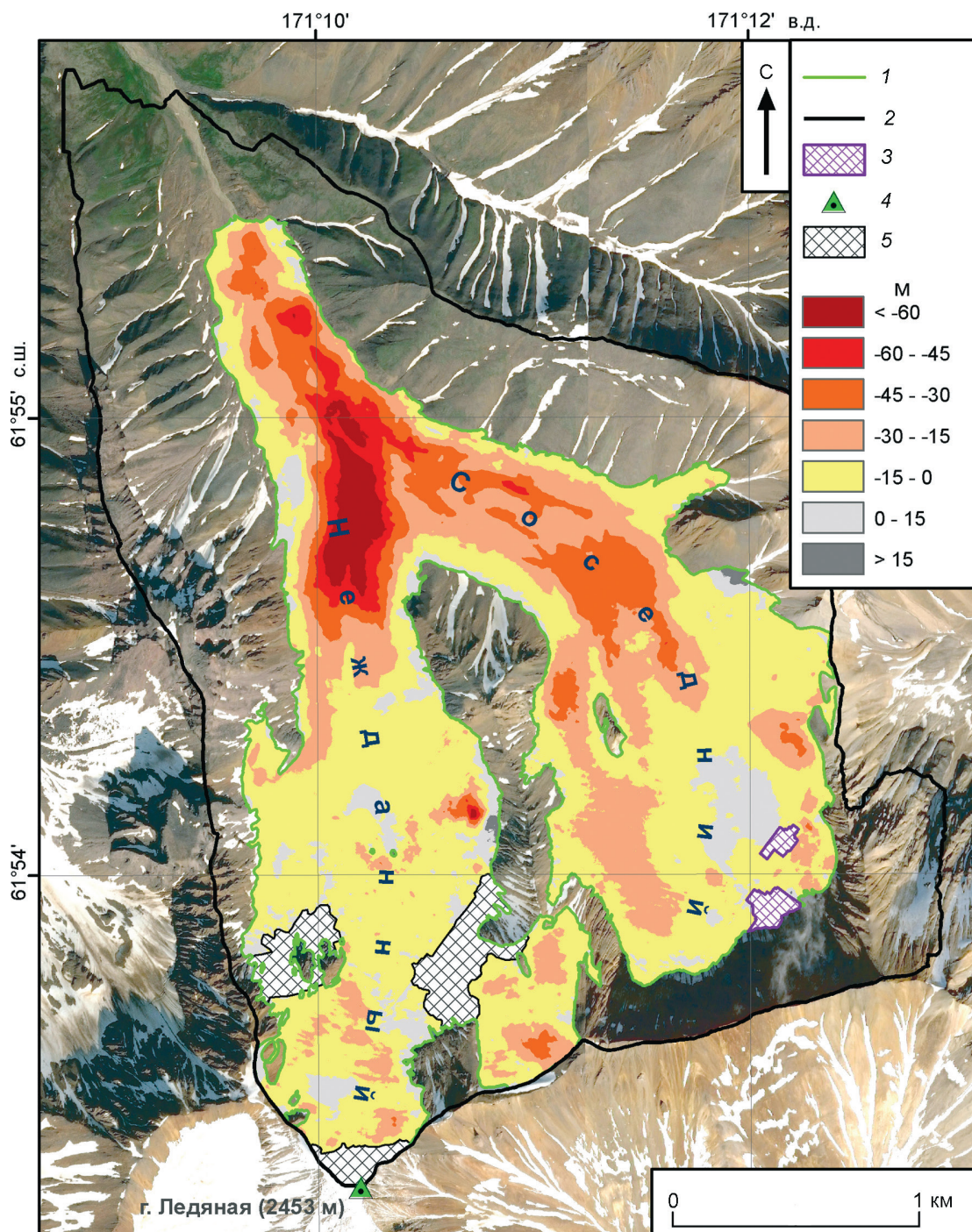


Рис. 5. Изменение высоты поверхности в границах ледников Нежданного и Соседнего с 1961 по 2016 г., м: 1 – границы ледников в 1961 г.; 2 – границы территории, охваченной данными топоплана 1961 г.; 3 – участки, не охваченные данными современной ЦМР; 4 – вершина горы Ледяной (2453 м); 5 – участки «плохих» данных
Fig. 5. Change in surface height within the boundaries of the Nezhdannyy and Sosednyy glaciers from 1961 to 2016, m: 1 – glacier boundaries in 1961; 2 – boundaries of the territory covered by the 1961 topographic plan data; 3 – areas not covered by the current DEM data; 4 – the top of Mount Ledyanaya (2453 m); 5 – areas of «bad» data

площади). После вычета участков с «плохими» данными и участков, не покрытых данными ArcticDEM v3.0, осталось $4,67 \pm 0,20$ км².

Среднее (арифметическое) по площади изменение высоты поверхности ледников за 55 лет составляет $-16,70$ м, а максимальное достига-

ет $-86,22$ м. Область максимальных понижений приурочена к нижней границе поверхности открытого льда в 1961 г. и располагается на высотах 1200–1400 м. Минимальные понижения поверхности наблюдаются в верховьях области аккумуляции, где существуют наиболее благоприятные условия питания, а также на языке и у бортов, где мощность моренного покрова обеспечивает температурный режим, способствующий сохранению льда.

По данным изменений высоты поверхности в пределах границ ледников Нежданного и Соседнего 1961 г. было вычислено изменение их объёма за 1961–2016 гг., которое составило $-71,74 \pm 16,51$ млн м³. Плотность льда тающей поверхности ледника была принята равной 840 ± 60 кг/м³ [11]. С учётом этой величины средний годовой удельный баланс массы ледника в период 1961–2016 гг. составил $-0,362 \pm 0,065$ м в.э. в год.

В публикации [12] представлены результаты оценки изменений высоты поверхности для ледников всего мира (свыше 200 000) за 20 последних лет (2000–2019 гг.), полученные дистанционно геодезическим методом с использованием данных разных видов космических съёмок (преимущественно ASTER). Среди них можно найти и два рассмотренных нами ледника. Согласно этим данным, средняя скорость понижения поверхности для ледников Нежданного и Соседнего в этот период была $0,72 \pm 0,60$ м/год (соответственно и средний удельный баланс $-0,605 \pm 0,51$ м в.э./год). Таким образом, скорость потери массы в период 2000–2019 гг. почти в 1,7 раза превышает наш результат, который соответствует периоду 1961–2016 гг. Мы не можем судить, насколько эти цифры соответствуют реальным величинам баланса, но в целом такая ситуация не противоречит общей тенденции изменения метеопараметров в данном регионе (см. рис. 2) и ускорения таяния ледников, наблюдаемого во многих других горных районах с начала XXI в. [10, 13–15]. Возможно, это ускорение не проявилось в явной мере при оценке изменений за 1961–2016 гг. из-за большого периода осреднения, включающего в себя годы с более благоприятными условиями в начале периода (1961–2000 гг.). Однако на коротком интервале, в который входят дополнительно три последних года интенсивного таяния, оно стало

вполне заметным. Данные работы [12] показывают также распространение зоны максимальных величин понижения поверхности ледника на более высокие уровни (до 1600 м), что может быть следствием наблюдаемого роста температур в данном регионе. Одновременно увеличиваются площадь и мощность моренного покрова на нижних уровнях, что приводит к постепенному уменьшению скорости понижения поверхности до значений, близких к нулю.

На снимках SPOT 6 (см. рис. 3, б) можно увидеть на поверхности областей питания ледников следы интенсивного сноса лавинами с крутых бортов и стенок каров мелкодисперсного и крупного обломочного материала, образующегося в результате криогенных процессов. Увеличение его концентрации на поверхности ледника (по сравнению с описаниями состояния ледника в 1961 г. [1]) также указывает на изменение условий питания. Загрязнение поверхности снежно-фирновой зоны уменьшает её альбедо, что, в свою очередь, ускоряет таяние. Одновременно на более низких уровнях увеличивается толщина моренного покрова и сокращается поверхность открытого льда. В настоящее время лёд можно обнаружить лишь в виде отдельных пятен и полос между поверхностными моренами в области границы питания на леднике Нежданном. На леднике Соседнем он присутствует уже только в виде узкой каймы вдоль нижней границы фирново-ледяной зоны. Скорее всего, это уже не поверхность ледника, а обнажившийся край зоны ледяного питания – инфильтрационно-конжеляционный лёд. При этом почти вся область абляции ледника забронирована сплошным моренным чехлом.

Возможная причина таких различий – особенности в строении областей питания этих ледников. У ледника Нежданного более пологий продольный профиль области аккумуляции и благоприятные для накопления участки присутствуют на разных высотных уровнях, вплоть до предвершинного взлёта горы Ледяной. Область питания ледника Соседнего – тыловая часть крутостенного кара, расположенная на более низком высотном уровне, где происходит накопление обломочного материала со стен кара и его последующее перемещение вниз по леднику. На рис. 6 можно увидеть, что в правой части кара эти перемещения оформились в характерные для камен-

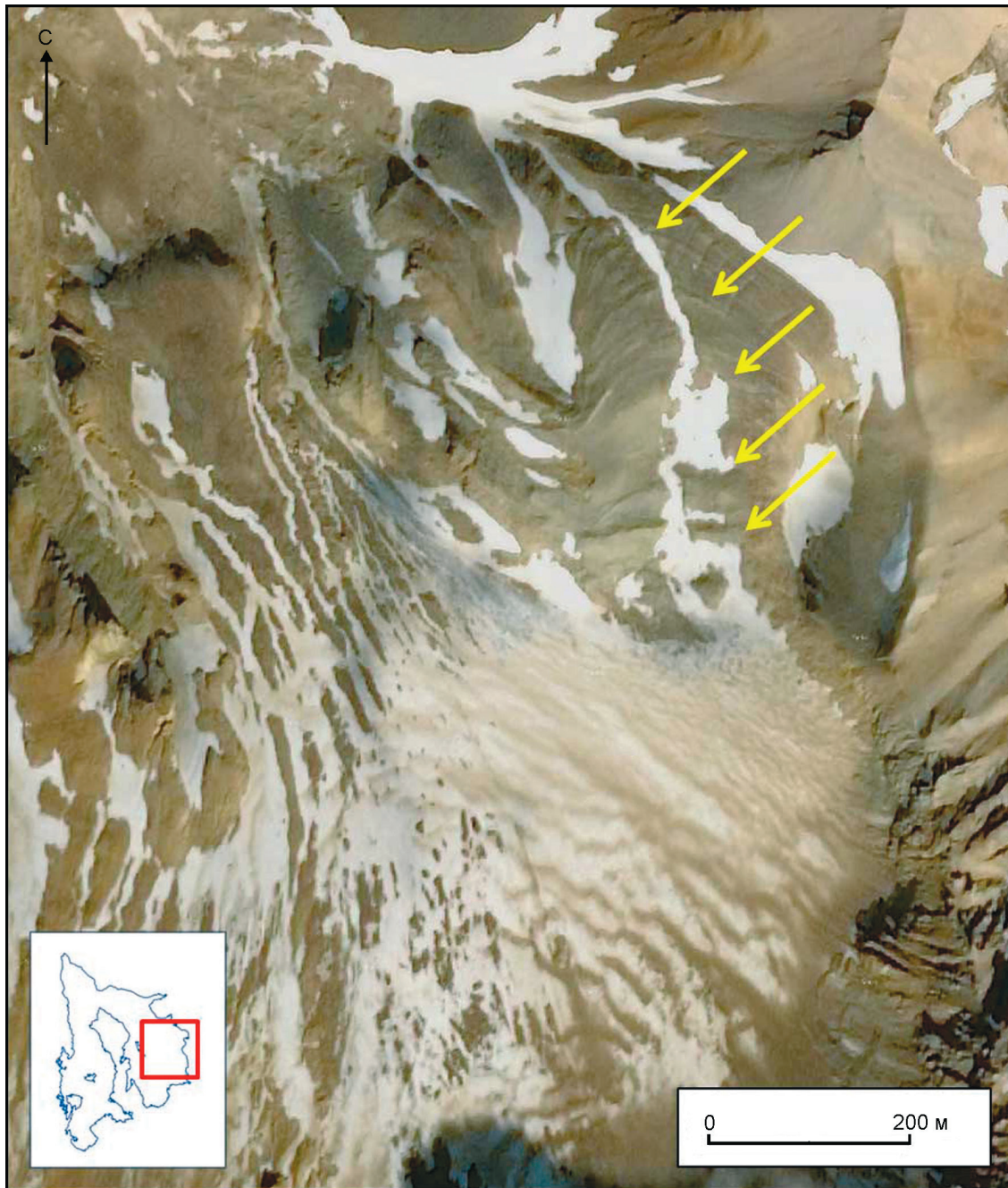


Рис. 6. Формирование нового каменного глетчера в области аккумуляции ледника Соседнего. На врезке показано положение увеличенного фрагмента снимка SPOT 6 (25.08.2017 г.). Жёлтые стрелки указывают на характерные элементы поверхности каменного глетчера

Fig. 6. Formation of a new rock glacier in the accumulation area of the Sosedny Glacier. The inset shows the position of an enlarged fragment of the SPOT 6 image (25.08.2017). The yellow arrows point to the characteristic features of the stone glacier surface

ного глетчера серповидные валы и понижения, периодически возникающие в результате деформаций при движении нарастающих слоёв. Это показывает, что на фоне постепенной деградации ледника на его месте идёт процесс образования и

развития каменного глетчера, обусловленный как изменением климата, так и интенсивным разрушением скальных пород цирка под воздействием криогенных факторов. Вполне вероятно, что в перспективе это приведёт к образованию на Ко-

рякском нагорье ещё одного комплексного каменного глетчера абляционного типа (в соответствии с существующей терминологией [2]).

В работе [16] на основании сравнения границ ледников Корякского нагорья на космических снимках 2003 г. с данными Каталога ледников СССР для рассмотренных нами ледников даётся оценка сокращения в 40–50% и высказывается предположение, что на рубеже столетий оледенение этого района вступило в фазу равновесия с современным климатом. Наши результаты показывают, что до равновесия, видимо, ещё далеко, а полученные аналогичным геодезическим методом данные работы [12], более того, показывают ускорение потери массы ледников Корякского нагорья в последние два десятилетия.

Заключение

Выполненное исследование позволило оценить изменения массы двух ледников Корякского нагорья за более чем полувековой интервал 1961–2016 гг. В результате совместного использования данных исторических наземных фототеодолитных съёмок 1961 г. и современных космических съёмок установлено, что за 55 лет площадь ледников Нежданного и Соседнего сократилась на 0,75 км² (15,2%), а изменение объёма составило $-71,74 \pm 16,51$ млн м³. Средний удельный баланс массы ледника в период 1961–2016 гг. составил $-0,362 \pm 0,065$ м в.э. в год. Основные факторы, влияющие на сокращения размеров ледников в данном регионе, – существенный (на 2 °С) рост летних температур воздуха, а также, хотя и незначительное, уменьшение количества зимних осад-

ков. На фоне постепенной деградации ледников, происходящей в результате изменений условий питания и при активном участии нивально-криогенных факторов, в области аккумуляции ледника Соседнего идёт процесс образования и развития каменного глетчера. Возможно, в недалёком будущем это приведёт к замещению ледника карово-долинного типа комплексным каменным глетчером абляционного типа.

Сравнение с результатами оценок, полученными аналогичным геодезическим методом для данного региона [12], указывает на тенденцию ускорения потери массы ледников в последние десятилетия. В этих условиях возрастает актуальность регулярного мониторинга происходящих изменений. Использование разновременных исторических данных и материалов космических съёмок расширяет возможности применения геодезического метода для оценки баланса массы ледников труднодоступных районов. Полученные результаты – первая количественная оценка баланса массы ледников для данного региона, основанная на использовании наземных инструментальных данных, и их можно рекомендовать для сравнения при дальнейшем мониторинге состояния ледников.

Благодарности: Работа выполнена в рамках темы Государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

Acknowledgments: The paper includes the results obtained within the framework of the research project АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

Литература

1. Сватков Н.М., Цветков Д.Г. Исследование ледников центральной части Корякского нагорья // Теплового и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 31–65.
2. Галанин А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 4. С. 49–61.
3. Николаев И.Г., Колосов Д.М. Современные ледники в Коряцком хребте // Изв. Гос. геогр. об-ва. 1939. Т. 71. Вып. 8. С. 1154–1162.
4. Васильковский А.П. Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и по-

References

1. Svatkov N.M., Tsvetkov D.G. Study of glaciers in the central part of the Koryak Upland. *Teplovoiy i vodnyy rezhim snezhno-lednikovyykh tolshch*. Thermal and water regime of snow-glacial strata. Moscow: Science, 1965: 31–65 p. [In Russian].
2. Galanin A.A. Stone glaciers of northeast Asia: mapping and geographic analysis. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, 13 (4): 49–61. [In Russian].
3. Nikolaev I.G., Kolosov D.M. Modern glaciers in the Koryatsky ridge. *Izvestiya Gosudarstvennogo geograficheskogo obshchestva*. News of the State Geographical Society. 1939, 71 (8): 1154–1162. [In Russian].

- лезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1955. Вып. 9. С. 71–91.
5. Сватков Н.М. Современное оледенение хребта Малиновского // МГИ. 1965. Вып. 15. С. 111–119.
 6. Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 1. Корякское нагорье. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 75 с.
 7. Электронный ресурс: http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/.
 8. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C.; Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. // «ArcticDEM». Harvard Dataverse. 2018. V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH.
 9. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Природная катастрофа ледниково-подпрудного озера Спартакoвское на о. Большевик (Северная Земля) // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 4. С. 58–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-4(58-68).
 10. Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022.
 11. Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гусков А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
 12. Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature. 2021. V. 592. P. 726–731. doi: 10.1038/s41586-021-03436-z.
 13. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017 // Front. Earth Sci. 2019. V. 7. 153. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
 14. Торопов П.А., Аleshina М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 118–130. doi:10.3103/S1068373920050088.
 15. Муравьев А.Я. Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055.
 16. Ананичева М.Д. Современное состояние ледников Корякского нагорья и оценка их эволюции к середине текущего столетия // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 15–23. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-15-23.
 4. Vas'kovsky A.P. *Sovremennoe oledenenie Severo-Vostoka SSSR*. Modern glaciation of the North-East of the USSR. *Materiali po geologii i poleznim iskopaemim Severo-Vostoka SSSR*. Materials of geology and mineral resources of the North-East of the USSR. 1955, 9: 71–91. [In Russian].
 5. Svatkov N.M. Modern glaciation of the Malinovsky ridge. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1965, 15: 111–119. [In Russian].
 6. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 20. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 75 p. [In Russian].
 7. http://ecm.um.maine.edu/reanalysis/monthly_tseries/.
 8. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. «ArcticDEM». Harvard Dataverse. 2018. V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH.
 9. Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Catastrophic outburst-flood of the Spartakovskoye glacier-dammed lake on the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya). *Earth's Cryosphere*. 2020, 24 (4): 50–59. doi: 10.21782/EC2541-9994-2020-4(50-59).
 10. Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Ivanov M.N., Sinitskiy A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. The response of the glaciers of the Polar Urals to modern climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022. [In Russian].
 11. Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. The glaciation of the Urals. Moscow: Science, 1966: 355 p. [In Russian].
 12. Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*. 2021, 592: 726–731. doi: 10.1038/s41586-021-03436-z.
 13. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017. *Front. Earth Sci.* 2019, 7: 153. doi: 10.3389/feart.2019.00153.
 14. Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern degradation of mountain glaciation in Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 5: 118–130. doi: 10.3103/S1068373920050088.
 15. Muraviev A.Ya. Reduction of glaciers in the northern part of the Sredinny Range in Kamchatka in the period from 1950 to 2016–2017. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055. [In Russian].
 16. Ananicheva M.D. The current state of glaciers within the Koryak Highland and assessment of their development by the middle of this century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 15–23. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-15-23. [In Russian].

Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия)

© 2022 г. А.Р. Агатова^{1*,2}, Р.К. Непоп^{1,2}, Д.А. Ганюшкин³, Д. Отгонбаяр⁴,
С.А. Грига³, И.Ю. Овчинников¹

^{1*}Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Университет Ховда, Ховд, Монголия

*agatr@mail.ru

Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia)

A.R. Agatova^{1*,2}, R.K. Nepop^{1,2}, D.A. Ganyushkin³, D. Otgonbayar⁴, S.A. Griga³, I.Yu. Ovchinnikov¹

^{1*}Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia; ²Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia; ³Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ⁴Khovd University, Khovd, Mongolia

*agatr@mail.ru

Received June 1, 2021 / Revised August 24, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Mongolian Altai, Tsambagarav massif, glaciation, seismicity, Tsambagarav earthquake, ice-stone avalanche, deglaciation, Zuslan valley.*

Summary

Early documentation of the consequences of the Tsambagarav earthquake happened on July 23, 1988 ($M = 6.4$) compiled by Soviet and Mongolian specialists allowed the authors, using the example of Tsambagarav (Mongolian Altai), to assess the impact of the seismic process on the reduction of mountain glaciation and topography of the trough valleys in the arid region of Central Asia. In 1988, in upper part of the Zuslan river valley, 13 days after the earthquake, the release of a fragment of one of the glaciers gave rise to an ice-rock avalanche «on an air cushion». Its deposits with a thickness of up to 30 m blocked the valley over a distance of 5 km. Analysis of space images taken in different time together with field researches revealed that as a result of the earthquake the glacier № 15 simultaneously lost 0.1 km² of its tongue (10.4% of total area), as the whole in 1988–2015 it lost 56% of its area, whereas neighboring glaciers № 16 and 17, similar in size and the same exposure, lost significantly less – 35 and 15% of the area, respectively. Rapid shrinking of not only the glacier tongue, but also of its accumulation zone; the established deficit of ice volume in the broken off ice fragment (in comparison with initial assessment), and the abnormally long path of the avalanche made it possible to clarify the factors and mechanism of its initiation: the fall of the ice-snow ledge from the accumulation zone could lead to the rapid release of the broken ice fragment in the tongue part of the glacier. In 2004, 16 years after the avalanche, the buried ice in its deposits was still partially preserved, having completely degraded by 2019. The long time of the ice degradation process was caused by the high content (about half of the volume) of debris that armored the surface of avalanche sediments. The debris material of the avalanche repeats the relief of the underlying Pleistocene moraines, which may complicate the reconstruction of the number, scale and age of glacial events in avalanche-hazardous areas. The relatively high rate of leveling of the avalanche traces and, as a consequence, the difficulties of their subsequent identification in the relief allow us to assume a greater number of avalanche releases, including seismic ones, in the recent geological past than it can be established at present in the Altai ridges.

Citation: Agatova A.R., Nepop R.K., Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Griga S.A., Ovchinnikov I.Yu. Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 17–34. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010113.

Поступила 1 июня 2021 г. / После доработки 24 августа 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Монгольский Алтай, хребет Цамбагарав, оледенение, сейсмичность, Цамбагаравское землетрясение, ледово-каменная лавина, сокращение оледенения, долина р. Зуслан.*

Ледник № 15 (по [3]), потерявший в результате Цамбагаравского землетрясения 1988 г. магнитудой $M = 6,4$ фрагмент языка (10,4% всей площади) и часть объёма в области аккумуляции, в период 1988–2015 гг. сократился на 56%, что больше сокращения соседних ледников (15–35%). Погребённый лёд в отложениях ледово-каменной лавины, заполнивших долину р. Зуслан на протяжении 5 км, частично сохранялся и в 2004 г.; полностью он растаял к 2019 г. Обломочный материал лавины повторяет рельеф подстилающих плейстоценовых морен, что может осложнить реконструкцию ледниковых событий в регионе. Уточнены факторы, определившие возникновение лавины на «воздушной подушке».

Введение

Современное отступление ледников и интенсивная трансформация высокогорных ландшафтов в аридной Центральной Азии, как и в других горных регионах Земли, вызваны глобальным повышением температуры. Отступление ледников происходит с конца XIX в. и значительно ускорилось в последнее время: по данным Всемирной метеорологической организации период с 2011 по 2020 г. стал самым тёплым десятилетием за всю историю метеорологических наблюдений, которые регулярно ведутся с 1891 г. Так, в Монголии, согласно данным IRIMNE (the Information and Research Institute of Meteorology, Hydrology and Environment of Mongolia), с 1940 г. среднегодовая температура увеличилась на 2,1 °С, при этом усиливается аридность – среднегодовое количество осадков уменьшилось здесь на 7%. Такие изменения климата не способствуют сохранению оледенения в центре наиболее крупного континента Земли: в пределах Монгольского Алтая площадь ледников неуклонно сокращается [1–3]. Однако на скорость деградации ледников также влияют процессы, не всегда связанные с климатом напрямую. Катастрофические сходы ледников и ледово-каменных лавин в нивально-гляциальном поясе гор приводят к практически одномоментному выносу на более низкие гипсометрические уровни больших объёмов льда, снега и обломков горных пород [4, 5]. В Монгольском Алтае, который характеризуется высокой сейсмической активностью, один из триггеров этих процессов – землетрясения.

Массив Цамбагарав – второй по значимости центр оледенения Монгольского Алтая. В тектоническом плане он представляет собой передовой хребет – крупный самостоятельный тектонический блок, отделённый от основной горной системы активным региональным Кобдинским разломом (рис. 1, а). С активизацией этого глубинного разлома в пределах Монгольского Алтая и связано Цамбагаравское землетрясение ($M = 6,4$), произошедшее 23 июля 1988 г. Главный толчок, эпицентр которого находился в зоне Кобдинского разлома, сопровождался серией афтершоков. По данным оперативных наблюдений [6], максимальные сейсмические эффекты были установлены в высокогорном хр. Цамбага-

рав. Самым заметным из сейсмогравитационных явлений (обвалы, оползни) стала ледово-каменная лавина, сошедшая на южном склоне хребта по долине р. Зуслан 9 августа 1988 г., через 13 дней после главного толчка. В верховьях бассейна р. Зуслан на одном из ледников, спускающихся с наиболее высокой вершины хребта горы Цаст-Ула (4208,4 м), в ходе землетрясения образовались мощные трещины северо-западного простирания. Согласно заключению [6], в результате комплекса факторов – уменьшения трения льда о ложе за счёт начавшегося интенсивного таяния и поступления талой воды, пластических деформаций льда, афтершокового процесса – отколовшийся блок льда объёмом около 6 млн м³ потерял устойчивость и обрушился в долину р. Зуслан. Вызванная этим падением лавина прошла путь длиной около 5 км, ударяясь и перескакивая с одного склона долины на другой (см. рис. 1, б). Аномально большой путь лавины, более чем в 10 раз превысивший расчётный для таких условий [7], позволил исследователям отнести её к уникальным явлениям – «обвалам на воздушной подушке». Общий объём аккумулярованного в долине материала, по оценке [6], составил $12 \cdot 10^6$ м³ при равном соотношении льда и каменного материала.

Таким образом в результате сейсмической активизации один из ледников хр. Цамбагарав одномоментно потерял значительный объём льда, а долина р. Зуслан на протяжении почти 5 км оказалась заполнена ледово-каменным материалом на высоту до 30 м (см. рис. 1, в). Оперативность и детальность документации последствий Цамбагаравского землетрясения, проведённой советскими и монгольскими специалистами в 1988 г., дали прекрасную возможность оценить влияние сейсмического процесса на сокращение горного оледенения и рельеф троговых долин в аридном районе Центральной Азии. Подобная оценка для Алтайского поднятия выполняется впервые, что в условиях его высокой сейсмической активности определяет актуальность настоящих исследований. Кроме того, практический интерес представляет собой и анализ дополнительных факторов, обусловивших аномальную протяжённость пути ледово-каменной лавины, вынесенной из нивально-гляциального пояса к подножию хр. Цамбагарав, где обычно располагаются поселения скотоводов-кочевников.

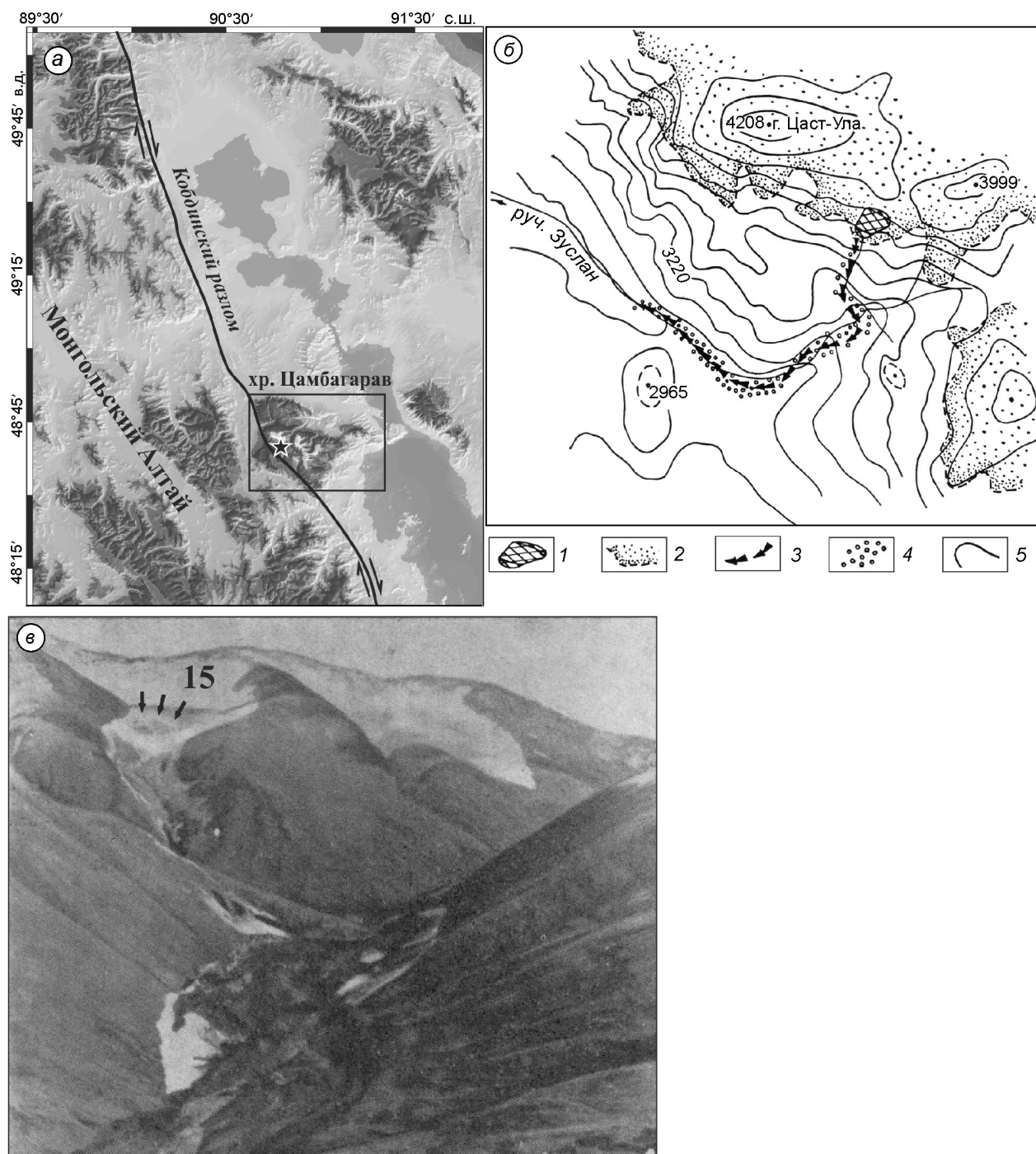


Рис. 1. Район исследования и ледово-каменная лавина в долине р. Зуслан, вызванная Цамбагаравским землетрясением ($M = 6,4$) 1988 г.

a – региональный Кобдинский разлом и хр. Цамбагарав в структуре Монгольского Алтая (звездой показано положение долины р. Зуслан); *б* – схема движения лавины, по [6]: 1 – зона отрыва льда, 2 – ледник, 3 – трасса лавины, 4 – смещённый материал, 5 – изолинии высот (через 120 м); *в* – «пострадавший» ледник и верхняя часть долины р. Зуслан после схода лавины, 1988 г. (фото В.А. Авдеева); стрелками показана стенка отрыва блока льда в леднике

Fig. 1. Study area and ice-rock avalanche in the Zuslanriver valley caused by the 1988 Tsambagarav earthquake ($M = 6.4$). *a* – regional Kobdo fault and Tsambagarav range, Mongolian Altai (the star indicates the location of the Zuslan valley); *б* – avalanche path according to [6]: 1 – ice detachment zone, 2 – glacier, 3 – avalanche path, 4 – displaced material, 5 – elevation lines (every 120 m); *в* – «injured» glacier and the upper part of the Zuslanriver valley after 1988 event (photo V.A. Avdeev); arrows show the detachment wall of ice block in glacier tongue

Район исследований

Монголия находится в высокосейсмичной области Центрально-Азиатского коллизийного пояса и подвержена частым и сильным землетрясениям. Только в XX в. здесь произошло более 60 землетрясений с магнитудой $M > 5,5$ и интенсивностью от 7 до 11–12 баллов. Десятки землетрясений сопровождались крупными нарушениями земной поверхности, а сейсмические катастрофы с $M > 8$ (Болнайское в 1905 г., Фуюньское в 1931 г., Гоби-Алтайское в 1957 г.) вызвали сейсмотектонические деформации протяжённостью до нескольких сотен километров [8]. Ведущую роль в сейсмическом режиме территории Монголии играют глубинные долгоживущие разломы [9, 10], в том числе связанные с новейшим тектоническим поднятием на западе страны – Монгольским Алтаем, представляющим собой часть горной системы Большого Алтая.

Хр. Цамбагарав – один из передовых хребтов Монгольского Алтая – отделён от основного поднятия активным региональным Кобдинским разломом (см. рис. 1). Хребет имеет сложное строение и состоит из трёх сближенных тектонических блоков. В рельефе разломные границы хребта и блоков в его структуре представлены уступами высотой до 1 км, цепочками характерных тектоногенных фасет треугольной и трапециевидной форм, а также сквозными долинами и прямолинейными участками долин; зоны пересечения разломов подчёркиваются резкими, до 90° , поворотами долин. Такой коленообразный изгиб при пересечении Кобдинским разломом имеет и долина р. Зуслан. Следы неоднократных землетрясений в виде уступов в основании тектоногенных фасет, сейсморов, смещающих эрозионно-осыпные лотки и русла водотоков, наблюдаются преимущественно вдоль границ тектонических блоков разного ранга.

Крупнейший из блоков хребта, имеющий треугольную в плане форму, – наиболее высок. Его уплощённый водораздел с основными вершинами 4208,4 (гора Цаст-Ула), 4102 и 4025 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря) поднимается выше снеговой линии. Это определило широкое развитие плосковершинных ледников в его пределах – их доля в суммарной площади оледенения хребта составляет почти 40% [3]. Долинные и каровые ледни-

ки занимают положение на их периферии, образуя ледниковые комплексы.

Современное оледенение хр. Цамбагарав возникло в середине голоцена, около 6 тыс. лет назад [11], и быстро сокращается в настоящее время [1–3]. С максимума малого ледникового периода площадь оледенения уменьшилась на 47%, граница питания ледников поднялась на 165 м, что на данном этапе привело к образованию семи ледниковых комплексов. В них сгруппированы 67 ледников суммарной площадью 68,41 км² (по состоянию на 2015 г.), в пределах которых среднезвешенная высота фирновой границы составляет 3748 м [3]. Крупнейший из ледниковых комплексов приурочен к наиболее высокой вершине хребта – горе Цаст-Ула. На её южном склоне в верховьях р. Зуслан преобладают висячие и карово-долинные ледники, среди которых минимальный размер имеет каровый ледник (№ 15, по [3]), который дал начало ледово-каменной лавине 1988 г. и стал объектом наших исследований.

Климат хр. Цамбагарав характеризуется низким годовым количеством осадков, что связано с его положением в центральной части Евразии. По данным ближайших (35 км) гидрометеостанций (ГМС) Баяннур (период измерений 1995–2004 гг.) и Эрдэнбурен (1962–2002 гг.), расположенных в предгорьях на высотах 1364 и 1250 м соответственно, среднегодовая температура воздуха составляет $-5,6^\circ\text{C}$, средняя зимняя $-22,3^\circ\text{C}$, средняя летняя 16,5 и $16,6^\circ\text{C}$; среднее годовое количество осадков – 87 и 78 мм соответственно при преобладании северо-западного направления влагопереноса [2]. Рост количества осадков с высотой, положение главного водораздела выше снеговой линии, преобладание уплощённых вершин, а также высокая роль экспозиции и метелевого переноса – основные орочиматические факторы оледенения хр. Цамбагарав в данных аридных условиях.

Методика исследований

Для анализа происходящих с 1988 г. изменений в состоянии «пострадавшего» ледника № 15 и ледово-каменной лавины в долине р. Зуслан, а также уточнения факторов, определивших возникновение лавины на «воздуш-

Таблица 1. Космические снимки, использованные в исследовании

Индекс (ID)	Режим	Дата съёмки	Спутник	Пространственное разрешение, м	
DS1104-1055	Панхроматический	11.08.1968 г.	Corona	1,8	
LT51410261988174BJC00	Мультиспектральный	22.06.1988 г.	Landsat-5	30,0	
LT51420261989215BJC00		03.08.1989 г.			
LT51410261996196BJC00		14.07.1996 г.			
LE71420262002195SGS00		14.07.2002 г.	Landsat-7		15,0
LT51410262006207IKR00		26.07.2006 г.	Landsat-5		30,0
1030010048939200	Панхроматический	19.08.2015 г.	WV02	0,48	

ной подушке», мы использовали комплекс методов, предусматривающих как полевые исследования, так и дистанционное зондирование. Сравнение скоростей сокращения ледника № 15 и соседних ледников в долине р. Зуслан до и после Цамбагаравского землетрясения выполнено на основе дешифрирования космических снимков 1968, 1988, 1989, 1996, 2002, 2006, 2015, 2019 гг. (табл. 1). Дешифрирование проводилось в программной среде GIS – Mapinfo и ArcGIS. При дешифрировании и реконструкции оледенения в качестве минимальной принята площадь картирования 0,01 км².

Для реконструкции возможного механизма отрыва ледяного блока в теле ледника объём этого блока был оценён разными способами с целью последующего сравнения с объёмом ледовой составляющей отложений лавины. Средняя толщина ледника, давшего начало лавине, рассчитана с использованием региональной эмпирической зависимости для каровых и карово-вишневых ледников Алтая [12]

$$V = 0,0487F^{1,244},$$

где V – объём; F – площадь ледника.

При определении толщины ледника в отдельных точках была задействована модель GlabTop (Glacier bed Topography) [13]. Величина напряжения сдвига на ложе τ рассчитывалась с помощью эмпирической зависимости от разницы высот ΔH между высшей и низшей точками ледника [14]:

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

Средняя высота границы питания ледника рассчитывалась по модифицированной формуле Кренке–Ходакова [15], а баланс массы – по методике Г.Е. Глазырина [16] с использовани-

ем данных базовой ГМС о температуре воздуха и осадках, а также высоты фирновой границы. При расчёте абляции применялась региональная формула, полученная в результате измерения баланса массы ледников горных массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира [17]. Высотный температурный градиент принят равным 0,65 °С/100 м, а высотный градиент годового количества осадков – 7,7 мм/100 м. Оба градиента были определены для массива Цамбагарав ранее [3].

Полевые исследования долины р. Зуслан проводили дважды: в июне 2004 и августе 2019 гг., соответственно через 16 лет и 31 год после Цамбагаравского землетрясения 1988 г. В ходе маршрутов вели фотофиксацию и определяли координаты новообразованных форм рельефа с помощью GPS-приёмника (точность 2–4 м). Границы лавинных отложений устанавливали как непосредственно на местности, так и на основе дешифрирования космоснимков. Для подтверждения эрозионного воздействия лавины были проведены датирование, спорово-пыльцевой анализ и комплексный групповой биологический анализ по методике Кордэ–Успенской [18] образцов торфянистой почвы, вскрытой шурфом в 2019 г. под лавинными отложениями. Радиоуглеродное датирование почвы выполнено в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). ¹⁴C дата калибрована с доверительным интервалом 2σ в программе CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) с использованием калибровочной базы IntCal13 [19]. Спорово-пыльцевой анализ выполнен О.Б. Кузьминой (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск), комплексный групповой биоанализ – О.Н. Успенской (Всеоссийский научно-исследовательский институт овощеводства РАСХН, г. Верей).

Результаты исследований

Сокращение ледника № 15. До Цамбагаравского землетрясения 1988 г. ледник № 15 представлял собой каровый ледник с выводным висячим языком, составлявшим менее 1/3 длины всего ледника – переходный тип между каровым и карово-долинным. Уклон языка составлял до 25° (в среднем ~11° согласно SRTM, построенной

в 2000 г., и ~26° согласно топографической карте масштаба 1:100 000, несмотря на мелкий масштаб, лучше отражающей состояние ледника на момент Цамбагаравского землетрясения). На основании анализа космических снимков от 22.06.1988 г. и 03.08.1989 г. сокращение площади ледника № 15 в результате одномоментной потери части языка 09.08.1988 г. после Цамбагаравского землетрясения оценивается в ~0,1 км², или 10,4% (рис. 2).

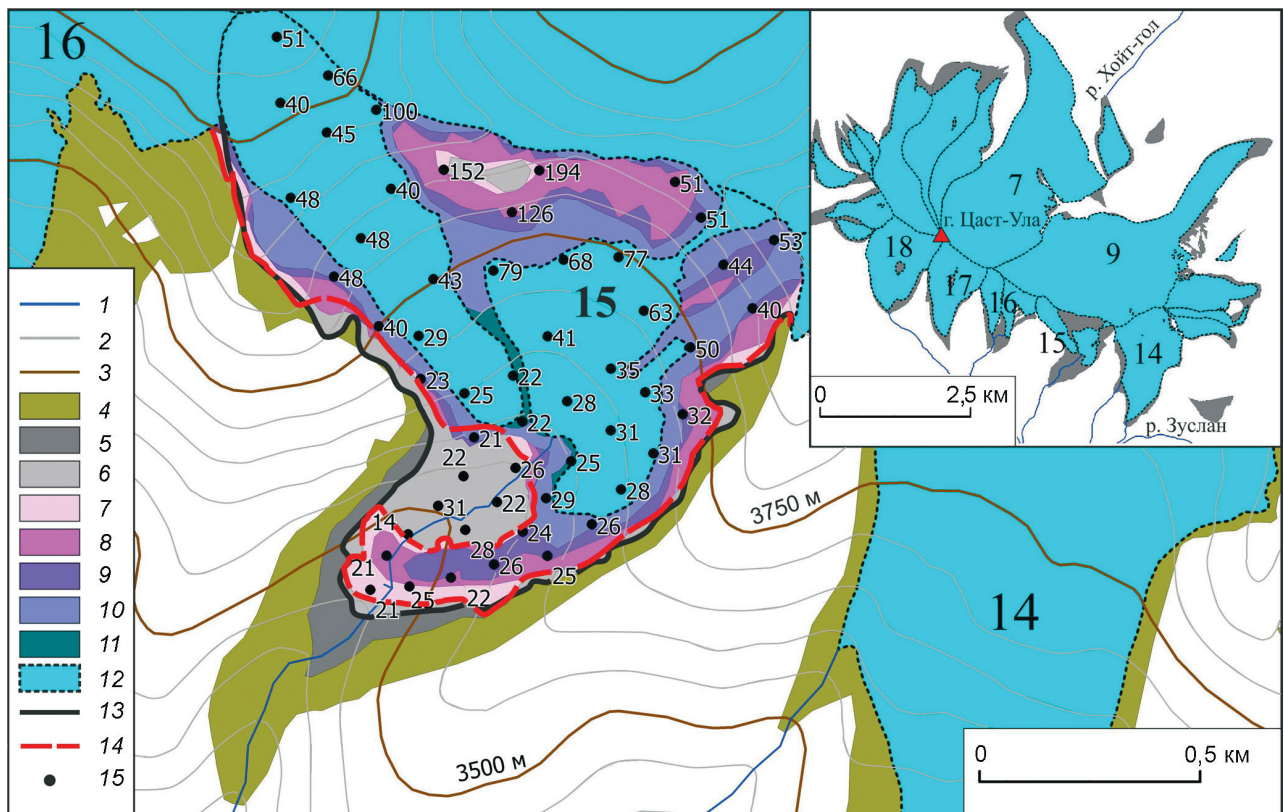


Рис. 2. Сокращение нарушенного в результате Цамбагаравского землетрясения ледника № 15 по данным дистанционного зондирования:

1 – реки (безымянные правые притоки р. Зуслан); 2, 3 – изогипсы: 2 – через 50 м, 3 – через 250 м; 4 – ледник в максимум малого ледникового периода; 5–11 – участки сокращения площади ледника в периоды: 5 – с 11.08.1968 г. по 22.06.1988 г., 6 – с 22.06.1988 г. по 03.08.1989 г., 7 – с 03.08.1989 г. по 14.07.1996 г., 8 – с 14.07.1996 г. по 14.07.2002 г., 9 – с 14.07.2002 г. по 26.07.2006 г., 10 – с 26.07.2006 г. по 15.08.2015 г., 11 – с 15.08.2015 г. по 02.08.2019 г.; 12 – ледник по состоянию на 02.08.2019 г.; 13 – граница ледника до Цамбагаравского землетрясения (22.06.1988 г.); 14 – граница ледника после Цамбагаравского землетрясения (03.08.1989 г.); 15 – рассчитанные по модели GlabTop значения толщин ледника, м. Изогипсы проведены на основе цифровой модели рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond). На врезке – сокращение ледникового комплекса Цаст-Ула с 1968 г.

Fig. 2. Reduction of the glacier No. 15 as a result of the Tsambagarav earthquake according to remote sensing data. 1 – rivers (nameless right tributaries of Zuslan river); 2, 3 – elevation lines: 2 – every 50 m, 3 – every 250 m; 4 – glacier at the maximum of the Little Ice Age (LIA); 5 – 11 – areas of glacier reduction based on the results of space imagery interpretation in the periods: 5 – from 11.08.1968 to 22.06.1988, 6 – from 22.06.1988 to 03.08.1989, 7 – from 03.08.1989 to 14.07.1996, 8 – from 14.07.1996 to 14.07.2002, 9 – from 14.07.2002 to 26.07.2006, 10 – from 26.07.2006 to 15.08.2015, 11 – from 15.08.2015 to 02.08.2019; 12 – glacier as of 02.08.2019; 13 – the boundary of the glacier shortly before the Tsambagarav earthquake (22.06.1988); 14 – the boundary of the glacier after the Tsambagarav earthquake (08.03.1989); 15 – glacier thickness (m) according to the GlabTop model. Elevation lines were drawn based on the SRTM 3 digital elevation model (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second). The inset shows the reduction of the glacial complex of the Tsast-Ula peak since 1968

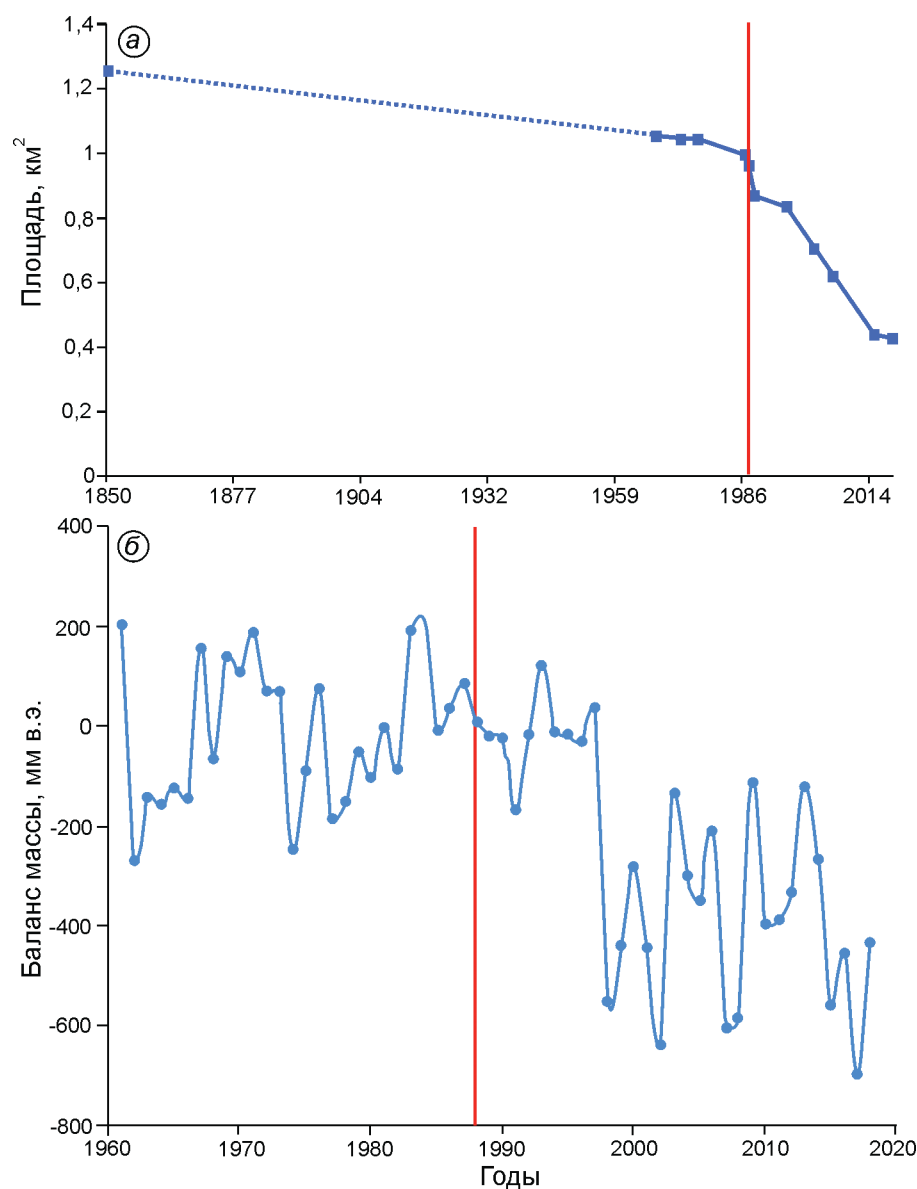


Рис. 3. Динамика ледника № 15. *a* – изменение площади ледника с максимума малого ледникового периода по 2019 г. по данным дешифрирования космоснимков; *б* – колебания баланса массы ледника на высоте границы питания по состоянию на 1988 г. (3900 м) за период 1961–2019 гг. Красная линия отмечает 1988 г., когда произошло Цамбагаравское землетрясение

Fig. 3. Change of the glacier № 15. *a* – change in the glacier area from the maximum of the Little Ice Age to 2019 according to the interpretation of satellite images; *б* – fluctuations in the mass balance index of the glacier at the equilibrium line altitude as of 1988 (3900 m) for the period of 1961–2019. Red line indicates the 1988 Tsambagarav earthquake

Анализ разновременных спутниковых снимков показывает, что после отрыва блока льда ложе ледника обнажилось в западной части языка. Отколовшийся фрагмент отделился не от самого края языка (см. рис. 1, б, в), но уже в 1989 г. тонкая западная перемычка растаяла, тогда как на восточной периферии бывшего языка сохранился участок льда шириной около 100–130 м и длиной около 600 м (см. рис. 2). В своей нижней части он вплоть до 2019 г. перегораживал долину. В течение семи лет после землетрясения и схода ледово-каменной лавины площадь ледника сокращалась в основном за счёт таяния этого узкого блока. Большая часть ледника при этом находилась в области аккумуляции, поэтому положение конца ледника

в течение непродолжительного периода стабилизировалось. Тем не менее, восстановление ледника не произошло. После 1996 г. начинается его интенсивное отступление (рис. 3, а). С этого времени продолжается не только деградация ледяного выступа в нижней части ледника, но и увеличивается площадь обнажающихся скальных выходов на высотах около 3800–3850 м. Эти процессы отражают быстрое уменьшение толщины льда.

В 2004 г., через 16 лет после землетрясения, при нашем посещении долины р. Зуслан ещё сохранялся крутой уступ в теле ледника – стенка отрыва блока, падение которого инициировало сход лавины; в самом уступе была отчётливо видна слоистая структура льда (рис. 4, а). Стен-

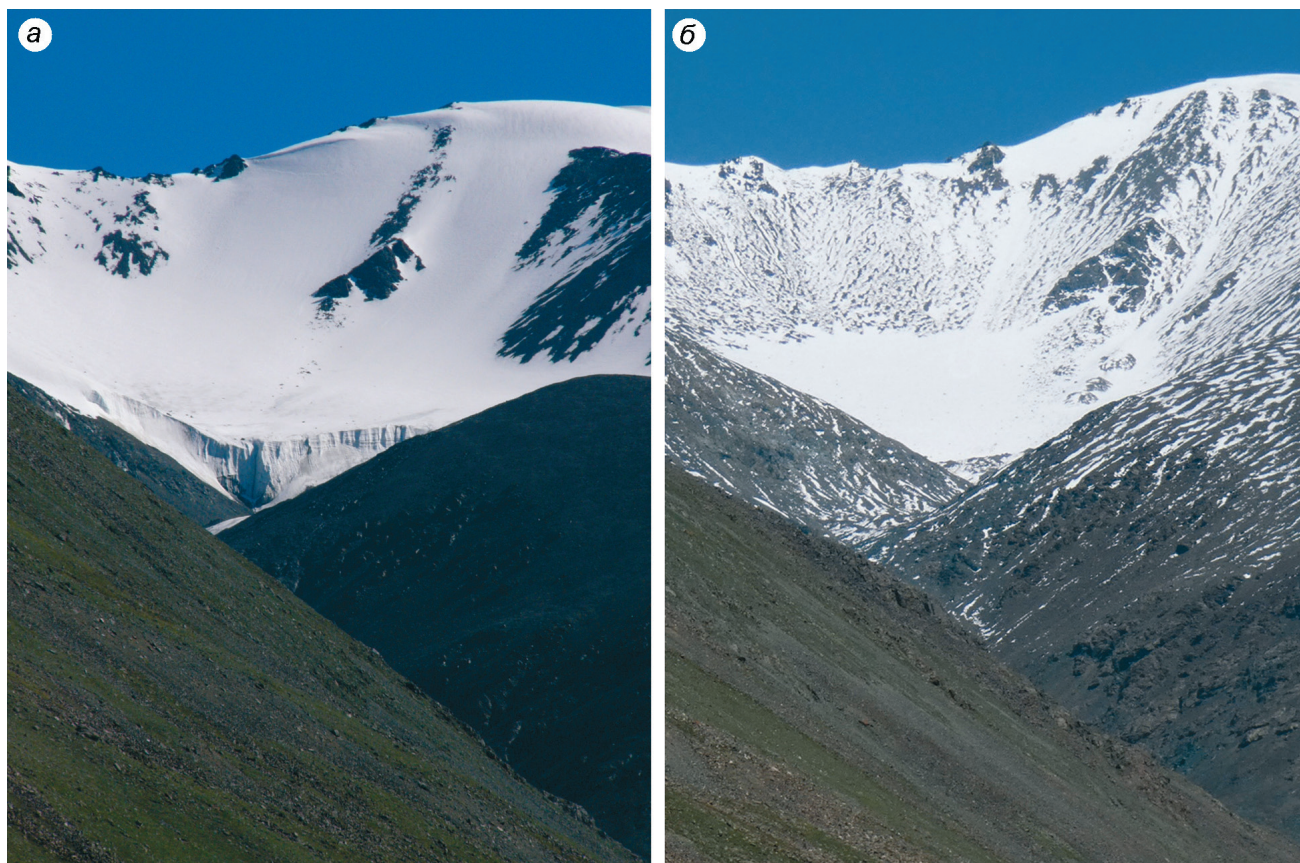


Рис. 4. Вид ледника № 15 через 16 лет и 31 год после сейсмособытия 1988 г.
a – 20 июля 2004 г.; *б* – 30 августа 2019 г. Фото А.Р. Агатовой

Fig. 4. View of glacier No. 15 16 years after and 31 years after the 1988 seismic event.
a – on July 20, 2004; *b* – on August 30, 2019. Photo by A.R. Agatova

ки кара всё ещё были покрыты фирном, хотя его толщина стала заметно меньше, чем в 1988 г., при этом склон юго-западной экспозиции полностью потерял ледово-фирновый покров. К 2006 г. блок льда в нижней части ледника превратился в узкий клин забронированного мёртвого льда, не связанного с ледником. В дальнейшем продолжилось быстрое сокращение площади, занятой льдом на стенке кара на уровне около 3800 м, а уже к 2015 г. в пределах кара намечилось разделение ледника на каровую и висячую составляющие.

В ходе посещения ледника 2 августа 2019 г. отмечено его окончательное разделение на две части – каровую и висячую (см. рис. 2). Толщина ледника заметно уменьшилась, обнажились выступы его ложа. Уступ (стенка отрыва) был полностью нивелирован. Фирн на стенках кара практически отсутствовал (см. рис. 4, *б*). Перегораживающий долину блок, несмотря на умень-

шение размеров, ещё сохранялся под чехлом обломочного материала. Сток воды проходил под блоком. Анализ разновременных космоснимков показывает, что за период с 1988 по 2015 г., в начале которого в результате Цамбагаравского землетрясения ледник № 15 утратил фрагмент языка, площадь этого ледника уменьшилась на 56% (см. рис. 2 и 3, *a*). За тот же период площадь соседних ледников № 16 и 17 сократилась на 35 и 15% соответственно. Интересно, что с 1989 г., т.е. уже после схода фрагмента языковой части и уменьшения области абляции, ледник № 15 сокращался быстрее, чем соседние ледники: потеря его площади в 1989–2015 гг. составила 49% по сравнению с теми же 35 и 15% у ледников № 16 и 17 соответственно.

Баланс массы ледника № 15 до и после Цамбагаравского землетрясения. На основе данных ближайшей длиннорядной ГМС Улгий рассчитано изменение баланса массы лед-

ника на уровне 3900 м – высоте границы питания по состоянию на 1988 г. перед Цамбагаравским землетрясением (см. рис. 3, б). Расчёты выполнены для периода 1961–2019 гг. Баланс массы был стабильным до 1998 г., после чего испытал скачкообразное уменьшение (более 500 мм в.э.) и определялся значениями в интервале $-400 \div -600$ мм в.э., т.е. в неблагоприятных климатических условиях ледник продолжал быстро сокращаться (см. рис. 3, а). В 1988 г. соотношение площадей областей аккумуляции и абляции изменилось в результате резкого сокращения области абляции при отрыве части ледника, что на фоне стабильных климатических условий, казалось бы, могло вызвать частичное восстановление ледника в последующее десятилетие. Однако этого не произошло и ледник в 1988–1998 гг. продолжал сокращаться. Вероятно, в 1988 г. уменьшилась в размерах не только область абляции (за счёт отрыва блока от ледникового языка), но и область аккумуляции, где потеря значительного объёма льда за счёт обвала произошла без видимого на снимках изменения площади этой зоны.

Оценка толщины ледника № 15. Оценку толщины провели в разных точках ледника с использованием модели GlabTop, которая предполагает несущественное влияние ледника на изменение рельефа подстилающего ложа (что соответствует действительности при рассмотрении современных ледников на историческом этапе их развития) и сглаженный характер последнего. Толщину льда оценивали вдоль линий тока ледника и далее интерполировали между этими точками и границами ледника с нулевой толщиной льда. При моделировании использована топографическая карта масштаба 1:100 000, так как все известные нам цифровые модели на район исследований создавались позже 1988 г. Результаты расчётов приведены на рис. 2. Рассчитанная таким образом толщина льда для сошедшей в 1988 г. части ледника находится в пределах 14–31 м. Объём ледника по состоянию на 22 июня 1988 г., рассчитанный с использованием эмпирической зависимости для каровых и карово-висячих ледников Алтая [12], составил $0,046 \text{ км}^3$, что соответствует средней толщине льда для всего ледника около 48 м.

Параметры ледово-каменной лавины 1988 г. Лавина, инициированная сходом фрагмента лед-

ника, начала формироваться на высоте около 3400 м и прошла путь длиной 5 км до отметки 2840 м (высотные отметки и измерения длин приведены по 3D-модели рельефа программы GoogleEarth) (рис. 5). Таким образом, перепад высот составил 560 м, при этом на первом километре пути, где уклон склона достигает $20\text{--}25^\circ$, он был максимальным – около 320 м, как и отмечено в работе [6]. Это обеспечило быстрый набор скорости ледово-каменной брекчией. Роль трамплина для разгонявшейся лавины в конце первого километра пути выполнил поперечный её ходу склон водораздельного гребня высотой 70 м. Удар в склон привёл к прыжку через гребень, а наличие трёх крутых (около 90°) поворотов долины по пути следования лавины (через 1, 1,6 и 3,5 км от места зарождения) обусловило её перекидывание с одного склона на другой с затуханием амплитуды заплесков по высоте от 120 м до 70 и 30 м. Сохранность почвенного покрова в месте перепрыгивания водораздельного гребня, а также амплитуда и протяжённость заплесков задокументированы непосредственно после схода лавины [6], что важно для понимания масштаба и механизма этого природного явления, так как следы лавины в рельефе достаточно быстро преобразуются и нивелируются последующими геоморфологическими процессами.

Изменения в области аккумуляции ледово-каменной лавины после 1988 г. В 2004 г., т.е. через 16 лет после схода лавины, основная масса льда в ледово-каменных отложениях уже растаяла и обломочная составляющая на большем протяжении долины была спроецирована на дно и склоны долины. На более крутых участках склонов было отмечено смещение лавинных отложений вниз по склону. Река проделала новое русло, преимущественно сместившись к правому, более прогреваемому склону долины юго-восточной экспозиции. Русло во многих местах распадалось на рукава, огибая сгруженный обломочный материал. Уже были разрушены котловины временных озёр, образовавшихся в 1988 г. [6], мелкозернистые отложения этих озёр также оказались спроецированы на дно долины. Тем не менее, в верхней (северо-восточного простирания) части долины, где лавина была насыщена ледовым материалом в большей степени, на левобережье ещё продолжалась дегра-

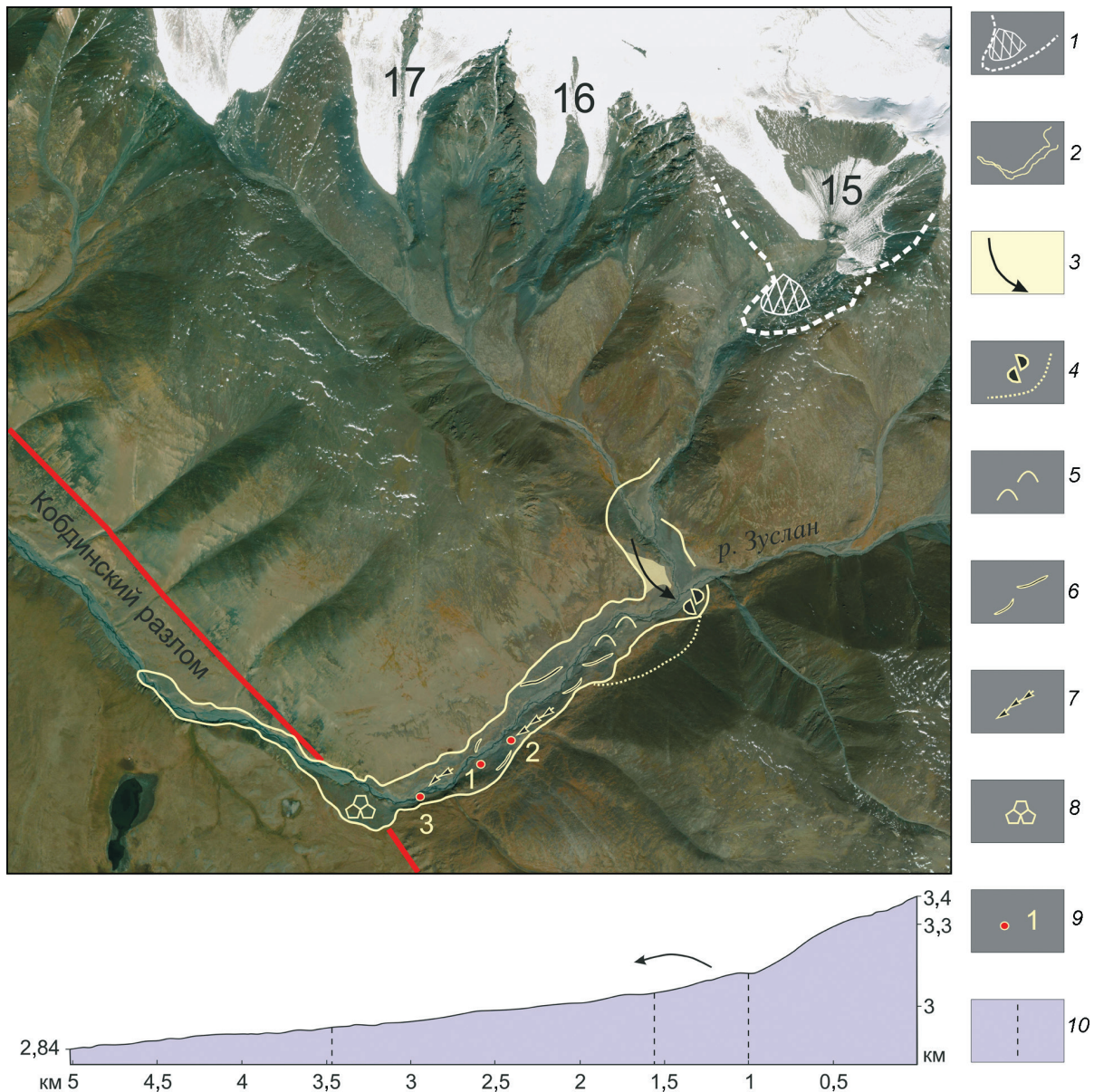


Рис. 5. Следы ледово-каменной лавины в рельефе долины р. Зуслан (хр. Цамбагарав) и продольный профиль участка прохождения лавины:

1 – граница ледника на момент Цамбагаравского землетрясения и отколовшийся фрагмент языка, сход которого вызвал лавину; 2 – отложения ледово-каменной лавины; 3 – склон с сохранившимся почвенным покровом, через который перелетела лавина; 4 – скопление расколотых обломков в месте удара лавины и вероятная граница её заплеска на левый склон долины р. Зуслан; 5 – участок долины с инверсионным холмистым рельефом и следами спущенных подпрудных озёр; 6 – гряды отложений сошедшей лавины; 7 – эрозионные каналы в скальных породах и рыхлых отложениях; 8 – участок развития криогенных полигонов на поверхности лавинных отложений; 9 – точки наблюдения, обсуждаемые в тексте; 10 – повороты долины на профиле. Основа схемы – космоснимок World-View-2, дата съёмки 19.08.2015 г.

Fig. 5. Traces of ice-rock avalanche in the topography of the Zuslan river valley (Tsambagarav Range) and the longitudinal profile of the avalanche path:

1 – glacier outline at the time of the Tsambagarav earthquake and detached fragment of the glacier tongue, which triggered ice-rock avalanche; 2 – avalanche deposits; 3 – slope with preserved soil cover (the avalanche flew over this slope); 4 – conglomeration of fractured debris at the place of the avalanche impact and the probable boundary of its splash on the left slope of the Zuslan valley; 5 – part of the valley with the inversion hilly topography and traces of drained dammed lakes; 6 – ramparts of avalanche deposits; 7 – erosion channels in rocks and loose sediments; 8 – area of cryogenic polygons on the surface of avalanche sediments; 9 – observation points discussed in the text; 10 – bends of the valley on the longitudinal profile. The basis of the scheme is the World-View-2 satellite image, image acquisition date 08.19.2015

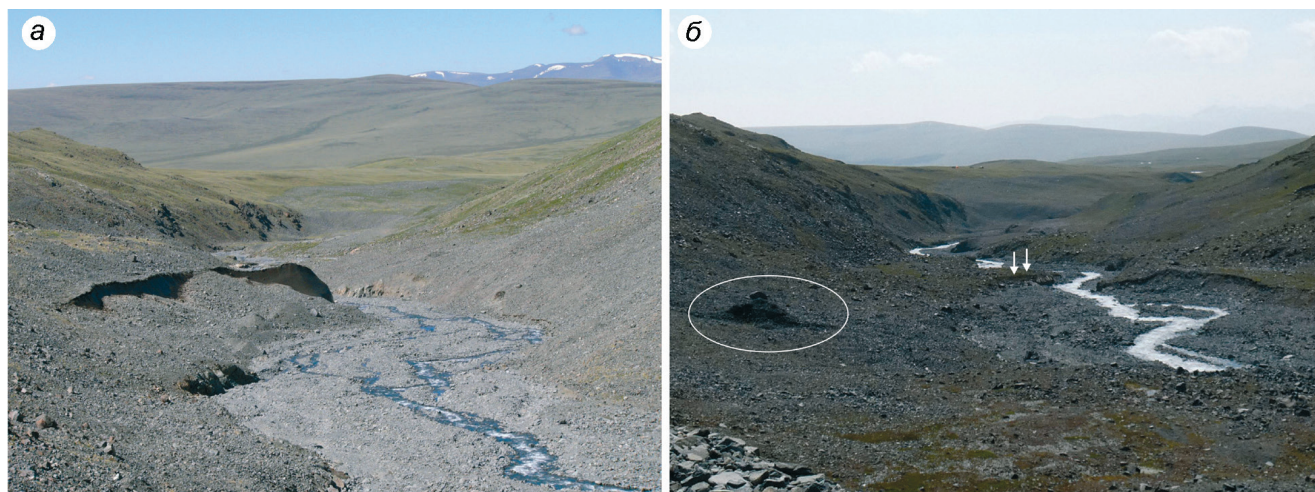


Рис. 6. Следы прохождения ледово-каменной лавины 1988 г. на дне долины р. Зуслан: *a* – в 2004 г., уступ на левобережье, образованный погребённым льдом; *б* – в 2019 г., стрелками показан участок долины на фото *a*, овалом – оплывший со склона блок органоминерального субстрата высотой 3–4 м. Участок долины СВ–ЮЗ простирания, вид вниз по долине. Фото А.Р. Агатовой

Fig. 6. Traces of the passage of the ice-rock avalanche in 1988 at the bottom of the Zuslan river valley: *a* – in 2004, scarp on the left bank is formed by buried ice; *b* – in 2019, arrows show the part of the valley in photo *a*, oval – peat block 3–4 m high sliding down the slope. The NE-SW-oriented part of the valley, view downstream. Photo by A.R. Agatova

дация погребённого льда – лёд обнажался под чехлом обломков во вдоль береговых уступах северо-западной экспозиции высотой до 1–1,5 м (точка 1 на рис. 5, рис. 6, *a*).

У подножий ледовых уступов шло формирование осыпей из каменных обломков. Особо подчеркнём, что возникшие при вытаивании льда валы были хорошо выражены в рельефе и напоминали боковые морены ледника. После поворота долины на 90° на участке её северо-западного простирания в отложениях лавины, как было отмечено в работе [6], преобладала уже каменная составляющая. В 2004 г. на этом участке лёд отсутствовал и на склонах, и на дне долины. Сразу ниже поворота вынесенные обломки пород залегали на пологом левом склоне в виде лопасти длиной около 400 м и шириной до 150 м. Тонкий чехол лавинных отложений точно повторял здесь рельеф подстилающих древних морен, но имел более свежую поверхность – обломки были не задернованы, не покрыты лишайниками, многие имели свежие сколы и трещины. Обломочный чехол резко выделялся серым цветом на фоне задернованных плейстоценовых морен. По сравнению с обломками на поверхности морены, представленными преимущественно крупными валунами и глыбами, среди обломков, вынесенных лавиной,

значительно меньше крупных и окатанных, однако тонкозернистая составляющая в отложениях лавинного чехла практически отсутствовала. Повышенный объём и свежий вид обломочного чехла были отмечены на склонах и на дне молодого эрозионного ущелья, врезанного здесь в долину. Фронтальная часть лавины, напротив, не выделялась в рельефе, очевидно, из-за малой мощности спроецированного на дно долины обломочного материала и его размыва в ходе последующих сезонных паводков. Лишь небольшая «примазка» серого цвета в виде тонкого чехла крупных окатанных и неокатанных обломков фиксируется в этом месте на поверхности правобережной скальной террасы.

В 2019 г., через 31 год после события, на левобережном участке долины, где в 2004 г. ещё сохранялся погребённый лёд, видимых обнажений льда вдоль реки мы уже не отмечали, хотя не исключено, что забронированный обломками лёд частично сохраняется у подножия склона долины под возникшими осыпями. В то же время на этом участке были зафиксированы единичные крупные, до 3 × 4 м площадью и толщиной до 2–4 м, блоки органоминерального субстрата, вероятно, подрезанного лавиной на склоне в 1988 г. (точка 2 на рис. 5, см. рис. 6, *б*). Блоки были поставлены «на ребро» и развёрнуты либо перевернуты подо-

швой вверх в результате деградации льда и интенсивного оползания склона в 2004–2019 гг.

Характерная форма рельефа, указывающая на недавнее заполнение верхней части долины массой льда и каменного материала, – многочисленные скопления, часто пирамидальные, обломков разной крупности (от валунов до песка и суглинка), спроецированных на дно долины либо на отдельные крупные валуны при деградации отдельных блоков льда. Высота этих скоплений варьирует от нескольких сантиметров до 2–3 м. Самые крупные «пирамиды» встречены на дне долины в верхней её части (см. рис. 5), где ранее отмечались холмы высотой до 5 м [6]; небольшие пирамиды, наряду с расколотыми обломками, часто служат маркерами верхнего уровня лавинных отложений на склонах долины. Огромное количество расколотых камней и обломков со сколами фиксирует и место удара лавины о левый склон долины р. Зуслан. Удар пришёл на участок склона напротив устья долины правого притока, из которой лавина вылетела, уже набрав значительную скорость (см. рис. 5). Обломки сконцентрированы на высоте около 30 м над дном долины (3075 м). Следы выброса ледово-каменной массы дугой до 120 м высотой, отмеченного в этом месте в 1988 г., мы не смогли уверенно идентифицировать ни в 2019, ни в 2004 гг. Возможно, из-за малой мощности отложений они оказались рассредоточены на поверхности делювиально-осыпного шлейфа. Валообразные скопления у подножия этого шлейфа могут представлять собой верхний уровень заплеска (он отмечен на рис. 5), но без информации о максимальной высоте лавины в данном месте принять эти скопления за следы лавины по прошествии всего нескольких десятков лет уже проблематично.

В целом же чехол лавинных отложений по-прежнему хорошо отличим на склонах долины по ярко-серому цвету, но уже заметно оползает и не имеет сплошного распространения, как это было в 2004 г. Расчленённость рельефа, возникшего при таянии льда в теле лавины, значительно снизилась. Появилось больше скальных участков, ранее присыпанных чехлом обломков. При этом река, напротив, глубже врезалась в спроецированные на дно долины отложения и на некоторых участках уже сформировала отчётливую пойменную террасу.

В области аккумуляции лавинных отложений установлены также участки, где лавиной были срезаны накопленные ранее отложения на склонах и днище долины. Так, у подножия обоих склонов долины эродированы основания осыпных и пролювиальных конусов. На левом склоне в 2019 г. зафиксирован ров – маргинальный канал, отделяющий отложения лавины и перекрытого ими пролювиального конуса в устье крупного эрозионного вреза (см. рис. 5). Здесь же обнажаются и небольшие выступы сглаженных лавиной коренных пород склона. Такой же набор эрозионных форм зафиксирован в скальных породах ниже по долине на правом берегу. Доказательством экзарации лавиной подстилающих отложений на участке поворота долины на северо-запад (точка 3 на рис. 5) стала ^{14}C дата 1621 ± 201 кал. лет (1725 ± 70 СОАН-9838) горизонта торфянистой почвы толщиной 20 см, залегающего на левобережной пойменной террасе (2910 м) под маломощными здесь – не более 20 см – отложениями лавины. Датирование показало, что верхняя часть почвенного профиля либо перекрывающие палеопочву отложения на этом участке были срезаны. Данный вывод подтверждается присутствием в спорово-пыльцевом спектре спор произрастающего на влажных почвах папоротника-гроздовника (*Botrychium* sp.) и результатами комплексного группового биоанализа – биоостатки размерностью >250 мк, помимо преобладающих (90%) травянистых растений, представлены также влаголюбивыми осокой (*Carex*) и дербенником (*Lythrum*), в современных условиях в долинах массива Цамбагарав не произрастающих. На поверхности пойменной террасы на данном участке долины в 2019 г. были зафиксированы единичные термокарстовые западины до 1,5 м в диаметре, указывающие на относительно недавнюю деградацию льда, преобладавшего в теле лавины до поворота долины.

На участке долины северо-западного простирания, ниже крутого поворота, в маломощном чехле обломков на левом пологом берегу прослеживаются контуры криогенных полигонов (см. рис. 5). Отложения лавины уже освоены здесь травянистой растительностью, местами сформировался бугристо-западинный микро-рельеф. В ущелье, врезанное в дно долины, со склонов продолжает сгружаться спроецированный обломочный материал преимущественно крупного размера.

Обсуждение результатов

Различия в скорости сокращения пострадавшего ледника № 15 и соседних ледников в верховьях бассейна р. Зуслан. Сопоставление типа, экспозиции, гипсометрического положения и уклонов поверхности ледников южного склона вершины Цаст-Ула на 22.06.1988 г., т.е. незадолго до землетрясения (табл. 2), показывает, что все ледники имели схожие параметры. Отличие ледника № 15 от других – более сложное строение: наличие хорошо выраженного кара, из которого спускался висячий язык. При этом ледник № 15 располагался в тот момент даже несколько ниже висячих ледников № 16–18. Сравнение с весьма схожими соседними ледниками позволяет максимально объективно выявить влияние сейсмически обусловленной потери фрагмента языка на скорость сокращения пострадавшего ледника в условиях продолжающегося потепления климата. Отрыв и сход 9 августа 1988 г. в результате Цамбагаравского землетрясения 0,1 км² языковой части (10,4% всей площади) ледника № 15 повлияли на его сокращение коренным образом. Анализ космоснимков показал, что с 1988 по 2015 г. его площадь уменьшилась на 56% (см. рис. 2), тогда как соседние ледники № 16 и 17, схожие с ним по размерам, высотному положению и экспозиции (см. табл. 2), сократились не столь значительно: на 35 и 15% соответственно.

Отметим, что в условиях прогрессирующего потепления климата резкое сокращение площади области абляции в результате одномоментной потери ледником нескольких миллионов кубических метров льда не привело к его восстановлению. Наличие глубоко врезанного кара, который при прочих равных условиях служит преимуществом для сохранения ледника, способствуя его затенённости и повышенной концентрации снега, также не стало решающим фактором для восстановления. После кратковременной стабилизации, длившейся до 1997 г. (см. рис. 3), последовало сокращение пострадавшего ледника, значительно более быстрое по сравнению с соседними. Сначала после окончательного стаивания языка он стал каровым, а к моменту нашего посещения в 2019 г. уже произошло его разделение на два отдельных ледника внутри этого кара.

Вероятный механизм возникновения ледово-каменной лавины на «воздушной подушке». Согласно версии В.А. Авдеева с соавторами [6], в резуль-

тате Цамбагаравского землетрясения блок льда в языковой части ледника был оторван от основного тела и смещён на несколько метров в юго-восточном направлении; как следствие, в образовавшуюся трещину поступали талые воды, вызывая уменьшение трения между оторвавшимся блоком ледника и ложем, что, наряду с пластическими деформациями льда и афтершоковым процессом в очаге, через 13 дней привело к движению блока и сходу лавины. В работе [5] подчёркивается влияние на конфигурацию отделившегося блока льда трещиноватости, существовавшей ещё до сейсмического события 1988 г., – одна из трещин в теле ледника фактически послужила стенкой отрыва. Формирование системы трещин – двух более крупных поперечных и ряда концентрических, очерчивающих контур центральной депрессии диаметром около 150 м на поверхности ледника, – предположительно связывается с концентрацией подлёдного стока. На наш взгляд, подобная трещиноватость отражала сложную топографию ледникового ложа – ледник № 15 имеет наиболее выраженный по сравнению с соседними ледниками глубокий кар. По сути, эти трещины были бергшрундами – на соседних висячих ледниках с более простой геометрией подстилающей поверхности они практически не выражены. Не исключая вероятность подлёдного стока, отметим, по опыту наших полевых исследований, что для ледников рассматриваемого района он не характерен. За исключением тоннелей в погребённом (мёртвом) льду сток талых вод идёт вдоль или по поверхности ледников. В целом же наличие системы трещин безусловно предопределило отрыв блока льда в 1988 г. именно в ослабленной части ледника. Бóльшая относительно соседней динамическая активность ледника № 15, выражавшаяся в его сниженном положении, и неравномерная скорость движения льда, ставшая следствием более сложного подстилающего рельефа, могут объяснять, почему именно этот ледник отреагировал на землетрясение 1988 г.

Пострадавший ледник сокращался быстрее соседних, даже если за начало периода наблюдений принимать не 1988, а 1989 г. Уже после схода ледово-каменной лавины его площадь уменьшилась на 49%, и это несмотря на то, что сокращавшаяся после 1989 г. часть ледника № 15

Таблица 2. Гипсометрические параметры ледников южного склона вершины Цаст-Ула, хр. Цамбагарав*

Номер ледника, по [3]	Длина, км	Нижняя точка, м	Верхняя точка, м	Средняя высота, м	Мода, м	Средний уклон, градусы	Средняя экспозиция, градусы
14	1,693	3412	4068	3768	3846	22	191
15	0,9745	3445	4090	3750	3649	26	192
16	0,8555	3514	4158	3850	4073	28	190
17	1,019	3464	4191	3870	4105	26	190
18	1,466	3525	4192	3840	3766	23	200

*Для измерений использована цифровая модель рельефа SRTM и контуры ледников на 22 июня 1988 г.

в основном находилась в высотном диапазоне, соответствующем области аккумуляции соседних ледников, и располагалась в глубоко врезанном каре с большей площадью затенённости. Этот парадокс позволяет предположить, что деструктивное воздействие сейсмической активизации на ледник не ограничилось лишь отрывом и сходом фрагмента языка. Значительные потери снежно-ледовой массы могли произойти также и в области аккумуляции – в пригребневой части кара, что привело в дальнейшем к быстрому обнажению здесь ложа ледника.

На такой сценарий указывают и расчёты толщины отколовшегося блока льда, сход которого 9 августа 1988 г. послужил триггером ледово-каменной лавины. В.А. Авдеев с соавторами оценивали объём отколовшегося блока в 6 млн км³ [6]. Площадь этого блока, по нашим оценкам, полученным при анализе космоснимков от 22.06.1988 и 03.08.1989 г., составила около 0,1 км². Таким образом, при предполагаемом объёме блока 6 млн м³ его средняя толщина составляла бы около 60 м. Это значительно больше, чем 14–31 м – толщина льда в языковой части, рассчитанная нами с использованием модели GlabTop (см. рис. 2). Средняя толщина льда для всего ледника по состоянию на май 1988 г., рассчитанная с использованием эмпирической зависимости для каровых и карово-висячих ледников Алтая [12], составила около 48 м. Однако толщина льда на языке может отличаться от средней для ледника величины. Ледник № 15, как уже подчёркивалось, имеет хорошо выраженный кар. За счёт центростремительного движения льда и его концентрации на поломе днище кара толщина льда до сейсмособытия с большой долей вероятности в пределах кара была выше, чем на языке, имевшем более крутую поверхность – до 25°. Следовательно, и в этом случае можно говорить о том, что оцен-

ка объёма отколовшегося от ледникового языка блока льда в 6 млн км³, приведённая в работе [6], по всей видимости, завышена.

Вместе с тем, оценивая сразу после землетрясения общий объём лавины в $12 \cdot 10^6$ м³, исследователи отмечали равное соотношение льда и каменного материала [6], т.е. объём льда в дезинтегрированном виде составил не менее тех же 6 млн м³. Очевидно, что при движении лавины происходили как быстрая дезинтеграция оторванного ледяного блока и увеличение объёма льда, так и потеря части его объёма за счёт таяния в результате выделения тепла под действием силы трения. Учитывая установленный нами дефицит объёма льда в блоке, сорвавшемся с языковой части ледника, логично предположить, что восполняющий его дополнительный объём льда мог поступить на поверхность ледника, а затем и в долину в результате обрушения снежно-ледяного карниза из области аккумуляции.

Вероятно, 9 августа 1988 г. произошёл обвал снежно-ледяного карниза с высот около 3850–3900 м. Сорвавшаяся масса снега и льда ударила по уже расколотой части ледника на высоте около 3500–3600 м. Это событие, возможно, вызванное одним из афтершоков, наряду с интенсивным поступлением талой воды на ложе ледника, и послужило триггером для схода отколотой части языка. Полученный импульс объясняет быстрый набор скорости и перепрыгивание дробящейся ледово-каменной массой водораздельного гребня высотой 70 м в начале пути, а также высокую скорость и аномальную дальность движения возникшей ледово-каменной лавины, позволившие предполагать механизм её перемещения на воздушной подушке [6]. Едва ли такое быстрое и далёкое – на 5 км – продвижение ледово-каменной брекчии могло быть инициировано одним лишь сползанием фрагмента ледникового языка, хотя бы

и с учётом наибольших крутизны склона (до 20–25°) и перепада высот (320 м) на первом километре пути. Поступление дополнительно объёма льда из области аккумуляции объясняет и отмеченное ранее несоответствие объёма льда, участвовавшего в лавине, объёму ледяного блока, оторвавшегося от языка. Высокая скорость деградации льда в области аккумуляции ледника № 15 после схода лавины – ещё один веский аргумент в пользу предложенного механизма инициации лавины. На обвал снежно-ледяного карниза, на наш взгляд, указывает и информация очевидца, находившегося на значительном расстоянии от события: «...Момент начала движения лавины был зафиксирован случайным наблюдателем. В 18 ч. местного времени он увидел взметнувшееся белое облако в районе ледника, а затем донесся гул» [6].

Блок льда в восточной части днища кара ледника № 15, зафиксированный на снимках после Цамбагаравского землетрясения и сохранявшийся вплоть до нашего посещения ледника в 2019 г., может быть оставшейся на месте частью самого ледникового языка, примёрзшего к ложу. Однако с учётом рассмотренного механизма инициации лавины более вероятно, что он представляет собой сохранившуюся тыловую часть отколовшегося фрагмента языка, которая во время движения остановилась при контакте со скальными выступами в юго-восточной части долины. Дополнительное влияние на ускорение движения ледово-каменной брекчи в начале пути оказал склон водораздельного гребня. Он фактически сыграл роль 70-метрового трамплина: последовавший заплеск на противоположный склон долины р. Зуслан стал максимальным по высоте, составив 120 м. Именно в момент приземления лавины после прыжка могли произойти захват воздуха и образование воздушной подушки. Такие случаи были неоднократно описаны очевидцами в различных сейсмоактивных горных районах мира [20], а также реконструированы при изучении плейстоценовых и голоценовых сейсмогенных обвалов на Алтае [21, 22]. На возможное существование воздушной «смазки» при движении лавины может указывать и то обстоятельство, что после деградации льда и проецирования обломочного материала прежний рельеф днища долины, тем не менее, во многих местах оказался вполне узнаваем.

Скорость таяния льда и образования новых форм рельефа в области аккумуляции лавины за прошедшие с её схода 30 лет. Как отмечали В.А. Авдеев с коллегами [6], выполнившие наблюдения вскоре после схода лавины, распределение перемещённого материала в долине р. Зуслан было неравномерным как по вещественному, так и по гранулометрическому составу. В верхней части погребённой долины преобладала ледово-снежная составляющая, в нижней – обломочная. Созданные лавиной формы рельефа были разнообразны и распределены хаотично. Уже при первом осмотре в 1988 г. вдоль тальвега ручья располагались выполненные мелкозёмом котловины спущенных озёр. Положительные формы рельефа были представлены линейными грядами, схожими с боковыми и донными моренами, и отдельными возвышенностями до 5–8 м над средним уровнем. Мощность ледово-каменных отложений в верхней части долины составляла тогда около 20–25 м, в средней части увеличивалась до 30 м и ниже по долине постепенно уменьшалась.

Наблюдения 2004 и 2019 гг. показали, что таяние основного объёма льда и проецирование каменной составляющей лавины произошли до 2004 г., однако и через 16 лет после катастрофы погребённый лёд частично сохранялся в верхней части долины, полностью деградировав к 2019 г. Длительность таяния льда за пределами нивально-гляциального пояса была обусловлена большим содержанием (около половины объёма) обломков горных пород в отложениях лавины – лёд оказался плотно забронирован. Для сравнения приведём пример из наших полевых наблюдений в другой горной системе Центральной Азии: таяние ледово-снежной лавины, сошедшей в индийских Гималаях в верхней части бассейна р. Тиста в результате Сиккимского землетрясения ($M = 6,9$) 18 сентября 2011 г., произошло за первые годы, т.е. на порядок быстрее. Лавина была меньше по объёму и практически не содержала скальных обломков. В феврале 2012 г. в ходе нашего осмотра её таяние ещё не началось, однако уже на космоснимках 2013 г. (база данных GoogleEarth) о недавнем прохождении лавины свидетельствовали лишь подрезанные нижние участки склонов и тонкий чехол обломков в месте её остановки.

В хр. Цамбагарав после таяния льда в отложениях лавины её следы в рельефе начина-

ют относительно быстро затушевываться. Уже через 30 лет даже в условиях аридного климата Монголии происходит освоение обломочного чехла травяной растительностью, заметно его оползание на склонах, уменьшаются высота и чёткость положительных форм рельефа (валов, холмов), формируется пойменная терраса. Относительно высокая скорость нивелирования следов лавины и трудности их последующей идентификации в рельефе позволяют предполагать большее количество сходов лавин, в том числе сейсмической природы, в недавнем геологическом прошлом, чем это можно установить сейчас в хребтах Алтая.

В процессе наших исследований 2004 и 2019 гг., т.е. уже после таяния основной части льда в отложениях лавины, мы, как и В.А. Авдеев с коллегами в 1988 г., отмечали сходство новообразованных положительных линейных форм рельефа и участков бугристо-западинного микрорельефа с моренами. У подножия хр. Цамбагарав обломочный материал лавины, вынесенный по долине р. Зуслан, повторяет рельеф подстилающих плейстоценовых морен. Это создаёт иллюзию морфологически свежих морен, относительно недавно выдвинутых из горной части долины. Без знания о сходе лавин такая конвергенция может осложнить корреляцию моренных комплексов в разных долинах хребта, а также реконструкцию количества, масштаба и возраста ледниковых событий в лавиноопасных районах в целом. Информация о сходе столь протяжённых лавин сейсмической природы должна приниматься во внимание в ходе палеогляциологических реконструкций.

Выводы

Результаты дистанционных исследований и маршрутных наблюдений 2004 и 2019 гг. в долине р. Зуслан хр. Цамбагарав позволили сделать ряд выводов.

1. Ледник, подвергшийся сейсмогенной деформации в ходе Цамбагаравского землетрясения 1988 г. и одномоментно потерявший значительный объём льда и 10% своей площади, деградировал значительно быстрее остальных схожих по размерам ледников на склоне той же экспозиции. С 1988 по 2015 г. его площадь

уменьшилась на 56%, а в 2019 г. он уже разделся на две составляющие.

2. Ключевую роль в быстром наборе скорости отколовшимся блоком в языковой части ледника могло сыграть поступление дополнительной снежно-ледовой массы в результате обвала одного из карнизов из области аккумуляции. Этот сценарий подтверждают аномальная протяжённость пройденного лавиной пути, быстрая деградация льда в области аккумуляции и установленный дефицит льда в сошедшей части языка по сравнению с первоначальной оценкой [6].

3. В климатических условиях Монгольского Алтая таяние забронированного льда в теле ледово-каменной лавины за пределами нивально-гляциального пояса произошло в основном в первые 10–15 лет после события (к 2004 г.), но полностью лёд вытаял через 30 лет (возможно, несколько раньше). Подобная длительность таяния объясняется большим содержанием каменного материала — около половины объёма.

4. Отложения и формы рельефа, возникшие в результате таяния льда в ледово-каменной лавине, напоминают ледниковые отложения и формы рельефа, а сформировавшийся обломочный чехол в нижней части долины полностью повторяет рельеф подстилающих морен, что при незнании лавинного происхождения данных отложений может привести к неверной интерпретации возраста ледниковых событий в хр. Цамбагарав.

5. Цамбагаравское землетрясение продемонстрировало реальную возможность катастрофического поступления большого объёма ледово-каменного материала из верхнего нивально-гляциального пояса к подножию высокогорных хребтов Алтая, что необходимо учитывать в хозяйственной деятельности. Быстрое затушевывание следов лавин последующими геоморфологическими процессами позволяет предполагать, что сходы крупных лавин, в том числе сейсмической природы, происходили в хребтах Алтая чаще, чем можно установить сейчас в рельефе.

Благодарности. Исследования проведены в рамках госзадания ИГМ СО РАН при частичной поддержке РФФИ (грант № 19-05-00535).

Acknowledgments. The study was supported by State Assignment of IGM SB RAS and partly funded by Russian Foundation for Basic Research (19-05-00535).

Литература

References

1. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 185–188.
2. Отгонбаяр Д. Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Коннект, 2013. 156 с.
3. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
4. Schneider D., Huggel C., Haeblerli W., Kaitna R. Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. V. 36. № 14. P. 1948–1966.
5. Kääh A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girod L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers—more frequent than thought // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. № 4. P. 1751–1785.
6. Авдеев В.А., Нартов С.В., Балжинням И., Монхоо Д., Эрдэнбилэг Б. Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 1989. № 11. С. 118–124.
7. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 224 с.
8. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // *Тр. совместной советско-монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 41*. М.: Наука, 1985. 224 с.
9. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // *Journ. of Geophys. Research: Solid Earth*. 1979. V. 84. № B7. P. 3425–3459.
10. Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М. Основные разломы Монголии и их роль при сейсмическом районировании территории // *Литосфера*. 2008. № 3. С. 3–13.
11. Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 69. P. 59–68.
12. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *МГИ*. 2009. № 107. С. 87–96.
13. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM. *Intern. Journ. of Geographical Information Science*. 2012, 26 (7): 1173–1190.
1. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 185–188.
2. Otgonbayar D. *Sovremennoe oledenenie Mongolskogo Altaya (na primere hrebtov Munhkhairhan, Sutai, gornogo uzla Tsambagarav)*. Modern glaciation of the Mongolian Altai (by the example of the Munhkhairkhan and Sutai ranges, the Tsambagarav mountain knot). Barnaul: Business Connect, 2013: 156 p. [In Russian].
3. Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum. *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (4): 437–452. [In Russian].
4. Schneider D., Huggel C., Haeblerli W., Kaitna R. Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011, 36 (14): 1948–1966.
5. Kääh A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girod L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers—more frequent than thought. *Cryosphere*. 2021, 15 (4): 1751–1785.
6. Avdeev V.A., Nartov S.V., Balzhinnyam I., Monhoo D., Erdenbileg B. Tsambagarav earthquake July 23, 1988 (Western Mongolia). *Geologiya i Geofizika. Geology and Geophysics*. 1989, 11: 118–124. [In Russian].
7. Scheidegger A.E. *Physical aspects of natural catastrophes*. Amsterdam: Elsevier, 1975: 289 p.
8. Khilko S.D., Kurushin R.A., Kochetkov V.M., Misharina L.A., Melnikova V.I., Gileva N.A., Lastochkin S.V., Balzhinnyam I., Monhoo D. Earthquakes and the Fundamentals of Seismic Zoning of Mongolia. *Tr. sovместnoj sovetsko-mongol'skoj nauch.-isled. geol. ekspedicii. Вып. 41*. Proc. of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Is. 41. Moscow: Science, 1985: 224 p. [In Russian].
9. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journ. of Geophys. Research. Solid Earth*. 1979, 84 (B7): 3425–3459.
10. Demianovich M.G., Kljuchevskiy A.V., Demianovich V.M. The main faults of Mongolia and their role in the seismic zoning of the territory. *Litosfera. Lithosphere*. 2008, 3: 3–13. [In Russian].
11. Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
12. Nikitin S.A. Regularities in the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
13. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM. *Intern. Journ. of Geographical Information Science*. 2012, 26 (7): 1173–1190.

- DEM // Intern. Journ. of Geographical Information Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1173–1190.
14. *Haerberli W., Hölzle M.* Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps // *Annals of Glaciology*. 1995. V. 21. P. 206–212.
 15. *Корейша М.М.* Оледенение Верхояно-Колымской области. М.: Изд-во РАН, 1991. 144 с.
 16. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 181 с.
 17. *Ганюшкин Д.А.* Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПбГУ, 2001. 195 с.
 18. *Успенская О.Н.* Другие водоросли // Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр (Серия: История озёр СССР). Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
 19. *Reimer P.J., Bard, E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Van der Plicht J.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.
 20. *Хромовских В.С.* Каменный дракон. М.: Мысль, 1984. 156 с.
 21. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. 253 с.
 22. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
 14. *Haerberli W., Hölzle M.* Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*. 1995, 21: 206–212.
 15. *Koreisha M.M.* *Oledenenie Verhojano-Kolymskoj oblasti*. Glaciation of the Verkhoyansk-Kolyma region. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1991: 144 p. [In Russian].
 16. *Glazyrin G.E.* *Raspredelenie i rezhim gornyh lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
 17. *Ganyushkin D.A.* Würm and Holocene evolution of climate and glaciation of the Mongun-Taiga massif (Southwestern Tuva). PhD. Saint-Petersburg: SPbU, 2001: 195 p. [In Russian].
 18. *Uspenskaya O.N.* Other algae. *Obshchie zakonomernosti vozniknoveniya i razvitiya ozyor. Metody izucheniya istorii ozyor (Seriya: Istoriya ozyor SSSR)*. General regularities of formation and development of lakes. Methods for studying the history of lakes. (Series: History of the lakes of the USSR). Leningrad: Science, 1986: 146–151. [In Russian].
 19. *Reimer P.J., Bard, E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Van der Plicht J.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP. *Radiocarbon*. 2013, 55 (4): 1869–1887.
 20. *Khromovskiy V.S.* *Kamennyj drakon*. Stone dragon. Moscow: Idea, 1984: 156 p. [In Russian].
 21. *Butvilovskiy V.V.* *Paleogeografija poslednego oledenenija i golocena Altaja: sobytijno-katastroficheskaja model'*. Paleogeography of the Last Glaciation and the Holocene of Altai: a Catastrophic Events Model). Tomsk: Tomsk University Press, 1993: 253 p. [In Russian].
 22. *Rogozhin E.A., Platonova S.G.* *Ochagovye zony sil'nyh zemletrjasenij Gornogo Altaja v golocene*. Strong earthquake source zones of Gorny Altai in the Holocene. Moscow: UIPE RAS, 2002: 130 p. [In Russian].

Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом

© 2022 г. А.В. Большунов, Д.А. Васильев, С.А. Игнатиев, А.Н. Дмитриев, Н.И. Васильев

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Vasilev_DA@pers.spmi.ru

Mechanical drilling of glaciers with bottom-hole scavenging with compressed air

A.V. Bolshunov, D.A. Vasilev, S.A. Ignatiev, A.N. Dmitriev, N.I. Vasilev

Saint Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Vasilev_DA@pers.spmi.ru

Received August 2, 2021 / Revised October 19, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Central Antarctica, mechanical drilling, cable, compressed air, critical speed, core, snow, firn.***Summary**

Forecasting of the Earth's climate change is important for many spheres of human activity but this cannot be successful without reliable paleoclimatic information, an important source of which is the ice core material obtained during drilling of glaciers. The process of core sampling from the upper permeable snow-firn layers of glaciers is complicated by huge losses of the drilling fluid. One of the possible solutions to this problem is using of compressed air to clean the borehole and transport the slime up to the surface due to its easy replenishment. A review and analysis of international experience in mechanical ice drilling using compressed air as a cleaning agent has shown that the method under consideration has a number of disadvantages (loss of air in permeable glacier layers, accumulation of heavy rime and formation of ice sticking) that limit its use. However, the scheme of air reverse bottom-hole air circulation, first applied by scientists from the St. Petersburg Mining University on the dome of the Academy of Sciences Glacier (the Severnaya Zemlya archipelago) is free of the above disadvantages. To adapt this method to conditions of drilling in Antarctica, it is necessary to carry out a complex of researches, the implementation of which will allow creating a new cable-suspended electromechanical drill for efficient and environmentally friendly drilling of the upper layers of glaciers.

Citation: Bolshunov A.V., Vasilev D.A., Ignatiev S.A., Dmitriev A.N., Vasilev N.I. Mechanical drilling of glaciers with bottom-hole scavenging with compressed air. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 35–46. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010114.

Поступила 2 августа 2021 г. / После доработки 19 октября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Центральная Антарктида, механическое бурение, кабель, сжатый воздух, критическая скорость, керн, снег, фирн.*

Проведён обзор и анализ зарубежного и отечественного опыта бурения льда с применением сжатого воздуха в качестве очистного агента. На основании анализа обзора предложен способ, отличительная особенность которого – использование буровых снарядов на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха. Установлены достоинства и недостатки данного метода, а также распространённых на сегодняшний день технологий бурения снежно-фирновых горизонтов. Сформулирован комплекс научно-исследовательских работ, проведение которых позволит создать новый электромеханический снаряд для реализации предлагаемого способа.

Введение

Изучение истории климата планеты – важная фундаментальная задача, решением которой занимается наука палеоклиматология (наука об изучении климата до периода инструментальных измерений). Чтобы понять, как менялся климат Земли в прошлом, учёные изучают осадочные породы, минералы, окаменелости флоры и фауны, колебания уровня Мирового океана и многие другие источники палеоклиматической информации. Одним из таких источников служит керновый материал, получен-

ный при бурении ледников, изучая который можно получить самые достоверные данные о составе атмосферы в прошлом. Особый интерес для учёных представляют собой образцы древнего льда, поиск которых ведётся в ледниковых щитах Антарктиды и Гренландии [1]. На сегодняшний день наиболее распространённая технология колонкового бурения скважин во льду – бурение электромеханическими снарядами с очисткой забоя заливочной жидкостью (буровые работы на станции «Восток», проект ЕРІСА в Антарктиде, проект НЕЕМ в Гренландии и др.). Однако при бурении верхних гори-

зонтов ледников данная технология недостаточно эффективна.

В экстремально холодных условиях Центральной Антарктиды на высоте нескольких километров над уровнем моря, где снегонакопление не превышает нескольких сантиметров в год и таяние ледника практически не происходит, верхний слой ледникового покрова до глубины 120 м состоит из снега и фирна [2]. Фирн – ледяная порода плотностью от 450 до 800 кг/м³, состоящая из связанных между собой ледяных зёрен и являющаяся переходной стадией между снегом и ледниковым льдом [3]. Бурение скважин в верхних слоях ледника осложнено тем, что снег и фирн из-за своей пористой структуры проницаемы для очистных агентов. Потеря очистного агента в скважине приводит к затруднению процесса бурения или к его полной остановке. При использовании заливочной жидкости в качестве очистного агента она заполняет поры в добытом керне, что делает его непригодным для лабораторных исследований. Кроме того, повышенный расход заливочной жидкости вызывает увеличение негативного воздействия на окружающую среду.

В настоящее время для решения данной проблемы применяют шнековые буровые снаряды (BAS, BlueIce, BPRC, Пурше [4] и др.), а ранее использовали термобуровые снаряды на грузонесущем кабеле (снаряды: ТЭЛГА-14М и ТБЗС-152, JARE-140,160, LGGE и др.), использование которых не требует очистного агента. Однако шнековые и термобуровые снаряды также имеют ряд недостатков (будут рассмотрены в статье далее), ограничивающих их применение.

Авторы статьи считают, что наиболее эффективный метод бурения скважин в проницаемых снежно-фирновых горизонтах – бурение электромеханическими снарядами на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией сжатого воздуха. Для обоснования применения данной технологии мы предлагаем обзор международного опыта механического бурения ледников с продувкой забоя воздухом. Цель данного обзора – рассмотрение всех описанных в открытых источниках случаев механического бурения ледников с применением сжатого воздуха в качестве очистного агента, а также полевых испытаний данной технологии независимо от других аспектов бурения (колонковое бурение или бу-

рение сплошным забоем, бурение с прямой или обратной схемой очистки забоя, вращательное или шлангокабельное бурение и т.д.).

Методы

Для подготовки обзора авторы провели поиск необходимой информации. Использованы методы архивного (базы SCOPUS и Research gate, электронный архив U.S. Ice Drilling Program), электронного (фонды Российской национальной библиотеки, библиотеки РАН и библиотеки Санкт-Петербургского горного университета) и адресного поиска в сети Интернет. Для обработки полученных результатов и определения достоинства и недостатков механического бурения льда с очисткой забоя сжатым воздухом применяли методы анализа и синтеза. На основании полученных результатов выдвинуто индуктивное утверждение об актуальности применения способа бурения снарядами на грузонесущем кабеле с очисткой забоя сжатым воздухом.

Обзор международного опыта механического бурения льда с очисткой забоя сжатым воздухом

Несмотря на то, что бурение ледяных массивов в научных целях ведётся с середины XIX в., использование сжатого воздуха для очистки забоя от шлама и транспортировки его на поверхность началось только во второй половине XX в. Впервые применять сжатый воздух в качестве очистного агента практически одновременно начали советские и американские исследователи. Так, в 1956 г. на антарктической *станции «Мирный»* учёными Комплексной Антарктической экспедиции Академии наук СССР (КАЭ) были выполнены буровые работы для температурных измерений, а также сейсмокаротажных работ. Лёд бурили станком ГП-1 сплошным забоем. Для подачи в скважину сжатого воздуха использовали прицепной компрессор ПКС-6. Были пробурены две скважины диаметром 60 мм и глубиной 23,5 и 86,5 м [5]. В том же году сотрудниками Научно-исследовательской лаборатории изучения холодных регионов армии США (CRREL) на американской *станции Site 2* в Гренландии начались буровые работы, основные

задачи которых — испытания новой технологии бурения льда с отбором ледяного керна для гляциологических исследований. Буровое оборудование размещали в вырытой в снеге траншее. Буровая установка вращательного бурения Failing Model 314 была смонтирована таким образом, чтобы её можно было перемещать вдоль траншеи и иметь возможность бурить несколько скважин из одного укрытия. Воздух, предварительно прошедший через теплообменник с воздушным охлаждением, нагнетался в скважину двумя компрессорами Sullivan model WK-80-315. За два летних сезона (1956 и 1957 гг.) были пробурены две скважины глубиной 305 м и 411 м, обсадные колонны были установлены на глубины 43,5 м и 49 м соответственно [6, 7].

Благодаря опыту бурения скважин во льду на станции Site 2, американские учёные в течение Международного геофизического года (1957–1958 гг.) успешно провели буровые работы и на станции *Byrd* в Антарктиде. Цель работ — отбор ледяного керна для гляциологических исследований. При буровых работах на станции *Byrd* использовалось оборудование, идентичное применённому при бурении в Гренландии, за исключением незначительных изменений. За 42 дня была пробурена скважина глубиной 309 м с перекрытием верхнего горизонта до 35 м обсадной колонной [6, 7]. Позже, в 1958 г., в целях изучения шельфового ледника Росса американскими исследователями из лаборатории CRREL был выполнен проект колонкового бурения льда на антарктической исследовательской станции *Little America V*. Учёным с помощью изучения добытого ледяного керна предстояло ответить на вопрос: намерзает морской лёд на основании ледника Росса или шельфовый лёд тает в морской воде. Из-за предполагаемой схожести характеристик ледников было принято решение использовать буровое оборудование, которое применялось на станции *Byrd*. Единственное отличие — использование винтового насоса с производительностью 3,7 л/с и керосина в качестве заливочной жидкости при бурении последних метров скважины для компенсации давления морской воды. Бурение с очисткой забоя сжатым воздухом велось до глубины 249 м, дальнейшее бурение вели с применением керосина. Бурение было остановлено на глубине 254,8 м. К основанию извлечённого из скважины керна

примерзла солёная вода, смешанная с керосином, что свидетельствовало о проникновении в скважину морской воды [6, 8].

В 1957–1959 гг. гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР проводила работы по механическому колонковому бурению льда на куполе *Чурлёниса* (Земля Франца-Иосифа). Отобранный ледяной керн исследовался с целью изучения структуры и физико-механических свойств льда, а также температурного градиента ледяного массива. Бурение выполняли с помощью самоходной буровой установки СБУ-150-ЗИВ, смонтированной на автомобиле ЗИЛ-151. Было пробурено несколько скважин глубиной от 20 до 82 м [9].

В 1961 г. европейские учёные на станции *Roi Baudoin* провели буровые работы по отбору ледяного керна в целях гляциологических и метеорологических исследований, в рамках которых планировалось провести изучение изотопного состава льда с учётом его стратиграфических характеристик. Работы вели с помощью установки вращательного бурения ХСН/60, сжатый воздух подавался в скважину с помощью компрессора VT4Dd. Для охлаждения и отделения влаги из сжатого воздуха применяли конструкцию из обратных клапанов и труб в виде змеевика, расположенную на открытом воздухе. Производительность бурения была невысокой, буровой снаряд застревал в скважине после бурения нескольких десятков сантиметров за рейс; ледяной керн был фрагментирован; местами наблюдалось таяние керна. За пять дней буровых работ пробурена скважина глубиной лишь 17 м. Основная причина низкой производительности бурения — потеря герметичности скважины. Было принято решение бурить новую скважину с помощью шнекового колонкового снаряда SIPRE. Когда плотность льда достигла 850 кг/м^3 , дальнейшее бурение продолжили с продувкой забоя сжатым воздухом. При длине обсадной колонны 43 м скважина достигла глубины 115,72 м. Бурение было остановлено из-за технического сбоя, в результате которого буровой снаряд застрял в скважине [10].

В целях изучения возможности применения механического вращательного колонкового бурения в качестве альтернативы тепловому бурению в 1983–1986 гг. в районе антарктической базы «Дружная» на шельфовом леднике Фильхнера были проведены эксперименталь-

ные буровые работы специалистами Ленинградского горного института (сейчас Санкт-Петербургский горный университет) и ВНИИ методики и техники разведки (ВИТР) совместно с ПГО (в настоящее время НПО) «Севморгеология». В буровом здании размещалось следующее оборудование: буровой станок СКБ-4; мачта МРУГУ-18/20 со снегозащитным чехлом; комплекс ССК-59 с компрессором 2ВУ-1 при бурении с воздухом и насос НБЗ-120/40 при использовании керосина ТС-1 в качестве промывочной жидкости. В 28-й (1982–1984 гг.) и 29-й (1983–1985 гг.) САЭ были пробурены скважины № 1 и 2 глубиной 172 и 230 м соответственно. Во время 30-й САЭ (1984–1986 гг.) пробурены скважины № 3, 4, 5 и 6 (310 м, 55,5 м, 44,6 м и 300,5 м). Бурение скважин № 3 и 6 на некоторых участках вели с очисткой ствола скважины сжатым воздухом [11, 12].

Все рассмотренные здесь проекты бурения ледников были выполнены стандартным геологоразведочным буровым оборудованием с прямой схемой очистки и циркуляцией очистного агента по всей длине ствола скважины. Ввиду многочисленных осложнений (потеря циркуляции очистного агента, прихваты бурового снаряда, ледяные сальники и т.д.) бурение льда с продувкой воздухом не получило широкого распространения, уступая в производительности и надёжности способам теплового и шнекового бурения. Однако в начале XXI в. в результате создания специального бурового оборудования для уникальных климатических и горно-геологических условий Арктики и Антарктики бурение с воздухом вышло на новый виток развития. Особое внимание следует уделить проекту бурения в 1999–2000 гг. на *куполе Академии наук* (о. Комсомolec). Российские и немецкие специалисты провели гляциологические исследования, которые включали в себя работы по глубокому электромеханическому бурению ледника с отбором керна. Главная задача проводимых исследований – реконструкция палеоклимата и эволюции природной среды Евразийской Арктики в плейстоценовой и голоценовой эпохах [13, 14].

Буровые работы велись на базе бурового разборного комплекса КОБРА (рис. 1). В буровом здании (габариты 6 × 3 × 2,6 м) размещали: буровую вышку высотой 9 м, лебёдку, трубооборот, привод лебёдки, электромеханический буровой

снаряд КЭМС-127, генератор постоянного тока и лабораторию обработки керна. Буровая вышка имела устройство для её подъёма и опускания, а также брезентовый чехол [13]. 14 мая 1999 г. началось бурение скважины во льду с помощью снаряда КЭМС-127, в котором насос был заменён на вакуумный турбокомпрессор, чтобы очищать призабойную зону с помощью обратной циркуляции сжатого воздуха (рис. 2). Был выполнен 51 рейс, из них 45 – с отбором керна; средняя механическая скорость бурения составила 19,2 м/ч. Закончено бурение на глубине 53,92 м. В следующем году, 18 апреля 2000 г., бурение возобновилось и без применения заливочной жидкости продолжалось до глубины 109 м. Обсадная колонна была установлена на глубину 4 м. Переоборудовав буровой снаряд и установив на место компрессора насос, дальнейшее бурение скважины вели с авиационным топливом ТС-1 в качестве заливочной жидкости. Причина перехода на промывку буровой жидкостью – обильный приток талой воды в скважину, что значительно осложняло очистку забоя сжатым воздухом. Бурение было остановлено 12 мая 2001 г., когда скважина достигла 723,91 м (последние 3,81 м были пройдены по моренным отложениям).

Опыт буровых работ на куполе Академии наук позволил сделать вывод, что в целом буровой снаряд КЭМС-127 работал удовлетворительно, расчётные значения механической скорости бурения и рейсового бурения близки к реальным значениям. Процесс резания льда протекал стабильно, момент силы на коронке практически не менялся. Количество шлама, накапливающегося в фильтрах шламособорника, в реальных условиях оказалось больше расчётного значения. Предполагаемая причина появления лишнего шлама – разрушение стенок скважины при спускоподъёмных операциях.

В настоящее время наиболее современная система бурения скважин во льду с очисткой ствола скважины сжатым воздухом – буровой комплекс RAM (Rapid Air Movement), спроектированный и построенный в Висконсинском университете в Мэдисоне в начале 2000-х годов. RAM применялся в *Восточной Антарктиде* для бурения скважин во льду без отбора керна в целях исследования сейсмической активности ледников Антарктики [12]. Отличительная особенность комплекса RAM – высокая механическая ско-

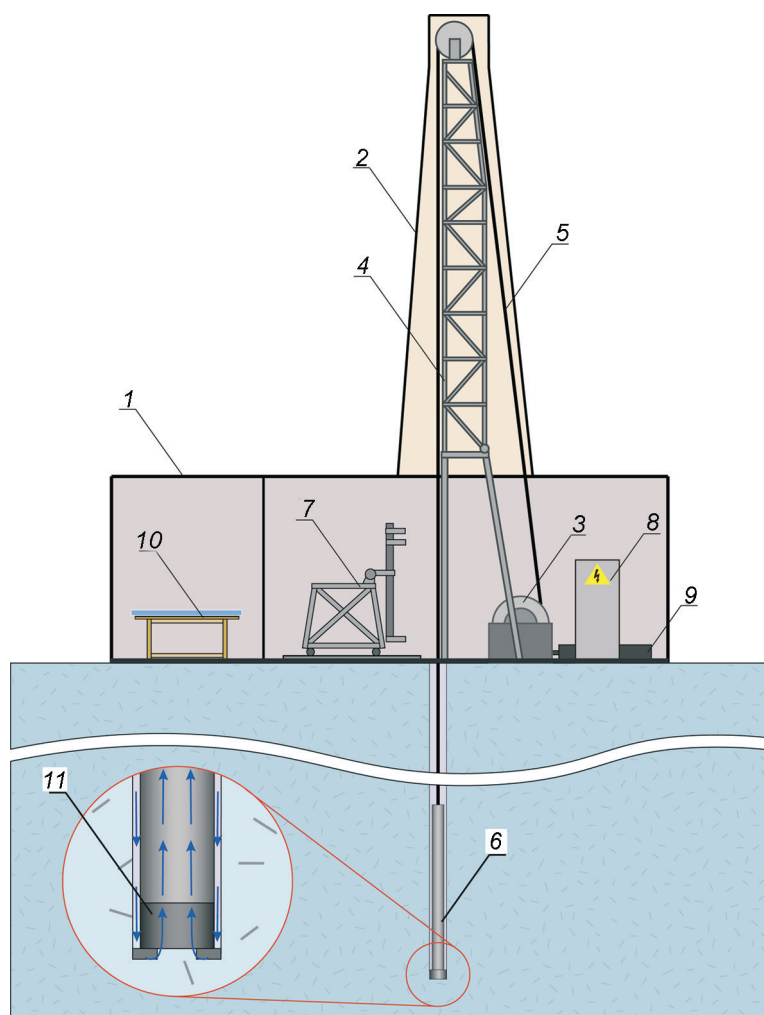


Рис. 1. Схема бурового оборудования на куполе Академии наук:

1 – буровое здание; 2 – снегозащитный чехол мачты; 3 – буровая лебедка; 4 – буровая вышка; 5 – грузонесущий кабель; 6 – буровой снаряд КЭМС-127; 7 – трубозаворот; 8 – электрораспределительный щит; 9 – привод буровой лебедки; 10 – лаборатория обработки керна; 11 – буровая коронка

Fig. 1. Scheme of drilling equipment at Akademii Nauk Glacier:

1 – drilling shelter; 2 – cover of the drill mast; 3 – winch; 4 – drill mast; 5 – cable; 6 – KEMS-127 drill; 7 – pipe screwing device; 8 – electrical switchgear; 9 – winch driving gear; 10 – glaciological laboratory; 11 – drill head

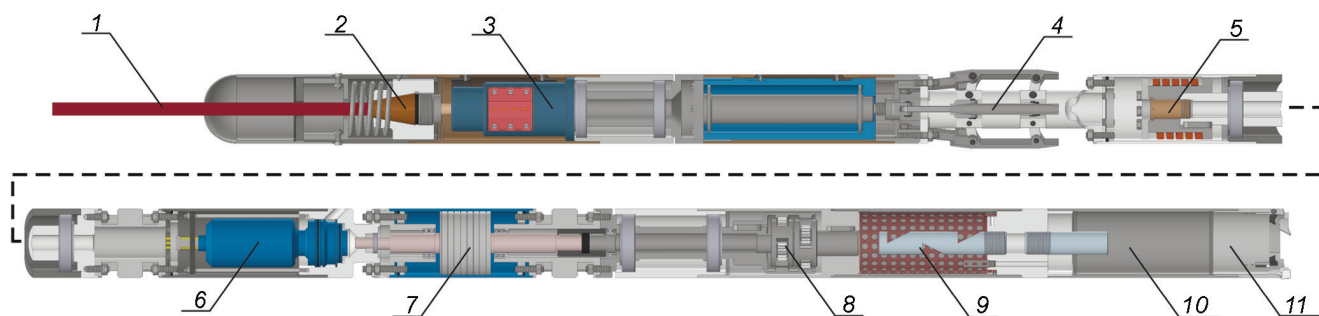


Рис. 2. Буровой снаряд КЭМС-127 (колонковая труба и шламособорный отсек – не в масштабе):

1 – грузонесущий кабель; 2 – кабельный замок; 3 – электроотсек; 4 – распорное устройство; 5 – датчик момента; 6 – вакуумный турбокомпрессор; 7 – приводной электродвигатель; 8 – планетарный редуктор; 9 – шламособорник; 10 – колонковая труба; 11 – буровая коронка

Fig. 2. KEMS-127 drill (core barrel and chips chamber – not to scale):

1 – cable; 2 – cable termination; 3 – electrical section; 4 – antitorque system; 5 – torque sensor; 6 – vacuum turbo compressor; 7 – drive motor; 8 – planetary gearbox; 9 – chip chamber; 10 – core barrel; 11 – drill head

рость бурения, достигающая 180 м/ч [15]. Этот комплекс трижды применялся для сейсмических исследований в Восточной Антарктиде, а один

раз – на Южном полюсе. За время выполнения буровых работ пробурено почти 600 скважин, максимальная глубина которых достигала 90 м, а

Таблица 1. Международный опыт бурения скважин с продувкой забоя сжатым воздухом

Год	Буровая площадка	Страна	Способ бурения	Число скважин	Глубина скважин, м	Источники
1956	«Мирный», Антарктида	СССР	Вращательное механическое бурение сплошным забоем	2	23,5 и 86,5	[5]
1956–1957	Site-2, Гренландия	США	Вращательное механическое колонковое бурение, бурение сплошным забоем	2	305 и 411	[6, 7]
1957–1959	Byrd, Антарктида			1	309	[6, 7]
1957–1959	Little America V, Антарктида			1	254,8 (бурение с воздухом до 249)	[6, 8]
1957–1959	Купол Чурлёниса, Арктика	СССР	Вращательное механическое колонковое бурение	Несколько	От 20 до 80	[9]
1961	Roï Vaudouin, Антарктида	Италия, Бельгия		2	17 и 115,72 (бурение с воздухом с 44)	[10]
1985–1986	База «Дружная», Антарктида	СССР	Вращательное механическое колонковое бурение комплексом ССК-59, бурение сплошным забоем	2	310 и 300,5 (бурение с воздухом до 280)	[11, 12]
1999–2000	Купол Академии наук, Арктика	Россия	Колонковое бурение электро-механическим снарядом на грузонесущем кабеле (призабойная циркуляция воздуха)	1	720 (бурение с воздухом до 109)	[13, 14]
2002–2011	Восточная Антарктида, Южный полюс	США	Вращательное шлангокабельное бурение сплошным забоем комплексом RAM	Около 600	До 90	[2, 12, 15, 16]
2019–наст. время	Raven camp, Гренландия; WAIS Divide, Антарктида		Вращательное шлангокабельное бурение сплошным забоем комплексом RAM-2	40	До 54	[16]

суммарный объём бурения составил 32 000 м [16]. Буровые работы в Восточной Антарктиде показали высокую эффективность системы, однако опыт бурения на Южном полюсе не был столь удачным. Максимально достигнутая глубина скважин – 63 м, предположительно из-за недостаточной плотности фирна, что приводило к повышенной потере очистного агента [2].

В начале 2016 г. были начата разработка новой версии комплекса RAM – RAM-2. Основное отличием RAM-2 от RAM – масса бурового оборудования была снижена более чем в пять раз. Комплекс RAM-2 испытан в лабораторных и в полевых условиях в Гренландии и Антарктике. При испытаниях на ледниках Гренландии и Антарктиды суммарно было пробурено 40 скважин максимальной глубиной 54 м. Полевые испытания показали, что на данный момент комплекс RAM-2 не способен обеспечить бурение скважин на требуемую глубину 100 м [16]. В табл. 1 представлены результаты обзора рассмотренных проектов бурения.

Способ механического бурения с обратной призабойной циркуляцией сжатого воздуха

Опираясь на проведённый обзор, можно выделить два основных недостатка использования сжатого воздуха в качестве очистного агента при бурении ледников: а) катастрофические потери сжатого воздуха в проницаемых слоях снежно-фирнового горизонта; б) образование ледяных сальников и накопление изморози на буровом оборудовании и стенках скважины.

Первый недостаток в значительной степени повлиял на ход буровых работ как отечественных (бурение на куполе Чурлёниса [11], на станции «Мирный» [5], на станции «Дружная» [11, 12]), так и зарубежных проектов (бурение на станции Site-2 и станции Byrd [6, 7], бурение комплексом RAM-2 [16]). Для решения данной проблемы проницаемый участок скважины перекрывали обсадной колонной (бурение на станциях Site-2, Byrd, Roï Vaudouin) или использовали высокопроизводительные компрессоры (буровой ком-

плекс RAM [15]). Вторым недостатком были аварийные ситуации, отказы оборудования, заклинивания бурового снаряда. Чтобы избежать возникновения таких ситуаций, сжатый воздух следует охлаждать и отделять от него лишнюю влагу перед подачей на забой. Кроме этого, для устранения нежелательных образований льда применяли горячую воду (бурение на станции «Мирный»), соль (бурение на базе «Дружная») и спирт (комплексы RAM и RAM-2).

Для устранения описанных здесь недостатков авторы предлагают способ механического бурения снарядом на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией сжатого воздуха. Данный способ основан на модернизации конструкции колонкового электромеханического снаряда КЭМС-132, который в настоящее время применяется для бурения с заливочной жидкостью на станции Восток под условия бурения проницаемых снежно-фирновых горизонтов. Наиболее значимое изменение конструкции – замена насоса на вакуумную турбину, что позволяет создать циркуляцию сжатого воздуха в призабойной зоне. Принцип работы предлагаемого снаряда показан на рис. 3, а. Буровой снаряд спускается в скважину на грузонесущем кабеле, закреплённом в кабельном замке. В электроотсеке размещают токосъёмник, понижающий трансформатор и другое электрооборудование. Распорное устройство служит для предотвращения вращения верхней части снаряда в скважине. Электродвигатель через редуктор приводит во вращение колонковую трубу снаряда и вакуумную турбину. Вращение вакуумной турбины создаёт разрежение воздуха. Поток сжатого воздуха увлекает буровой шлам с забоя и движется вверх между стенками колонковой трубы и ледяного керна. Буровой шлам по шламоподъёмной трубе попадает в шламосборник, сетчатый фильтр которого проницаем для воздуха, но непроницаем для шлама. Очищенный от шлама воздух поступает в вакуумную турбину, после чего выбрасывается в затрубное пространство. Для бурения планируется применять трёхрезцовую буровую коронку (см. рис. 3, б).

Предлагаемый способ лишён перечисленных ранее недостатков. При бурении снарядами на грузонесущем кабеле с призабойной циркуляцией сжатого воздуха проницаемость снежно-фирнового горизонта ледника не оказывает

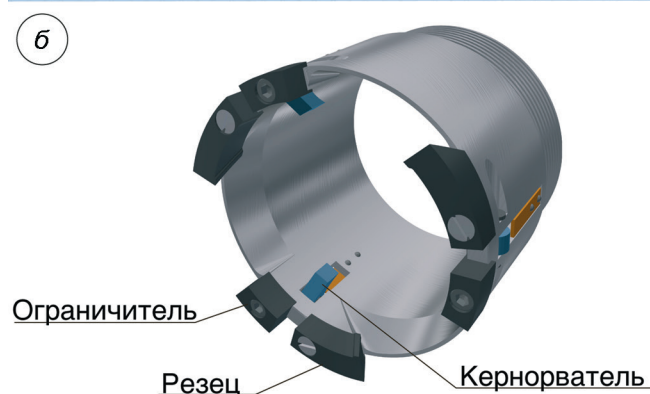
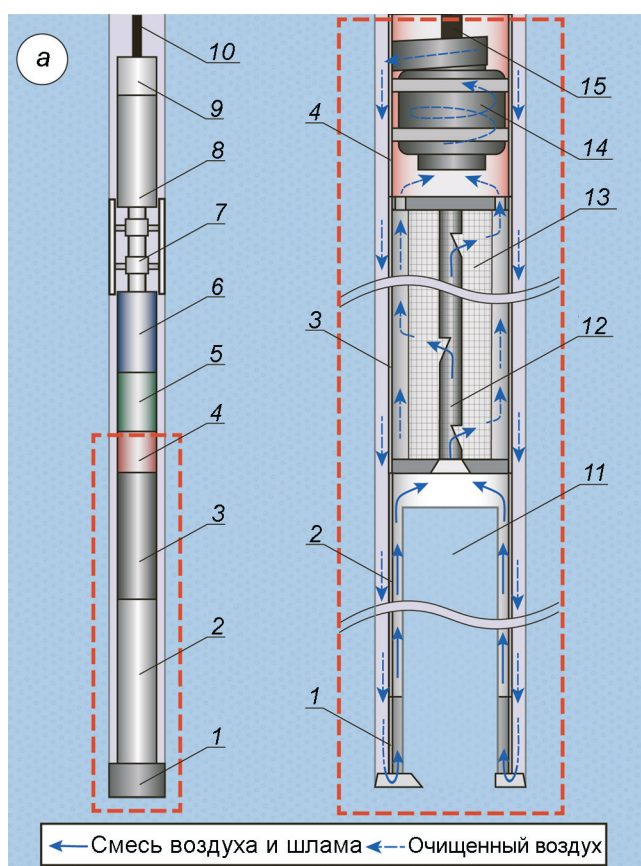


Рис. 3. Предлагаемый способ колонкового механического бурения.

а – принципиальная схема электромеханического снаряда на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха: 1 – буровая коронка; 2 – колонковая труба; 3 – шламосборник; 4 – вакуумная турбина; 5 – редуктор; 6 – приводной электродвигатель; 7 – распорное устройство; 8 – электроотсек; 9 – кабельный замок; 10 – грузонесущий кабель; 11 – ледяной керн; 12 – шламоподъёмная труба; 13 – сетчатый фильтр; 14 – вакуумная турбина; 15 – приводной вал турбины; **б** – 3D-модель буровой коронки

Fig. 3. The proposed method of mechanical core drilling, **a** – a schematic diagram of a cable suspended electromechanical drill with bottom-hole air reverse circulation. 1 – drill head; 2 – core barrel; 3 – chip chamber; 4 – vacuum turbine; 5 – gear reducer; 6 – drive motor; 7 – antitorque system; 8 – electrical section; 9 – cable termination; 10 – cable; 11 – ice core; 12 – chip tube; 13 – mesh filter; 14 – vacuum impeller; 15 – drive shaft of impeller; **b** – 3D-model of the drill head

Таблица 2. Сравнение основных способов бурения верхних горизонтов ледников

Способ бурения	Достоинства	Недостатки
Механическое, снарядами с обратной призабойной циркуляцией воздуха	<ol style="list-style-type: none"> 1. Высокая производительность бурения. 2. Низкая энергоёмкость процесса бурения. 3. Возможность восполнения очистного агента без потерь. 4. Качество керна, пригодное для гляциологических исследований. 	Высокие требования к качеству изготовления и сборки бурового снаряда.
Механическое, шнековыми снарядами	<ol style="list-style-type: none"> 1. Высокая производительность бурения. 2. Низкая энергоёмкость процесса бурения. 3. Отсутствие очистного агента. 4. Качество керна, пригодное для гляциологических исследований. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Опасность заклинивания бурового снаряда транспортируемым шламом. 2. Большие затраты энергии на транспортировку шлама. 3. Небольшая длина керна (1–1,2 м).
Тепловое	Высокая производительность при бурении фирна с низкой плотностью.	<ol style="list-style-type: none"> 1. Существенное снижение производительности с увеличением плотности фирна. 2. Высокая энергоёмкость. 3. Сложность подбора и контроля параметров бурения для обеспечения качественного керна.

значительного влияния на процесс бурения. Это объясняется тем, что поток воздуха, транспортирующий ледяной шлам, движется внутри снаряда, не контактируя с затрубным пространством, а следовательно, потерь очистного агента практически не происходит. Температура очистного агента и наличие в нём влаги при использовании призабойной циркуляции воздуха также серьёзно не влияют на бурение. Температура циркулируемого воздуха близка к температуре буримого льда (от -42 до -53 °C [17]), следовательно, очистной агент не расплавит стенки скважины, а образование изморози на буровом оборудовании будет незначительным и не повлияет на ход буровых работ. Доказательство изложенных утверждений – опыт успешного бурения скважины на куполе Академии наук в 1999–2000 гг. снарядам КЭМС-127.

В табл. 2 сравниваются достоинства и недостатки предлагаемого способа с двумя наиболее распространёнными способами бурения снежно-фирнового горизонта – шнековыми и тепловыми снарядами. Проведённый нами анализ позволяет считать, что бурение снарядами на грузонесущем кабеле с очисткой забоя сжатым воздухом – наиболее перспективный способ бурения проницаемых снежно-фирновых горизонтов холодных ледников Антарктиды и Гренландии. Аналогичного мнения о перспективности данного способа придерживаются китайские учёные из Цзилиньского университета. Они разработали буровой снаряд, при работе которого транспортировка шлама происходит с помощью

сжатого воздуха. Стендовые испытания показали, что новый снаряд пригоден для колонкового бурения проницаемого снежно-фирнового слоя ледника, что было доказано в лабораторных условиях. Полевые испытания данного снаряда пока не проводились [18].

Исследование процесса транспортировки ледяного шлама сжатым воздухом

При переходе на бурение с продувкой воздухом вместо промывки заливочной жидкостью, как правило, не требуется менять осевую нагрузку на забой и частоту вращения коронки. Однако процесс движения воздуха по длинным каналам с различными осевыми сечениями значительно отличается от процесса движения несжимаемой жидкости [19]. Это означает, что для бурения с воздухом существующие значения расхода и давления насоса, а также скорость потока жидкости для снаряда КЭМС-132 непригодны. Основные параметры, с определения которых начинается расчёт бурения с продувкой, – требуемая скорость воздушного потока и критическая скорость.

Скорость воздушного потока в вертикальном канале, при которой частица находится в установившемся взвешенном состоянии, называется скоростью витания (*suspension velocity*). В бурении закрепился термин «критическая скорость», или «critical speed» [19]. В тот момент, когда скорость восходящего потока превышает критиче-

скую скорость частицы, она начинает своё движение по каналу. Таким образом, зная критическую скорость частиц бурового шлама, можно найти требуемую скорость восходящего потока для эффективного бурения. Скорость потока воздуха должна быть достаточной, чтобы обеспечивать транспортировку шлама и при этом не оказывать разрушающего воздействия на хрупкий снежно-фирновый керн. Для расчёта *критической скорости* w , м/с, принимается, что тело в потоке имеет форму идеального шара, для которого миделево сечение (наибольшее по площади поперечное сечение тела, движущегося в воде или воздухе) постоянно и не зависит от угла атаки (рис. 4). Однако даже для шара задача нахождения критической скорости не поддаётся полному аналитическому решению, поэтому формулы для расчёта критической скорости основаны на экспериментальных данных и эмпирических связях между ними. Существуют десятки расчётных формул для критической скорости шара, каждая из которых справедлива для условий, в которых был проведён эксперимент. При использовании такой формулы в условиях, отличных от экспериментальных, результаты вычислений значительно расходятся с фактическими значениями. Некоторые из таких формул приведены в табл. 3. При вычислениях критической скорости учитываются такие параметры, как: d – диаметр частицы, м; $\rho_{\text{ч}}$ – плотность частицы, кг/м³; $\rho_{\text{в}}$ – плотность воздуха, кг/м³; ν – кинематическая вязкость воздуха, м²/с; c – коэффициент сопротивления; Ar – параметр Архимеда (определяет отношение выталкивающей силы Архимеда к силам инерции); Re – критерий Рейнольдса (характеризует режим течения жидкости).

Используя каждую из приведённых в табл. 3 формул, был выполнен расчёт критической скорости для частицы ледяного шлама диаметром 1 мм (см. табл. 3). Результаты вычислений показали (табл. 4), что значение w , полученное при применении формулы (4), наиболее близко к среднему значению критической скорости $w_{\text{сред}}$. В то же время, результат вычислений по формуле (6), которая была применена учёными Цилинского университета для расчёта параметров бурения с воздухом [24], много больше $w_{\text{сред}}$. Отметим, что все шесть формул выведены на основании экспериментов, проведённых в стандартных условиях давления окружающей среды

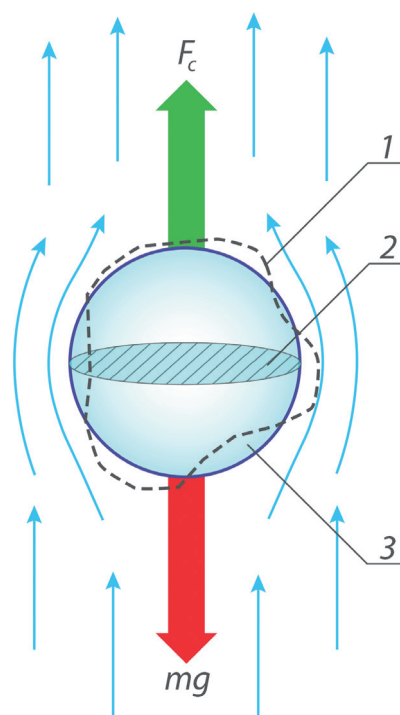


Рис. 4. Схема установившегося положения частицы в восходящем потоке воздуха, при котором сила сопротивления среды F_c равна массе частицы.

1 – реальная форма частицы; 2 – миделево сечение; 3 – эквивалентная форма частицы (идеальный шар)

Fig. 4. Scheme of the stationary state of a particle in an ascending air flow at which the drag force F_c is equal to the weight of the particle.

1 – real shape of a particle; 2 – maximum cross section; 3 – equivalent shape of a particle (perfect sphere)

(760 мм рт. ст.) и положительной температуры. Кроме того, объектами исследования были шары из стекла и металла, плотность которых значительно выше плотности льда. Экспериментов по выявлению критической скорости для ледяных сфер не проводилось.

Требуемая скорость восходящего потока воздуха при бурении с продувкой должна быть выше критической. Скорость потока воздуха должна быть достаточной, чтобы обеспечить транспортировку шлама от забоя до шламособорника и при этом не оказывать разрушающего воздействия на хрупкий снежно-фирновый керн. Так, Б.Б. Кудряшов считает [19], что для эффективного бурения необходимо использовать скорость потока воздуха, на 20% превышающую критическую скорость. В то же время Е.А. Жихарев [25] утверждает, что скорость воздушного потока в канале должна вдвое

Таблица 3. Формулы расчёта критической скорости шара w , м/с

Номер формулы и авторы	Формула	Условия применения формулы	Сфера применения	Источники
1. В.А. Олевский	$5,78(d(\rho_{\text{ч}} - \rho_{\text{в}})/\rho_{\text{в}})^{1/2}$	$\sim 2500 < Re < \sim 1 \cdot 10^5$	Бурение, обогащение полезных ископаемых	[20]
2. К.М. Гринев	$5,7(d\rho_{\text{ч}}/\rho_{\text{в}})^{1/2}$	$Re = 5000, c = 0,39$	Пневматический транспорт	[21]
3. Б.Б. Кудряшов	$(v/d)\exp 10((\ln Ar + 2,3)^{1/2}/2,3 - 1)$	$\sim 2500 < Re < \sim 1 \cdot 10^5$	Бурение	[22]
4. Б.Б. Кудряшов	$(v/d)\exp 3((3 + 1,97 \ln Ar)^{1/2} - 3)$	$1 < Re < 1 \cdot 10^5$		[19]
5. Б.И. Роганов, М.П. Калинушкин	$3,62(d\rho_{\text{ч}}/\rho_{\text{в}})^{1/2}$	Не указаны	Пневматический транспорт	[23]
6. Li Zhan-jun, Zheng Bing-xu	$5,45(((\rho_{\text{ч}}/\rho_{\text{в}}) - 1)gd)^{1/2}$		Взрывные работы, бурение	[18, 24]

Таблица 4. Результаты расчёта критической скорости по заданным параметрам

Номер формулы	Заданные условия	Расчётное значение w , м/с	Среднее значение $w_{\text{сред}}$, м/с	$((w - w_{\text{сред}})/w)100$, %
1	$d = 1$ мм; $\rho_{\text{ч}} = 916,7$ кг/м ³ ; $\rho_{\text{в}} = 1,24$ кг/м ³ ; $v = 1,45 \cdot 10^{-5}$ м ² /с; $Ar = 34\,447$ (для формул 3 и 4),	4,97	4,08	+17,9
2		4,9		+16,7
3		3,63		-12,4
4		3,8		-7,4
5		3,11		-31,2
6		14,67	Не учитывается в $w_{\text{сред}}$	—*

*Отклонение не определялось из-за большой разницы между расчётным и средним значением.

превышать критическую скорость. Экспериментов по нахождению зависимостей требуемой скорости потока воздуха от критической скорости частиц ледяного шлама пока не проводилось. Таким образом, для качественного расчёта параметров бурения льда с использованием сжатого воздуха в качестве очистного агента необходимо провести полный факторный эксперимент по определению скоростей витания частиц ледяного шлама в условиях Центральной Антарктиды (отрицательная окружающая температура, низкое атмосферное давление, практически нулевая абсолютная влажность воздуха).

Заключение

Выполненный обзор проектов бурения скважин во льду и анализ их результатов позволил сделать вывод о целесообразности применения технологии бурения скважин в снежно-фирновой зоне снарядами на грузонесущем кабеле с призабойной циркуляцией сжатого воздуха по следующим причинам: 1) низкие потери очистного агента в проницаемых слоях ледника из-за отсутствия его контакта с затрубным простран-

ством при транспортировке шлама; 2) возможность очистного агента в случае потерь за счёт его неограниченного запаса на месте бурения; 3) высокая производительность процесса бурения по сравнению с другими методами колонкового бурения в проницаемых снежно-фирновых горизонтах ледников; 4) качество отобранного керна отвечает необходимым требованиям для проведения гляциологических исследований.

В настоящее время в Санкт-Петербургском горном университете на базе Научного центра «Арктика» и кафедры бурения скважин ведётся работа по подготовке полного факторного эксперимента в условиях Центральной Антарктиды. Цели эксперимента: 1) определение параметров ледяного шлама (размер частиц, сыпучий состав, форма, насыпная плотность) и их зависимость от глубины бурения; 2) нахождение скоростей витания частиц ледяного шлама различной крупности; 3) определение требуемой скорости потока для эффективной транспортировки ледяного шлама; 4) подбор оптимальной конструкции для шламоподъёмной трубы и шламовых фильтров.

Проведение эксперимента включено в план работ гляциобурового отряда на станции Вос-

ток в летнем сезоне 67-й РАЭ. Полученные по итогам эксперимента данные будут положены в основу создания нового электромеханического снаряда на грузонесущем кабеле с призабойной циркуляцией сжатого воздуха. Результаты выполненных экспериментальных исследований планируется опубликовать в следующих номерах журнала «Лёд и Снег».

Благодарности. Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение Государственного задания в сфере научной деятельности на 2021 г. № FSRW-2021-0011.

Acknowledgements. The research was performed at the expense of the subsidy for the state assignment in the field of scientific activity for 2021 № FSRW-2021-0011.

Литература

References

1. Fourteau K., Arnaud L., Faïn X., Martinerie P., Etheridge D., Lipenkov V., Barnola J. Historical porosity data in polar firn // *Earth System Science Data*. 2020. № 12. P. 1171–1177. doi: 10.5194/essd-12-1171-2020.
2. Whelsky A.N., Albert M.R. Firn permeability impacts on pressure loss associated with rapid air movement drilling // *Cold Regions Science and Technology*. 2016. V. 123. P. 149–154. doi: 10.1016/J.COLDREGIONS.2015.11.018.
3. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 564 с.
4. Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В. Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. № 66 (4). С. 482–500. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500.
5. Каница А.П. Опыт бурения льда в Антарктиде с очисткой забоя воздухом // *Бурение геологоразведочных скважин колонковым способом с очисткой забоя воздухом*. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 78–81.
6. Lange G.R. Deep rotary core drilling in ice. Hanover, New Hampshire: USA CRREL, 1973. 47 p.
7. Patenaude R.W., Marshall E.W., Gow A.J. Deep core drilling in ice, Byrd Station, Antarctica. Wilmette, Illinois: USA SIPRE, 1959. 12 p.
8. Ragle R.H., Hansen B.L., Gow A.J., Patenaude R.W. Deep core drilling in the Ross Ice Shelf, Little America V. Wilmette, Illinois: USA SIPRE, 1960. 10 p.
9. Базанов Л.Д. Опыт колонкового бурения на ледниках Земли Франца-Иосифа // *Исследования ледников и ледниковых районов*. 1961. № 1. С. 109–114.
10. Tongiorgi E., Picciotto E., de Breuck W., Norling T., Giot J., Pantanetti F. Deep drilling at base Roi Baudouin, Dronning Maud Land, Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 1962. V. 4. № 31. P. 101–110.
11. Кудряшов Б.Б., Бобин Н.Е., Степанов Г.К. Буровой комплекс для проходки скважин на шельфовых ледниках Антарктиды // *Разработка и совершенствование технологии алмазного бурения в сложных горно-геологических условиях* / Отв. ред. В.И. Васильев. М.: ВПО «Союзгеотехника», 1983. С. 76–81.
12. Talalay P.G. *Mechanical Ice Drilling Technology*. Singapore: Springer, 2016. 284 p. doi: 10.1007/978-981-10-0560-2.
1. Fourteau K., Arnaud L., Faïn X., Martinerie P., Etheridge D., Lipenkov V., Barnola J. Historical porosity data in polar firn. *Earth System Science Data*. 2020, 12: 1171–1177. doi: 10.5194/essd-12-1171-2020.
2. Whelsky A.N., Albert M.R. Firn permeability impacts on pressure loss associated with rapid air movement drilling. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 123: 149–154. doi: 10.1016/J.COLDREGIONS.2015.11.018.
3. *Glyaciologicheskij slovar'*. Glaciological dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 564 p. [In Russian].
4. Veres A.N., Ekaikin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzher T.V. First data on the climate variability in the vicinity of Vostok station (Central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of show-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic research. 2020, 66 (4): 482–500. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500.
5. Kapitsa A.P. The experience of ice drilling in Antarctica with air bottom hole cleaning. *Burenie geologorazvedochnykh skvazhin kolonkovym sposobom s oshistkoi zaboya vozdukhom*. Core drilling of prospecting boreholes with bottom hole air cleaning. M.: Gosgeoltekhizdat, 1958: 78–81. [In Russian].
6. Lange G.R. Deep rotary core drilling in ice. Hanover, New Hampshire: USA CRREL, 1973: 47 p.
7. Patenaude R.W., Marshall E.W., Gow A.J. Deep core drilling in ice, Byrd Station, Antarctica. Wilmette, Illinois: USA SIPRE, 1959: 12 p.
8. Ragle R.H., Hansen B.L., Gow A.J., Patenaude R.W. Deep core drilling in the Ross Ice Shelf, Little America V. Wilmette, Illinois: USA SIPRE, 1960: 10 p.
9. Bazanov L.D. Franz-Joseph glacier drilling experience. *Issledovaniya lednikov i lednikovyykh raionov*. Studies of glaciers and glacial areas. 1961, 1: 109–114. [In Russian].
10. Tongiorgi E., Picciotto E., de Breuck W., Norling T., Giot J., Pantanetti F. Deep drilling at base Roi Baudouin, Dronning Maud Land, Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 1962, 4 (31): 101–110.
11. Kudryashov B.B., Bobin N.E., Stepanov G.K. Drilling complex for drilling boreholes on Antarctic ice shelves. *Razrabotka i sovershenstvovanie tekhnologii almaznogo bureniya v slozhnykh gorno-geologicheskikh usloviyakh: sbornik nauchnykh trudov*. Development and enhancement of diamond drilling technology in complex mining and geological conditions: collection of scientific papers. Ed. V.I. Vasil'ev. M.: VPO «Soyuzgeotekhnika», 1983: 76–81. [In Russian].
12. Talalay P.G. *Mechanical Ice Drilling Technology*. Singapore: Springer, 2016: 284 p. doi: 10.1007/978-981-10-0560-2.

13. Саватюгин Л.М., Архипов С.М., Васильев Н.И., Вострецов Р.Н., Фритцше Д., Миллер Х. Российско-германские гляциологические исследования на Северной Земле и прилегающих островах в 2000 г. // МГИ. 2001. № 91. С. 150–162.
14. Fritzsche D., Wilhelms F., Savatyugin L., Pinglot J., Meyer H., Hubberten H., Miller H. A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: First results // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 25–28. doi: 10.3189/172756402781816645.
15. Bentley C.R., Koci B.R., Augustin L.J.M., Bolsey R.J., Green J.A., Kyne J.D., Lebar D.A., Mason W.P., Shturmakov A.J., Engelhardt H.F., Harrison W.D., Hecht M.H., Zagorodnov V. // Chapter 4: Ice Drilling and Coring. Drilling in Extreme Environments: Penetration and Sampling on Earth and other Planets / Eds.: Y. Bar-Cohen and K. Zacny. Wiley-VCH Verlag GmbH & amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany, 2009. 221–308. doi: 10.1002/9783527626625.ch4.
16. Gibson C., Boeckmann G., Meulemans Z., Kuhl T., Koehler J., Johnson J., Slawny K. RAM-2 Drill system development: An upgrade of the Rapid Air Movement Drill // Annals of Glaciology. 2020. № 62 (84). P. 1–10. doi: 10.1017/aog.2020.72.
17. Шибяев Ю.А., Чихачев К.Б., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Лёфевр Э., Арно Л., Петти Ж. Сезонные вариации температуры снежной толщи и теплопроводность снега в районе станции Восток, Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. № 65 (2). С. 169–185. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-169-185.
18. Hu Z., Talalay P., Zheng Z., Cao P., Shi G., Li Y., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling // Journ. of Glaciology. 2019. V. 65. № 249. P. 149–156. doi: 10.1017/jog.2018.95.
19. Кудряшов Б.Б., Кирсанов А.И. Бурение разведочных скважин с применением воздуха. М.: Недра, 1990. 263 с.
20. Олевский В.А. Скорость свободного падения частиц в жидкой среде // Журнал прикладной химии. 1955. Т. 28. № 8. С. 849–856.
21. Гринева К.М. Пневматический транспорт в цементной промышленности. М.: Гос. изд-во литературы по строительным материалам, 1951. 139 с.
22. Шамшев Ф.А., Тараканов С.Н., Кудряшов Б.Б., Парицкий Ю.М., Яковлев А.М. Технология и техника разведочного бурения. Учебник. 3 изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1983. 565 с.
23. Калинушкин М.П. Пневматический транспорт в строительстве. М.: Стройиздат, 1961. 160 с.
24. Li Z., Zheng B. Mechanism of the movement of dust particles // Blasting. 2003. V. 20. № 4. P. 17–19.
25. Жихарев Е.А. Экспериментальное исследование характера движения частиц в трубопроводах пневматического транспорта // Инженерно-физический журнал. 1959. Т. 2. № 2. С. 25–29.
13. Savatyugin L.M., Arkhipov S.M., Vasil'ev N.I., Vostretsov R.N., Fritzsche D., Miller Kh. Rossiysko-german-skie glyatsiologicheskie issledovaniya na Severnoi Zemle i prilegayushchikh ostrovakh v 2000 g. Russian-German glaciological studies at Severnaya Zemlya and adjacent islands in 2000. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2001, 91: 150–162. [In Russian].
14. Fritzsche D., Wilhelms F., Savatyugin L., Pinglot J., Meyer H., Hubberten H., Miller H. A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: First results. Annals of Glaciology. 2002, 35: 25–28. doi: 10.3189/172756402781816645.
15. Bentley C.R., Koci B.R., Augustin L.J.M., Bolsey R.J., Green J.A., Kyne J.D., Lebar D.A., Mason W.P., Shturmakov A.J., Engelhardt H.F., Harrison W.D., Hecht M.H., Zagorodnov V. Chapter 4: Ice Drilling and Coring. Drilling in Extreme Environments: Penetration and Sampling on Earth and other Planets. Eds. Y. Bar-Cohen and K. Zacny. Wiley-VCH Verlag GmbH & amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany. 2009: 221–308. doi: 10.1002/9783527626625.ch4.
16. Gibson C., Boeckmann G., Meulemans Z., Kuhl T., Koehler J., Johnson J., Slawny K. RAM-2 Drill system development: An upgrade of the Rapid Air Movement Drill. Annals of Glaciology. 2020. № 62 (84): 1–10. doi: 10.1017/aog.2020.72.
17. Shibaev Yu.A., Chikhachev K.B., Lipenkov V.Ya., Ekai-kin A.A., Lefevr E., Arno L., Peti Zh. Sezonnnye variatsii temperatury snezhnoi tolshchi i teploprovodnost' snega v raione stantsii Vostok, Antarktida. Seasonal variations of snowpack temperature and thermal conductivity of snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica. Problemy Arktiki i Antark-tiki. Arctic and Antarctic research. 2019, 65 (2): 169–185. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-169-185.
18. Hu Z., Talalay P., Zheng Z., Cao P., Shi G., Li Y., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling. Journ. of Glaciology. 2019, 65 (249): 149–156. doi: 10.1017/jog.2018.95.
19. Kudryashov B.B., Kirsanov A.I. Burenie razvedochnykh skvazhin s primeneniem vozduha. Exploration air drilling. M.: Nedra, 1990: 263 p. [In Russian].
20. Olevskiy V.A. Skorost svobodnogo padeniya chastic v zhidkoj srede. Free fall velocity of particles in a liquid medium. Zhurnal prikladnoy himii. Journ. Of Applied Chemistry. 1955, 28 (8): 849–856. [In Russian].
21. Grinev K.M. Pnevmaticheskij transport v cementnoj promyshlennosti. Pneumatic transport in the cement industry. M.: State publishing house of literature on building materials, 1951: 139 p. [In Russian].
22. Shamshev F.A., Tarakanov S.N., Kudryashov B.B., Parijskij Yu.M., Yakovlev A.M. Tekhnologiya i tekhnika razvedochnogo bureniya. Exploration drilling technology and techniques. Textbook. 3rd ed., reprint and additional. M.: Nedra, 1983: 565 p. [In Russian].
23. Kalinushkin M.P. Pnevmaticheskij transport v stroitel'stve. Pneumatic transport in construction. M.: Stroyizdat, 1961: 160 p. [In Russian].
24. Li Z., Zheng B. Mechanism of the movement of dust particles. Blasting. 2003, 20 (4): 17–19.
25. Zhiharev E.A. Experimental study of the nature of the movement of particles in pipelines of pneumatic transport. Inzhenerno-fizicheskij zhurnal. Engineering Physics Journ. 1959, 2 (2): 25–29. [In Russian].

Эволюция озёр у ледника Джикиуганкез (Северное Приэльбрусье) в 1957–2020 гг. с учётом подземных каналов стока

© 2022 г. М.Д. Докукин^{1*}, Е.А. Савернюк², М.Ю. Беккиев¹, Р.Х. Калов¹, А.В. Хаткутов¹

¹Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия;

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

*inrush@bk.ru

Evolution of lakes near the Dzhikiugankez glacier (Northern Elbrus area) in 1957–2020 with consideration of underground flow channels

M.D. Dokukin^{1*}, E.A. Savernyuk², M.Yu. Bekkiev¹, R.Kh. Kalov¹, A.V. Khatkutov¹

¹High Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*inrush@bk.ru

Received September 9, 2021 / Revised November 11, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Elbrus, Dzhikiugankez Glacier, glacier degradation, satellite images, glacial lakes, lake outburst, underground runoff channels.*

Summary

Evolution of lakes near the Dzhikiugankez Glacier in the north of Elbrus for the period of 1957–2020 was studied using a comparative interpretation of aerial and satellite images as well as aerial and ground surveys in 2007–2018. Within this period the area of the Dzhikiugankez Glacier (43,35 N, 42,53 E) decreased by 8.2 km². On the territory previously occupied by the glacier and close to it, 19 lakes appeared at different times, which dynamically developed and broke through. The lakes cover the area of 0.43 km², that equals to 5.21% of the total ice-free area. The average area of the lakes is 26.6 thousand m². The maximum (the lake East Birdzhaly) is 89 thousand m². In total there were six lakes larger than 25 thousand m². They are concentrated in depressions on the surface of an ancient lava flow dammed by glaciers, dead ices and moraine lines. At a certain stage in the evolution of lakes, water from them penetrated through these barriers and, thus, formed subglacial and underground drainage channels. In 2013, during helicopter flights, an underground drainage channel with a length of more than 80 m was detected in the moraine line around the Lake «Podkova». The survey made possible to determine decreasing in the lake level by 2 m, and the accumulation of water with a volume of up to 48 thousand m³ in the cavities of the moraine massif, until it reaches the outer slope. The accumulated volume of water interflowed through the underground channel gradually, but despite the pot-holes on its bottom, no mudflow happened in the valley. Although in another case, the formation of an underground drainage channel from the Severnoye Chungurchat Lake was accompanied by a lake breakthrough and a mudflow. Other characteristic features of the evolution of lakes and changes in the direction of drainage from glaciers are also analyzed in the paper.

Citation: Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Khatkutov A.V. Evolution of lakes near the Dzhikiugankez glacier (Northern Elbrus area) in 1957–2020 with consideration of underground flow channels. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 47–62. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010115.

Поступила 9 сентября 2021 г. / После доработки 11 ноября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Эльбрус, ледник Джикиуганкез, деградация ледников, космические снимки, ледниковые озёра, прорыв озера, подземные каналы стока.*

По данным дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков за 1957–2020 гг., а также полевых наблюдений и вертолётных облётов определены особенности эволюции озёр у ледника Джикиуганкез и механизмы их прорыва, в том числе по подземным каналам. На примере озёр Подкова, Северное Чунгурчат и Балык Южное показано, что формирование подземных каналов стока не обязательно приводит к сходу селевых потоков, однако даже небольшие озёра могут быть очагами значительных селей.

Введение

Серьёзная угроза для населения и объектов в горах, а также для развития индустрии отдыха и туризма — ледниковые озёра из-за опасности их прорыва и формирования катастрофических

паводков и селевых потоков. В современных условиях изменения климата, когда наблюдаются высокие темпы деградации ледников и образование новых озёр, это особенно актуально. Растущие темпы освоения горных территорий диктуют необходимость объективных оценок

опасности прорыва озёр. Недоучёт опасности прорыва озера и возможных последствий приводит к разрушению объектов, человеческим жертвам и большому экономическому ущербу, а завышение опасности – к излишним затратам на защитные сооружения и мероприятия, а также нерациональному землепользованию. Накопление данных о динамике ледниковых озёр в периоды, предшествующие прорывам, имеет большое практическое значение для прогнозов и оценок опасности прорывов озёр. Тематике прорывов ледниковых озёр посвящено много публикаций (в базе данных Web of Science, согласно [1], в период 1979–2016 гг. есть 892 статьи). Прорывы озёр происходят и в последние годы [2, 3]. Число жертв от катастроф, связанных с прорывами озёр, достигало 4–6 тыс. человек [4, 5]. На Кавказе катастрофическим был прорыв оз. Башкара в 2017 г. [6].

В настоящей статье авторы попытались показать возможности использования разновременной аэрокосмической информации для изучения закономерностей развития ледниковых озёр и механизмов их прорыва на примере анализа динамики озёр у ледника Джикиуганкез в Северном Приэльбрусье (бассейн р. Малка, верховья рек Бирджалы-Су и Кара-Кая-Су).

Исходные материалы и методы

В данной работе использованы аэрофотоснимки, космические снимки, топографические карты и ортофотопланы, наземные фотографии и фотографии с вертолётных облётов (табл. 1). Космические снимки и аэрофотоснимки трансформировали (привязывались по опорным точкам) и приводили к системе координат WGS 84 в проекции UTM зона 38N в программе ArcMap 10.7, в которой отрисовывали электронные слои контуров озёр и определяли их площади. Фотографии с вертолётных облётов привязывали друг к другу по опорным точкам без географической привязки. С целью выявления изменений в состоянии озёр, ледников, моренных массивов, мёртвых и погребённых льдов проводилось сравнительное дешифрирование разновременных снимков с применением инструмента «Зашторить слой» (Swipe Layer) для интерактивного отображения разновремен-

ных слоёв в программе ArcMap, а также в режиме GIF-анимации в программе Easy GIF Animator Pro. Типы поверхности склонов, формы денудации, водной и ледниковой эрозии и аккумуляции на космических снимках и аэрофотоснимках идентифицировали по характерным дешифровочным признакам с учётом изменений, выявленных на разновременных аэрофото- и космоснимках, и по материалам полевых наблюдений разных лет в совокупности с данными вертолётных снимков разных ракурсов.

Изученность района исследований

Северное Приэльбрусье изобилует ледниковыми озёрами, что отличает этот район от других на Кавказе. Паводки и селевые потоки, вызванные прорывами озёр, наносили ущерб лечебно-оздоровительному учреждению «Эльбрус», ранее имевшему неофициальный статус народного курорта «Джилы-Су». В литературе детально описаны два случая прорывов озёр – в 1909 и 2006 гг. [7, 8]. Целый ряд публикаций по озёрам Северного Приэльбрусья появился после экспедиции в 2005 г. с участием специалистов МГУ имени М.В. Ломоносова, Кубанского государственного университета, Северо-Кавказского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Высокогорного геофизического института (ВГИ), Кабардино-Балкарского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [9–11], во время которой было обнаружено много новых озёр по сравнению с топографической картой.

В следующей комплексной экспедиции 2006 г. сотрудниками географического факультета МГУ были проведены геодезические и батиметрические съёмки и обнаружена явная угроза прорыва оз. Бирджалы-Чиран-2006–5 [12], прорыв которого произошёл 11.08.2006 г. переливом через ледяную перемычку. В результате сформировался селевой поток, параметры которого оценены сотрудниками института «Севкавгипроводхоз» – максимальный расход составил $125 \text{ м}^3/\text{с}$ [13].

В 2007 и 2009 гг. специалисты МГУ проводили батиметрические съёмки озёр Подкова и Северное Бирджалы (Кривое, Снежниковое, по [15]) [14, 15]. Дальнейшие исследования района озёр выполняли сотрудники ВГИ с проведе-

Таблица 1. Характеристика использованных материалов

Материалы	Дата	Масштаб, разрешение, м (МС/Панхр.)*	Источник, правообладатель
Аэрофотоснимки	22.08.1957, 23.07.1974, 10.07.1977, 09.08.1978, 1979, 22.08.1980, 09.09.1980, 1982, 28.09.1987	1:15 000, 1:25 000	Архив Федерального государственного бюджетного учреждения «Высокогорный геофизический институт»
Топографические карты	1958	1:10 000	Атлас ледников Эльбруса. Лист В. А. В. Брюханов, И.А. Лаппо (Лабутина), Б.М. Фаминцын
	1957	1:25 000	Карта Генерального штаба
Ортофотоплан	1997	1:10 000	И.А. Лабутина, Е.А. Золотарёв и др.
<i>Космические снимки</i>			
Landsat-5	30.09.1992, 15.07.1993, 01.09.1993	82,6/30	Earth Explorer https://earthexplorer.usgs.gov/
Landsat-7	09.08.1999, 12.09.2000	30/15	
Международная космическая станция	¹ 25.08.2002, ² 20.07.2012	—	¹ Программа Института географии РАН «Ураган»; сайт НАСА https://eol.jsc.nasa.gov/SearchPhotos/photo.pl?mission=ISS005&roll=E&frame=11193 ² Сайт НАСА https://eol.jsc.nasa.gov/SearchPhotos/photo.pl?mission=ISS032&roll=E&frame=8481
IRS 1C/1D**	¹ 14.09.2004, ² 01.08.2006, 11.08.2006	23/5,8	¹ © 2003–2007 ANTRIX ² © 2006 National Remote Sensing Centre, Department of Space, Government of India
IRS P5**	12.09.2007	/2,5	© 2003–2007 ANTRIX
SPOT 4**	05.09.2010	20/10	© CNES 2010
SPOT 5**	21.09.2011	10/2,5	© CNES 2011
GeoEye-1	10.09.2013	1,64/0,41	World Imagery Map https://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer
Sentinel-2	2015–2021	20/10	Sentinel Hub EO Browser https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/
Ресурс П	17.07.2016	3/1	Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «ПЛАНЕТА»
Канопус В4	14.09.2020	10,5/2,1	
<i>Фотографии</i>			
Наземные	2007, 2008, 2010, 2016	—	М.Д. Докукин, Е.А. Савернюк
Вертолётные	¹ 1980, ² 1981, ³ 1988, ⁴ 2004, 2006, ⁵ 2011–2018		¹ Ю.Г. Ильичёв, ² И.Б. Сейнова, ³ М.Д. Докукин, ⁴ Научно-производственное предприятие «InfoTERRA», ⁵ М.Д. Докукин, Е.А. Савернюк

*МС – мультиспектральный диапазон, Панхр. – панхроматический диапазон; **космические снимки IRS и SPOT любезно предоставлены Инженерно-технологическим центром «СканЭкс»; «—» снимки, сделанные различными моделями цифровых и зеркальных камер.

нием маршрутных экспедиций в 2007, 2008, 2010 и 2016 гг., вертолётных облётов в 2009–2018 гг. и с использованием материалов дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков [16–18]. В результате исследований выявлены случаи прорывов озёр: Северное Бирджалы – в 1957–1974 гг., Северное Чунгурчат – в 1970–80-х годах, Южное Чунгурчат – в 1993 г., Среднее Бирджалы – в 2003 г., Подкова – в 2013 г. (частичный прорыв), а также исчезновения и обмеления озёр без прорывов. Установлено влияние кратковременного наступания ледников в начале 1990-х

годов на формирование озёр Среднее Бирджалы и Восточное Бирджалы [16, 17]. На основе сравнения космоснимков до прорыва, в момент прорыва (11.08.2006 г.) и после прорыва и данных батиметрии оз. Восточное Бирджалы определены скорость донной эрозии ледяной гряды плотины (0,6 м/ч) и средний расход прорывного паводка (12,7 м³/с) [17]. Обнаружено, что прорывы озёр происходили поверхностным (в основном наледным), подледным и подземным способами. Сделано предположение о будущей перестройке гидрографической сети в результате ухода части

стока р. Бирджалы-Су (правая составляющая) в р. Кара-Кая-Су на участке ледяной гряды срединной морены, разделявшей бассейны этих рек [17]. Оно подтвердилось полевыми наблюдениями 2016 г., данными облётов 2018 г. и современными космоснимками.

Данные о динамике ледников Эльбруса, в том числе ледника Джикиуганкез, приведены в работах [19–22], в которых показано, что в последние годы темпы деградации возросли в 3–5 раз, а максимальное сокращение площади отмечалось у ледников Джикиуганкез и Большой Азау.

Озёра у ледника Джикиуганкез в 1957–2020 гг.

На основе анализа разновременной аэрокосмической информации авторами составлена схема озёр, образовавшихся в результате деградации ледника Джикиуганкез (рис. 1). На ней номерами показаны озёра, названия и параметры

которых приведены в табл. 2. Площадь ледника Джикиуганкез с 1957 по 2020 г. уменьшилась на 8,12 км² [22], что составило 29,2% по сравнению с его состоянием в 1957 г. – 27,8 км² [23]), и он распался на два ледника – Бирджалычиран и Чунгурчатчиран. На территории, ранее занятой ледником Джикиуганкез и прилегающей к нему, в разное время возникло 19 озёр, которые динамично развивались и прорывались. Площадь четырёх озёр, существовавших перед ледником в 1957 г., составляла около 0,08 км² (15,4% всей площади озёр у ледника Джикиуганкез). Три озера находились в тыловой зоне каменного глетчера, примыкавшего к леднику. На территории, освободившейся от ледника в период 1957–2020 гг., образовалось 12 озёр общей площадью 0,43 км², что составило 5,21% этой территории. Средняя площадь озёр – 26,6 тыс. м². Максимальная площадь – 89 тыс. м² – у оз. Восточное Бирджалы (№ 10 на рис. 1). Всего было шесть озёр крупнее 25 тыс. м². Озёра концентрировались на участке

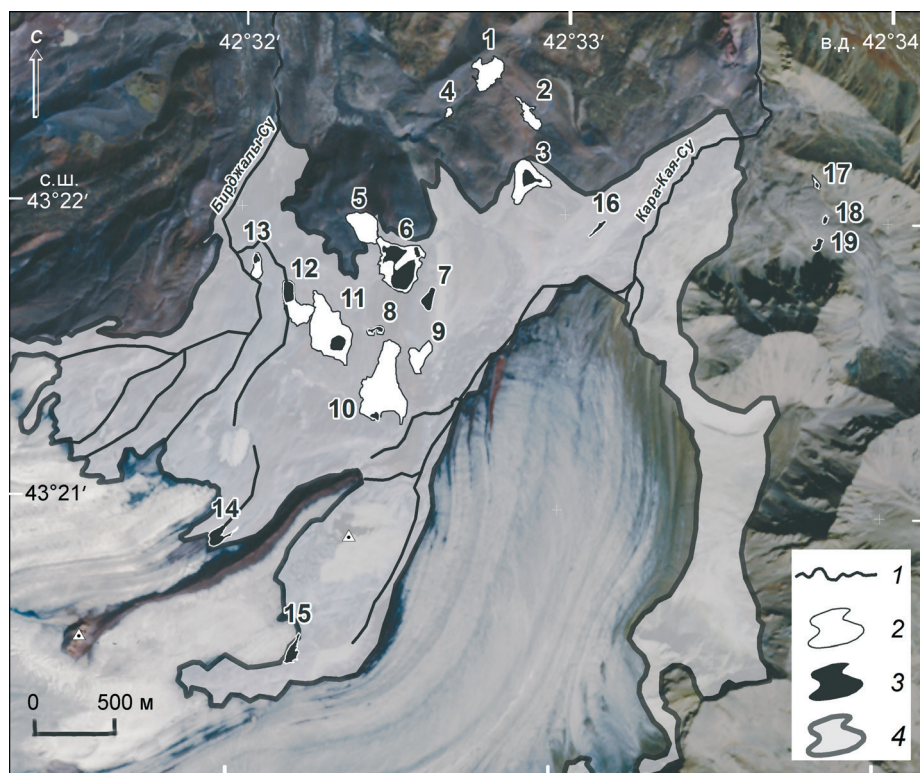


Рис. 1. Озёра у ледника Джикиуганкез в 1957–2020 гг.:

1 – русла потоков талых ледниковых вод; 2 – максимальные границы озёр в прошлом; 3 – современные максимальные границы озёр; 4 – площадь, занятая ледником в 1957 г. (полупрозрачный контур); 1–19 – номера озёр

Fig. 1. Lakes near the Dzhikiugankez Glacier in 1957–2020:

1 – channels of streams of melt glacial waters; 2 – largest boundaries of lakes in the past; 3 – modern maximum boundaries of lakes; 4 – area covered by a glacier in 1957 (translucent outline); 1–19 – ordinal numbers of lakes

Таблица 2. Озёра у ледника Джикигутанкез в разные годы и их динамика

Номер на рис. 1	Название озера	Координаты	Максимальная площадь, тыс. м ² (год)	Сезонная площадь мин./макс., тыс. м ²	Плотина озера	Механизм прорыва, исчезновения	Факт селя или паводка
1	Северное Чунгурчат	43°23'28,32"с.ш. 42°32'36,23"в.д.	27,0 (1980)	Исчезло после 1983 г.	Конечно-моренный вал с ледяным ядром	А. Подземный. Б. Поверхностный, обрушение моренных масс	А. Сель в верховьях (1973 г.) и в районе источников (1983 г.). Б. Сель в верховьях (1980 г.)
2	Среднее Чунгурчат	43°23'19,85"с.ш. 42°32'49,21"в.д.	12,4 (1980)	Исчезло после 2009 г.	Моренный массив с ледяным ядром	В результате формирования подземного канала стока и отсутствия притока воды	Нет
3	Южное Чунгурчат	43°23'06,81"с.ш. 42°32'49,65"в.д.	35,7 (1987)	0/8,1 после 1993 г.	Ледяная гряда средней морены	Поверхностный	Сель в районе источников (1993 г.)
4	Западное Чунгурчат	43°23'20,16"с.ш. 42°32'27,29"в.д.	2,3 (1980)	Исчезло после 1980 г.	Моренные и русловые валы	Плотина размыта селем, сошедшим с озера № 1	Дополнительный источник воды для селя
5	Северное Бирджалы 1	43°22'56,97"с.ш. 42°32'06,30"в.д.	29,2 (1957)	Исчезло после 1974 г.	Ледяная гряда срединной морены	Подледный	Сель в районе источников (1973 г.)
6	Северное Бирджалы 2	43°22'47,70"с.ш. 42°32'15,60"в.д.	68,1 (2014)	37,6/56,9			
7	Северо-Восточное Бирджалы (Треугольное)	43°22'42,56"с.ш. 42°32'22,87"в.д.	8,0	0/5,5	Моренно-ригельная	Нет	Нет
8	Промежуточное Бирджалы	43°22'35,94"с.ш. 42°32'08,96"в.д.	4,4 (2006)	0/2,6			
9	Оз. Аристова	43°22'29,42"с.ш. 42°32'20,76"в.д.	16,1 (1999)	Исчезло после 1999 г.	Ледяная гряда срединной морены		Нет сведений (1999 г.)
10	Восточное Бирджалы	43°22'21,94"с.ш. 42°32'12,70"в.д.	89,0 (2006)	0/2,3 после 2011 г.		Поверхностный	Сель в районе источников (2006 г.)
11	Среднее Бирджалы	43°22'32,13"с.ш. 42°31'57,76"в.д.	74,2 (2002)	0/8,5 после 2003 г.	Ледник, боковая морена		Паводок и сель (2003 г.) в районе источников
12	Подкова	43°22'41,84"с.ш. 42°31'43,93"с.ш.	29,2 (2011)	2,5/8,4 2020 г.	Моренный вал	Подземный, частичный, уменьшение площади из-за заноса флювиогляциальными отложениями	Микросель (2013 г.)
13	Западное Бирджалы	43°22'49,32"с.ш. 42°31'34,55"в.д.	8,7 (2002)	0/2,3 после 2007 г.	Моренно-ригельная	Уменьшение площади из-за изменения направления притока воды и заноса флювиогляциальными отложениями	Нет
14	Юго-Западное Бирджалы	43°21'53,83"с.ш. 42°31'26,34"в.д.	10,8 (2021)	10,8/10,8	Мёртвый лёд	Нет	
15	Южное Бирджалы	43°21'28,11"с.ш. 42°31'48,28"в.д.	11,7 (2021)	11,7/11,7	Ледник		
16	Юго-Восточное Чунгурчат (Длинное)	43°22'57,57"с.ш. 42°33'09,58"в.д.	3,2 (2007)	0/3,2	Моренный вал	Поверхностный, сползание моренных масс плоскостями	Сель в 2006 г. в верховьях р. Кара-Кая-Су [13]
17	Балык Северное	43°23'07,91"с.ш. 42°34'10,43"в.д.	2,1 (1978)	0/0,9 после 1978 г.			
18	Балык Среднее	43°23'01,07"с.ш. 42°34'12,91"в.д.	1,4 (2014)	0/1,4	Каменный глетчер	Нет	Нет
19	Балык Южное	43°22'55,43"с.ш. 42°34'11,13"в.д.	3,5 (2006)	0/3,5		Подземный	Сель с площадью отложений до 12 тыс. м ² в верховьях р. Кара-Кая-Су

древнего лавового потока, в углублениях на его поверхности, подпруженных ледниками, мёртвыми льдами и моренными валами. На определённом этапе эволюции озёр вода из них проникала сквозь эти преграды, что приводило к формированию подлёдных и подземных каналов стока. Подлёдный канал стока образовался у оз. Северное Бирджалы (№ 5 на рис. 1) в 1957–1974 гг., в результате чего озеро исчезло. Подземные каналы стока в разное время сформировались у озёр Северное Чунгурчат (№ 1 на рис. 1), Среднее Чунгурчат (№ 2 на рис. 1), Подкова (№ 12 на рис. 1), Балык Южное (№ 19 на рис. 1).

В 2020 г. насчитывалось 14 озёр общей площадью около 0,11 км². Часть из них не имеет притока с ледника, существует в основном за счёт талых вод снежников и к началу – середине августа исчезает (№ 3, 7, 11, 16, 18 на рис. 1), фильтруясь в дно котловин и в трещины в массиве лавового потока. В результате таяния и деградации многолетнего снежника (источника водного питания) уменьшилась площадь оз. Северное Бирджалы (№ 6 на рис. 1) с 63,5 тыс. м² в 2014 г. (без учёта площади острова) до 37,6 тыс. м² в 2020 г. Повышенная снежность и накопление метелевого снега в 2021 г. привели к увеличению площади озера к началу августа до 51,3 тыс. м² (остров на озере не учитывался). Значительно уменьшилось в размерах оз. Подкова. Всё лето остаются неизменными и постепенно увеличиваются озёра № 14 и 15 (площадь в августе 2021 г. – 10,8 и 11,7 тыс. м² соответственно), образовавшиеся в 2016 и 2018 гг. и находящиеся в контакте с ледником.

Далее рассмотрим результаты анализа разновременной аэрокосмической информации на участки озёр Подкова, Северное Чунгурчат и Балык Южное. Особое внимание уделим процессам формирования подземных каналов стока. Динамика крупных озёр Среднее Бирджалы и Восточное Бирджалы (№ 10, 11), прорывы которых происходили в 2006 и 2003 гг., подробно охарактеризована в работах [8, 16–18].

Динамика оз. Подкова и формирование подземного канала стока. В работах [16, 17] представлены схемы формирования оз. Подкова с 2002 г., когда восточнее ещё существовало до 2010 г. оз. Среднее Бирджалы (№ 11 на рис. 1). В работе [18] отмечен факт падения уровня воды в оз. Подкова и прекращения поверхностного

стока в 2013 г. Подробный анализ фотографий с вертолётных облётов и космических снимков позволил установить особенности и длительность процесса формирования подземного канала стока. На рис. 2 показано развитие оз. Подкова (№ 12 на рис. 1) с 2006 г., когда из двух озёр, связанных между собой протокой, образовалось одно подковообразное, до 29 октября 2020 г. Наибольшая площадь оз. Подкова зафиксирована в 2011 г. – 29,2 тыс. м² (см. рис. 1, б), наименьшая – на зимнем снимке 15.02.2014 г. и на осеннем снимке 29.10.2020 г. – 2,5 тыс. м² (см. рис. 2, в, и). Как отмечено в работе [24], такая площадь озера зимой и поздней осенью показывает наличие каналов фильтрации воды из озера, по которым вода продолжает стекать, когда притока воды в озеро уже нет. В сентябре 2014 г. (см. рис. 2, з) площадь озера составляла 17,6 тыс. м². Уменьшение площади по сравнению с 2011 г. произошло в результате заноса котловины в южной части отложениями флювиогляциальных потоков и частичного прорыва в 2013 г. На рис. 3 показаны результаты исследования последствий прорыва озера в 2013 г. на основе анализа фотографий с вертолётных облётов и данных наземного обследования в 2016 г.

22 августа 2013 г. во время вертолётного облёта было зафиксировано падение уровня воды в оз. Подкова и прекращение поверхностного стока из него (см. рис. 3, б) при продолжавшемся значительном притоке воды в озёрную котловину. Во время облёта 10 сентября на склоне и у подножия моренного вала, ограничивающего озеро с запада, были обнаружены свежие эрозионные размывы и конус выноса. При этом береговая линия озера оставалась такой же, как и 22 августа. Площадь озера в результате падения уровня воды уменьшилась на 8,3 тыс. м² (площадь озера, занесённая отложениями флювиогляциальных потоков, не учитывалась). Объём воды, вытекшей из озера и проникшей внутрь моренного вала, составил около 48,4 тыс. м³ (вычислен по величине падения уровня воды около 2 м – см. рис. 3, з – и средней площади между значениями до и после прорыва – 24,2 тыс. м²). Скорее всего, объём был больше, так как до момента выхода воды на поверхность на внешней стороне моренного вала вода продолжала поступать в озеро и проникать внутрь вала через образовавшийся входной портал. Если учесть, что

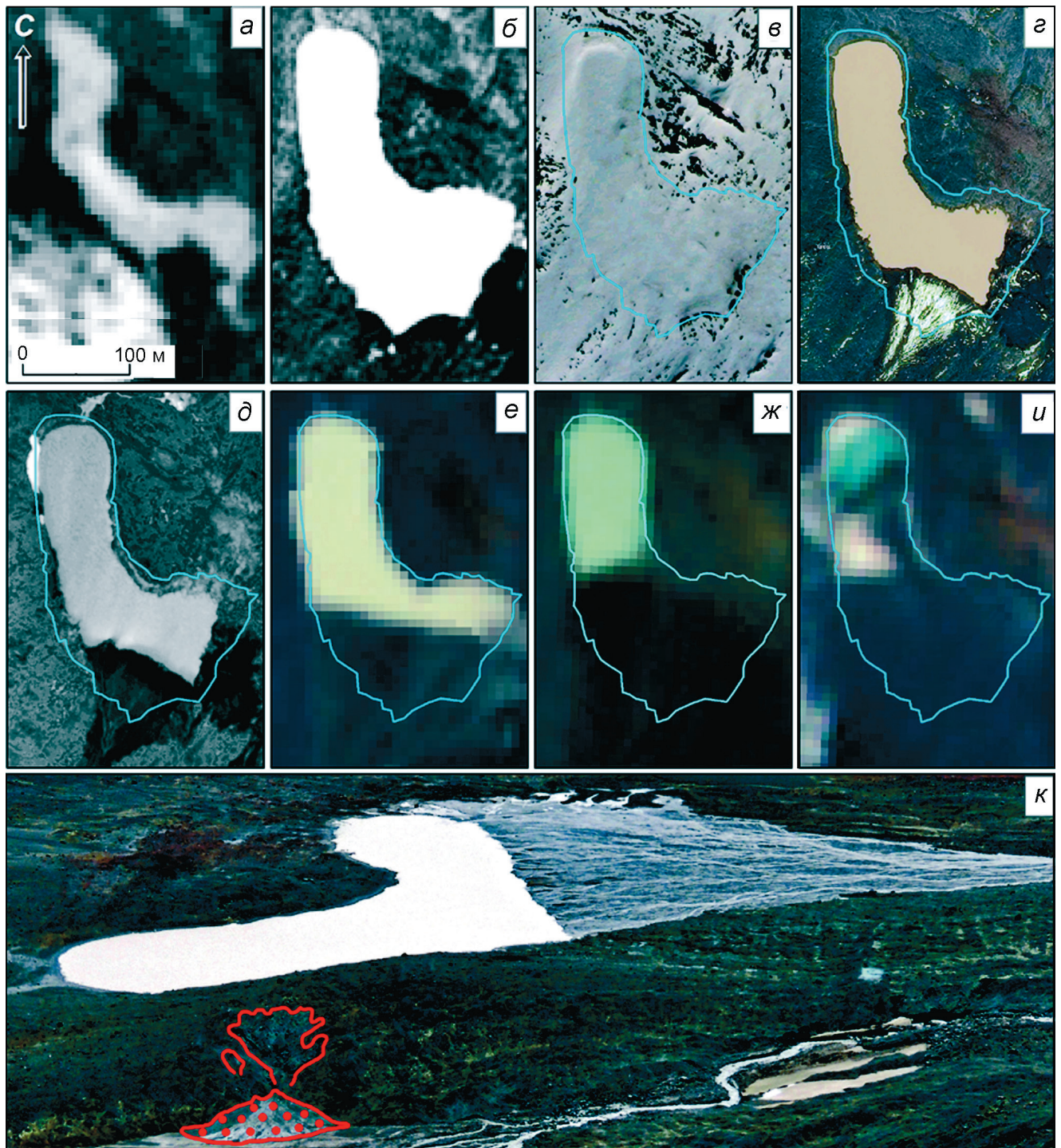


Рис. 2. Динамика озера Подкова.

Космоснимки: *а* – IRS-1C/1D 01.08.2006; *б* – SPOT 5 21.09.2011; *в* – Google Earth 15.02.2014; *г* – Yandex Maps 23.09.2014; *д* – Ресурс П 17.07.2016; *е* – Sentinel-2 24.07.2018; *ж* – Sentinel-2 23.06.2020; *и* – Sentinel-2 29.10.2020; *к* – вертолётный снимок М.Д. Докукина 10.07.2018 г. Красными контурами показаны эрозионно-оползневые ниши и селевые отложения, голубым контуром – границы озера 21.09.2011 г.

Fig. 2. Dynamics of Podkova Lake.

Space images: *a* – IRS-1C/1D 08/01/2006; *b* – SPOT 5 09/21/2011; *v* – Google Earth 02/15/2014; *g* – Yandex Maps 09/23/2014; *d* – Resource P 07/17/2016; *e* – Sentinel-2 07/24/2018; *zh* – Sentinel-2 06/23/2020, and Sentinel-2 10/29/2020; *u* – helicopter photo of M.D. Dokukin 10.07.2018. The red contours show erosion-landslide niches and mudflow deposits, the blue contour shows the lake boundaries on September 21, 2011

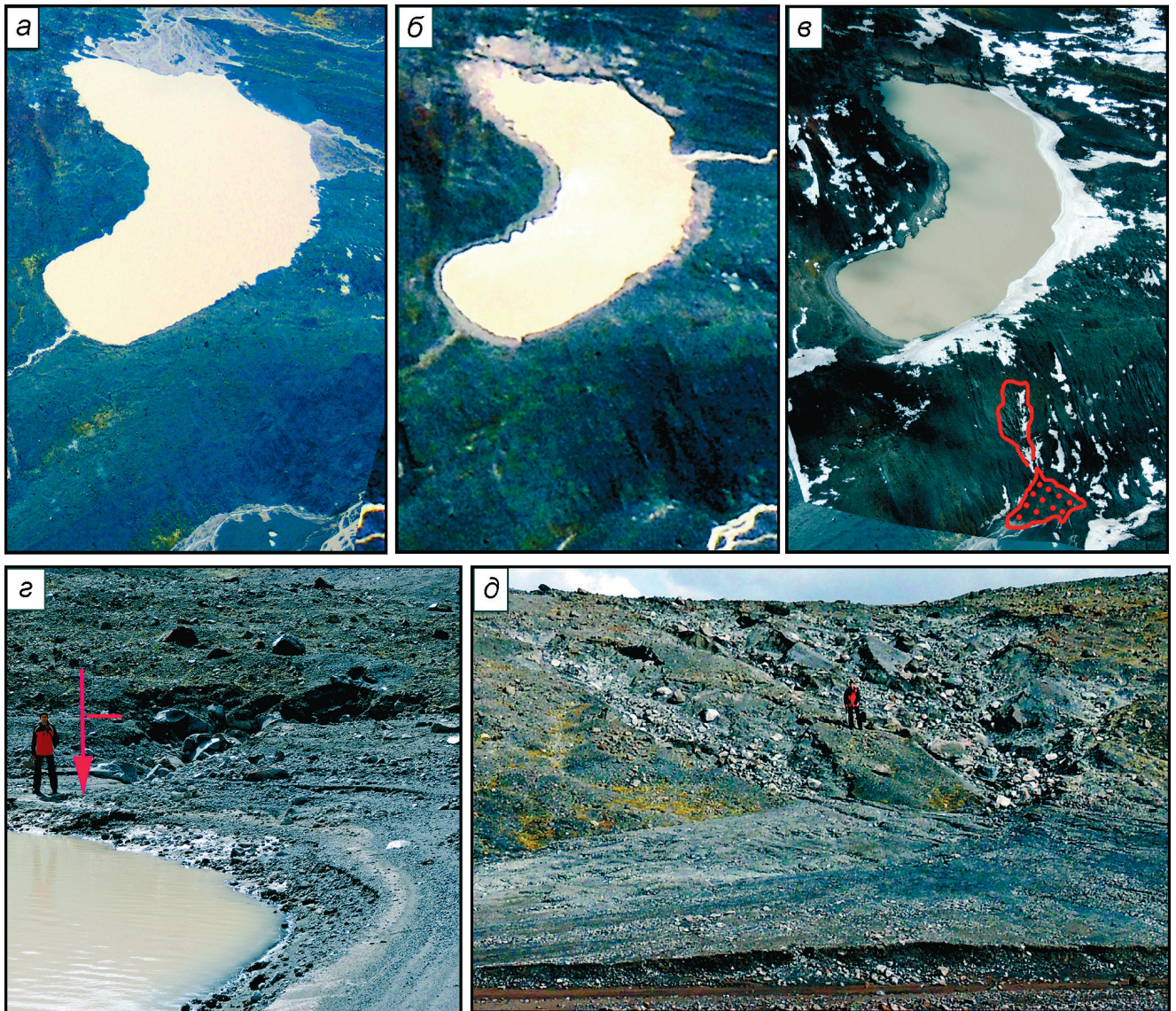


Рис. 3. Формирование подземного канала стока с озера Подкова.

Вертолётные снимки М.Д. Докукина: *а* – 01.08.2012 г.; *б* – 22.08.2013 г.; *в* – 10.09.2013 г. (красный контур – эрозионные размывы и отложения потоков из подземного канала стока); наземные фотографии М.Д. Докукина: *з* – 26.08.2016 г. (входной портал подземного канала стока, отметка на стрелке – уровень воды в озере до образования подземного канала); *д* – 26.08.2016 г. (участки выхода воды из подземного канала)

Fig. 3. Formation of an underground runoff channel from Podkova Lake.

Helicopter images of M.D. Dokukin: *a* – 08/01/2012; *b* – 08/22/2013; *v* – 09/10/2013 (red contour – erosive washouts and deposition of flows from the underground runoff channel); ground photographs of M.D. Dokukin: *z* – 08/26/2016 (entrance portal of the underground runoff channel, mark on the arrow – the water level in the lake before the formation of the underground channel); *d* – 08/26/2016 (sections of water outlet from the underground canal)

минимальное расстояние между входным и выходным порталами составляло около 70–80 м, можно сделать вывод, что сток воды шёл по нескольким подземным каналам при одном входном отверстии. Это подтверждается наличием серии рытвин на внешнем склоне моренного вала (см. рис. 3, *д*). Возможно также, что в мо-

ренном валу были и полости, которые заполнялись водой из озера перед тем, как она была сброшена через выходной портал.

У подножия вала образовался конус выноса площадью менее 1 тыс. м², сложенный в основном песчано-гравийным материалом. Так как на склоне в рытвинах в большом количестве

остался на месте и не был захвачен потоком глыбово-щебнистый материал, можно предполагать, что сечение подземных каналов стока воды из озера было небольшим, незначительными были и расходы сбрасываемой воды. Подземный канал стока оз. Подкова формировался около семи лет — с момента объединения небольших озёр, оставшихся от прорыва оз. Среднее Бирджалы в 2003 г. В дальнейшем режим стока воды из оз. Подкова по подземному каналу сохранялся, что показывают данные космоснимков: в июле 2016 г. площадь озера оставалась такой же, как и в 2014 г., отсутствовал и поверхностный сток из озера (см. рис. 2, д). В сентябре уровень воды в озере резко падал из-за уменьшения притока (данные космоснимков Sentinel-2). Аналогичная ситуация наблюдалась и в 2017 г., но в этот сезон был период резкого уменьшения площади озера в конце июля — начале августа. 8 августа 2017 г. уровень воды поднялся почти до отметок, какие были до прорыва в 2013 г. Это было связано с нестабильным режимом притока воды в озеро в результате развития гидрологической системы в массиве мёртвого льда у фронта ледника Бирджалычиран и изменения направления стока с него. В сентябре 2017 г. приток воды в озеро резко увеличился, одновременно возросло и поступление наносов. В результате на участке южного берега озера начал формироваться конус выноса. Этот процесс продолжился в 2018 г. (см. рис. 2, е, к), и к началу августа площадь озера уменьшилась до 8,3 тыс. м². Аналогичные размеры озера в летний период наблюдались в 2019–2021 гг., а площадь флювиального песчано-гравийного конуса выросла до 55 тыс. м² (по данным Sentinel-2). К концу октября ежегодно площадь озера уменьшалась до 2,5–3,0 тыс. м² (см. рис. 2, и).

Динамика оз. Северное Чунгурчат и его прорывы. На фрагментах аэрофотоснимков, представленных на рис. 4, показана динамика оз. Северное Чунгурчат и следы его прорывов с 1957 по 1987 г., а на вертолётных фотографиях — состояние котловины и русла ниже котловины в 1980 и 1981 гг. (см. рис. 4, ж, и). Для сравнения на всех фрагментах аэрофотоснимков показан контур озера с максимальной площадью в 1980 г. — 27,0 тыс. м². На аэрофотоснимке 1957 г. зафиксирован начальный этап формирования озера, когда его площадь составляла 7,8 тыс. м². Озеро

находилось на ледово-моренном массиве эллипсоидной формы с выраженным дугообразным фронтальным валом (уступом). Ледник к этому времени уже отступил от фронтального уступа на 750 м, протяжённость которого составляла более 100 м, а высота — около 30–40 м. Ниже уступа, почти вплотную к нему, находился ещё один вал, но к 1957 г. от него сохранилась одна лишь боковая дуга. Характер поверхности и динамика фронтального уступа указывают на значительную долю внутреннего льда, что позволило сформироваться подземному каналу стока воды из озера. Уровень воды в озере в 1970-х годах не был максимальным, а был несколько ниже, чем в 1957 г., что вместе со значительными изменениями в русле ниже уступа и на самом уступе свидетельствует о развитии подземного канала стока. К 1974 г. площадь озера увеличилась до 17,5 тыс. м² за счёт таяния мёртвых льдов, слагающих внутреннюю часть массива котловины.

На снимке 1974 г. (см. рис. 4, б) видны чёткие следы размывов, начинающиеся у подножия уступа. Они имеют вид широкой (до 48 м) поймы с обрывистыми невысокими берегами. Причиной формирования эрозионной поймы мог быть только прорыв оз. Северное Чунгурчат по подземному каналу, так как следы мощного водного потока начинаются у подножия плотины озера, а проран на теле плотины отсутствует. По сообщению местного чабана, в 1973 г. в районе минеральных источников проходил селевый поток, который, возможно, и был следствием прорыва озера. В августе 1980 г. зафиксирован подъём уровня воды в озере, вероятно, в результате блокирования подземного канала стока. Вода стала стекать из северо-восточной части озера по ложбине, между фронтальным уступом и склоном, что видно на фотографии, сделанной с вертолёта (см. рис. 4, ж). На аэрофотоснимке 1982 г. (точная дата неизвестна) видны следы прорыва озера, который произошёл в результате обрушения (оползания) блока морены в озеро в северо-восточной части (см. рис. 4, д). Ширина ниши отрыва оползня — 30 м. На аэрофотоснимке 1987 г. (см. рис. 4, е) озеро отсутствует и видны следы сброса воды из него с захватом значительной массы обломочного материала фронтального уступа (объёмом около 20–30 тыс. м³) с шириной эрозионно-оползневой ниши около 90 м. Ниже фронтального усту-

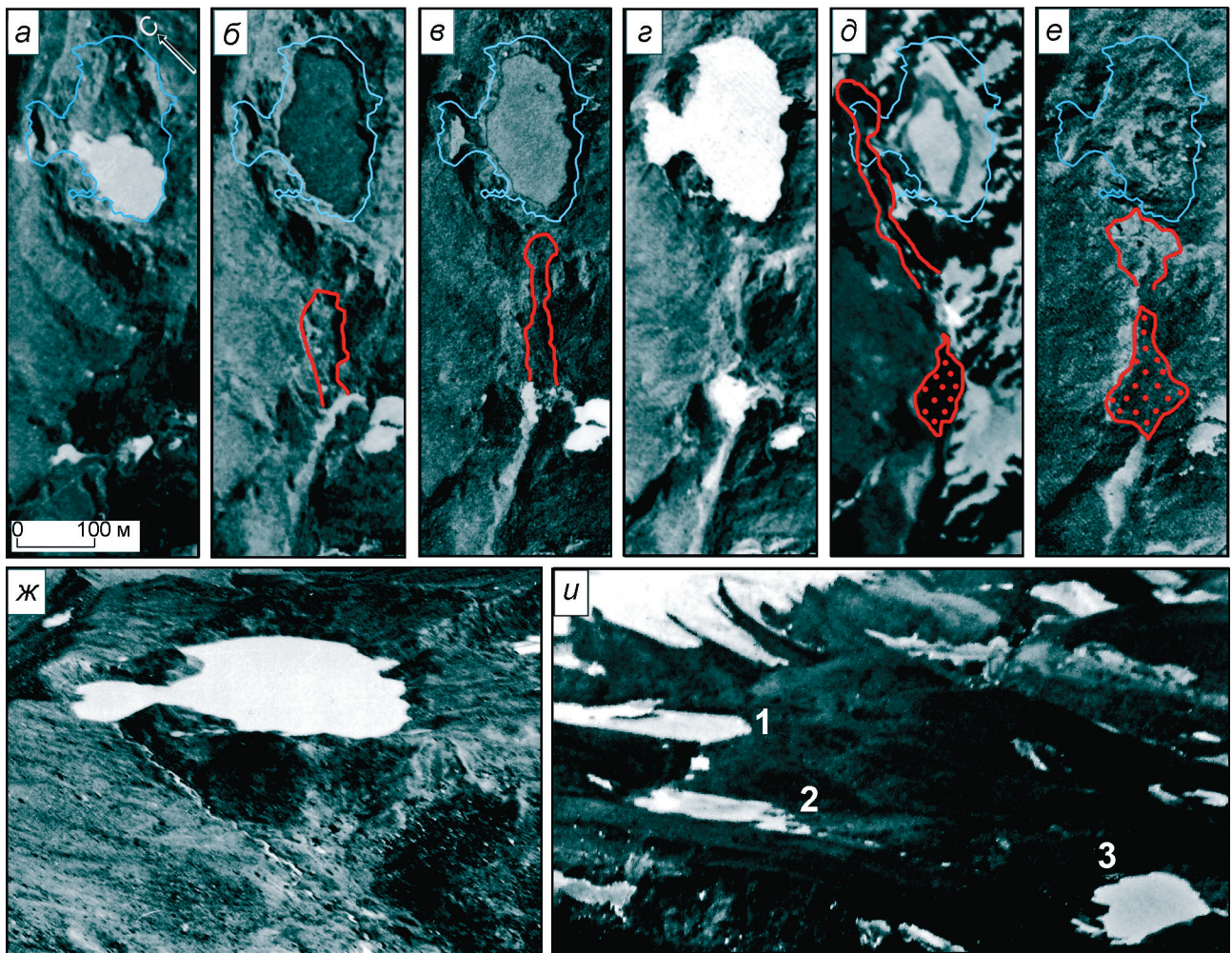


Рис. 4. Динамика озера Северное Чунгурчат.

Аэрофотоснимки: *а* – 22.08.1957 г.; *б* – 23.07.1974 г.; *в* – 09.08.1978 г.; *г* – 22.08.1980 г.; *д* – 1982 г.; *е* – 28.09.1987 г.; вертолётные фотографии: *ж* – Ю.Г. Ильичёва, 1980 г.; *и* – И.Б. Сейновой, 1981 г. (цифрами обозначены номера озёр на рис. 1). Красными линиями и контурами показаны эрозионные размывы (эрозионно-оползневые ниши) и селевые отложения, голубым контуром – границы озера 22.08.1980 г.

Fig. 4. Dynamics of Northern Chungurchat Lake.

Aerial photographs: *a* – 08/22/1957; *б* – 07/23/1974; *в* – 08/09/1978; *г* – 08/22/1980; *д* – 1982; *е* – 09/28/1987; helicopter photos: *ж* – Yu.G. Plyichev, 1980; *и* – I.B. Seinova, 1981 (the numbers show the numbers of the lakes in Fig. 1). Red lines and contours show erosive washouts (erosion-landslide niches) and debris flow deposits, blue contour – the boundaries of the lake on August 22, 1980

па образовался конус выноса селевых отложений площадью 10,5 тыс. м².

Анализ аэрофотоснимков показывает, что в 1970-х годах в русле ниже уступа практически отсутствовали отложения паводков и селевых потоков. Рыхлообломочные конусы выноса образовались в 1980-х годах, что можно объяснить постепенным уменьшением содержания льда в составе массива вала (уступа). В первые годы формирования подземные каналы прокладывались в ледяных линзах и прослоях. Постепенное вытаивание льда приводило к тому, что вода,

находя себе новые пути, проникала в рыхлообломочную толщу, обходя её. Последующие прорывы озёр сопровождались оползаниями увлажнённого грунта и отложением его в виде конусов на дне долины ниже уступа. При этом бровка уступа сохранилась как плотина озера, что указывает на подземные прорывы.

В работе [25] приводятся данные о сходах селей по р. Бирджалысу в 1983 и 1987 гг. На фрагменте аэрофотоснимка 1987 г. (см. рис. 4, *е*) следы прорыва и селевые отложения недостаточно чёткие, чтобы можно было считать датой про-

рыва 1987 г. Следовательно, подземный прорыв оз. Северное Чунгурчат мог быть причиной селя 1983 г. Начиная с 1987 г., на последующих снимках оз. Северное Чунгурчат отсутствует. Это, скорее всего, связано с прекращением поступления в котловину потоков воды с ледника после ухода его с возвышенного массива голоценового лавового потока. Существование бывшего канала притока воды в озеро с ледника хорошо видно на вертолётном снимке И.Б. Сейновой 1981 г. (см. рис. 4, и) по цепочке озёр: 1 – Северное Чунгурчат, 2 – Среднее Чунгурчат, 3 – Южное Чунгурчат (номера соответствуют схеме на рис. 1).

Динамика оз. Южное Чунгурчат и его прорыв. Оз. Южное Чунгурчат (№ 3 на рис. 1) формировалось на месте массива слившихся гряд срединных морен и основного языка ледника Чунгурчат в период 1974–1987 гг. Оно быстро заполнило понижение в рельефе поверхности лавового потока после отступления ледника и постепенно увеличивалось к югу за счёт таяния ледяных гряд. С 1980 по 1987 г. граница массива срединных гряд отступила на 160 м и площадь оз. Южное Чунгурчат достигла максимума – 35,7 тыс. м². В 1988 г. поверхность этого массива была выше уровня озера (данные вертолётного облёта). При этом уровень озера не поднимался, а перелива воды не было, так как в северном направлении из него был постоянный поверхностный сток, что видно на фотографии 1981 г. (см. рис. 4, и).

Перелив воды из озера по поверхности массива срединных морен начался в тот момент, когда в результате таяния льда поверхность массива стала ниже, чем участок истока воды из озера в северной его части. По данным космоснимков Landsat-5 это произошло в 1993 г. (на снимках 15 июля и 1 сентября 1993 г. существовало небольшое остаточное озеро), когда по р. Бирджалы-Су был зафиксирован сход селя [9, 11, 25]. Сравнение аэрофотоснимков 1987 и 1997 гг. показало, что вода устремилась в понижение между массивом срединных морен и склоном. Несмотря на то, что уклон русла ниже озера был невелик (0,10–0,11), ниже в главном русле р. Бирджалы-Су заметны изменения, что говорит об эрозионной деятельности потока (прорывного паводка).

В последующие годы в котловине оз. Южное Чунгурчат ежегодно весной и в начале лета образуется озеро за счёт таяния снега и мёртво-

го льда. Его максимальная площадь составляет 8,1 тыс. м². В конце лета и осенью озеро прекращает существование в результате того, что фильтрационный сток в дно котловины превышает приток в него, как это обычно происходит у озёр с наличием подземного канала стока [24].

Динамика оз. Балык Южное и его подземные прорывы. Оз. Балык Южное (№ 19 на рис. 1) расположено в левой части тыловой зоны каменного глетчера, который выходит из цирка под горой Балыксубаши высотой 3932 м. Оно существовало до 1957 г. и по данным аэрофотоснимков имело площадь около 2,0–2,2 тыс. м² (рис. 5, д, е). Ниже оз. Балык Южное на боковом уступе каменного глетчера на аэрофотоснимках 1978 г. и вертолётном снимке 1988 г. обнаружены следы оползаний и селевых потоков, аккумуляция материала которых произошла у подножия уступа на площади до 12 тыс. м² (см. рис. 5, б, з). Ниже этого конуса в русле р. Кара-Кая-Су селепроявлений не зафиксировано. Таким образом, по долине селевой поток не проходил. Эти явления можно интерпретировать как следствие процесса формирования подземного канала стока из озера. Обычные оползни на откосах без участия водных потоков не формируют таких масштабных конусов выноса. В последующие годы значительных изменений на уступе каменного глетчера не происходило (см. рис. 5, в). Это указывает на то, что подземный канал стока из озера сформировался и сопутствующих данному процессу явлений в дальнейшем не было.

На аэрофотоснимке 1997 г. светлая кайма у границ оз. Балык Южное показывает, что в 1987–1997 гг. его площадь достигала больших размеров (см. рис. 5, е). В результате просмотра космоснимков Sentinel-2 за период 2015–2021 гг. выявлена особенность динамики оз. Балык Южное – максимальные площади озера (до 3,7–4,0 тыс. м²) летом и постепенное исчезновение озера во второй половине сентября – октябре. В некоторые годы максимум площади озера наблюдался в середине сентября (см. рис. 5, ж).

В работе [26] отмечено, что подземные каналы стока в массивах каменных глетчеров могут достигать длины 1,5 км, а в результате прорывов озёр по подземным каналам в каменных глетчерах сходили катастрофические сели. В случае оз. Балык Южное длина подземного канала составляет 160 м. Канал образовался не по оси ка-

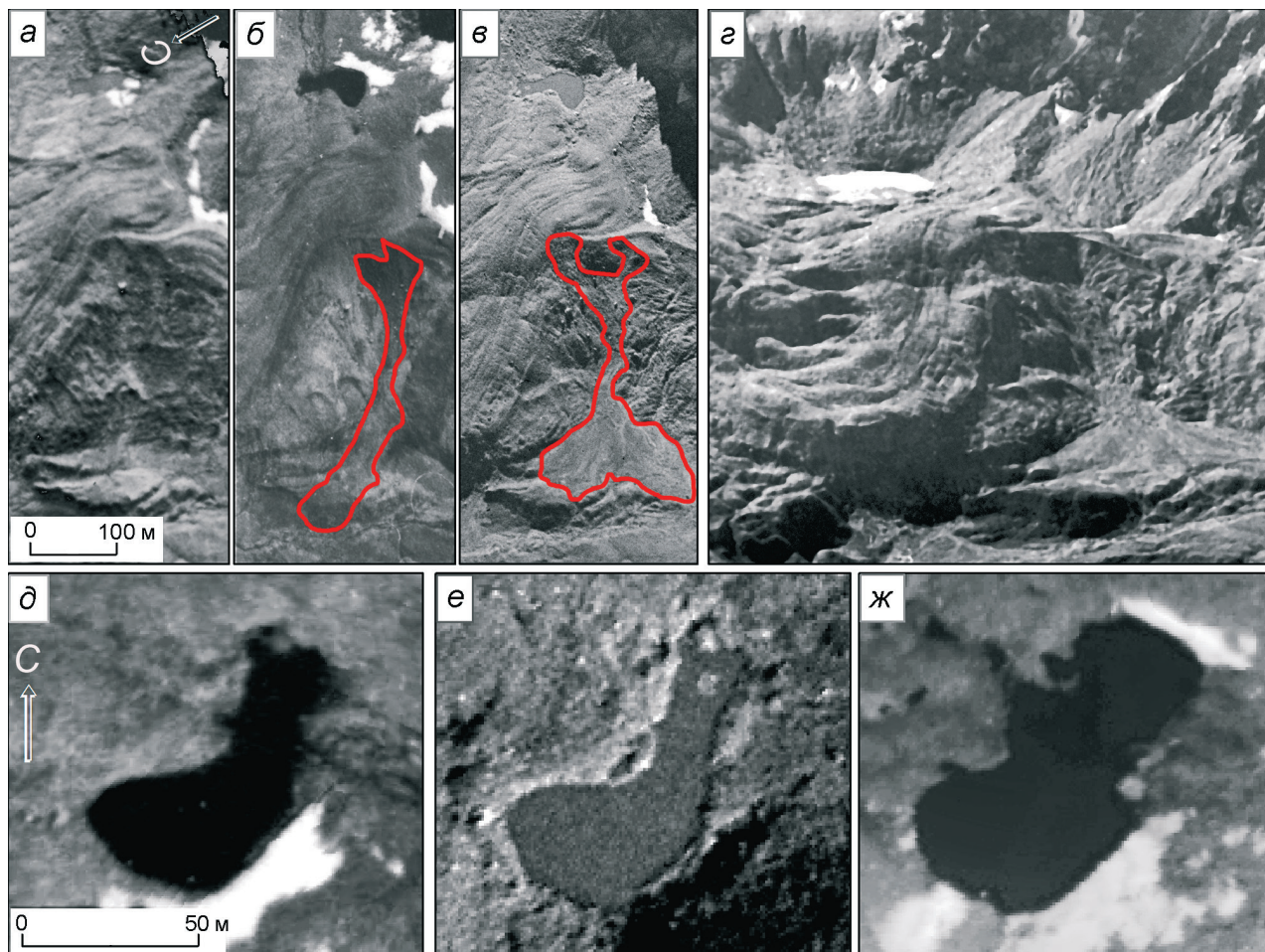


Рис. 5. Озеро Балык Южное и его подземные прорывы:

а – аэрофотоснимок 22.08.1957 г.; *б* – аэрофотоснимок 09.08.1978 г.; *в* – аэрофотоснимок 1997 г.; *г* – вертолётный снимок М.Д. Докукина, 1988 г.; *д* – аэрофотоснимок 09.08.1978 г.; *е* – аэрофотоснимок 1997 г.; *ж* – космоснимок Канопус В4 от 14.09.2020 г. Красные контуры – участки оползания на уступе каменного глетчера и селевых отложений

Fig. 5. Balyk South Lake and its underground breakthroughs:

a – aerial photograph of 08/22/1957; *b* – aerial photograph of 08/09/1978; *v* – aerial photograph of 1997; *г* – helicopter photograph of M.D. Dokukin, 1988; *d* – aerial photograph of 08/09/1978; *e* – aerial photograph of 1997; *ж* – satellite image of Kano-pus V4 dated September 14, 2020. Red outlines – areas of landslide on the rock glacier ledge and debris flows

менного глетчера, где наблюдается медленное его движение, а в боковом направлении – через стабильную часть каменного глетчера, что обусловило стабильный режим озера в течение последних двух десятилетий.

Обсуждение результатов и выводы

В результате анализа разновременной аэрокосмической и картографической информации, а также полевых наблюдений получены данные о динамике ледниковых озёр, образовавшихся в ходе отступления ледника Джикиуганкез. Боль-

шое число сформировавшихся озёр обусловлено тем, что ледник ранее покрывал поверхность голоценового лавового потока, в рельефе которого было много поперечных валов и углублений между ними. Отступая, язык ледника разделялся на несколько ответвлений и перекрывал выход воды из углублений (котловин) как самим телом, так и оставшимися ледяными грядами срединных морен. В этих углублениях возникали озёра, подпруженные ледяными и ледово-каменными плотинами, что способствовало дальнейшей деградации плотин и прорывам озёр.

Основным механизмом прорывов озёр, особенно крупных (№ 10, 11 на рис. 1), был пере-

лив через ледяную грядку с её размывом. Всего таких прорывов озёр было четыре (1993 г. — Южное Чунгурчат, 1999 г. — Аристова, 2003 г. — Среднее Бирджалы, 2006 г. — Восточное Бирджалы). Практически во всех случаях были паводки и селевые потоки. При таком механизме есть возможность спрогнозировать прорыв, что и было сделано для оз. Восточное Бирджалы в 2006 г. [8]. Кроме прорывов озёр переливом через ледяную грядку возможны и подлёдные прорывы. Такой вывод был сделан по прорыву оз. Северное Бирджалы 1, так как на аэрофотоснимках 1974 г. озера уже не было, а приток воды в котловину происходил, но целостность ледяной гряды, ограничивающей озеро с востока, не была нарушена.

Сложнее одновременно определить место и время подземного прорыва озера, так как подземный канал формируется незаметно. Поэтому очень важно отслеживать эволюцию озёр, испытавших такие прорывы, с момента их формирования. Кроме того, следует учитывать, что объём сбрасываемой из озера воды при подземном прорыве может быть меньше, чем объём воды, аккумулированной в полостях моренного вала или массива, ограничивающего озеро. В связи с этим необходимо наблюдать за состоянием плотины озера и изучать её состав (примерное количество льда), поскольку от этого зависит расход селевого или паводочного потока при прорыве. Подземный прорыв по образовавшемуся каналу в теле линзы льда приведёт к сбросу водной массы почти без твёрдой составляющей, как это происходило в 1970-х годах на участке плотины оз. Северное Чунгурчат. Если же вода фильтруется из озера в тело плотины, то происходит обводнение больших объёмов грунта и при прорыве озера формируется грязекаменный селевой поток, как это было в случае оз. Северное Чунгурчат предположительно в 1983 г. Подобные процессы происходят при прорывах озёр по подземным каналам в каменных глетчерах, где потоком с озера захватывается значительный объём грунта фронтального уступа. В этих случаях опасны даже незначительные по объёму озёра, подобные оз. Балык Южное площадью до 4 тыс. м². При блокировке подземного канала стока площадь таких озёр может многократно увеличиваться. Прорывом озера в верховьях р. Каргалинка был вызван катастрофический се-

левой поток в 2015 г., принёсший разрушения в г. Алматы. До и после прорыва озеро имело площадь менее 4 тыс. м² (по данным космоснимков Google Earth 2012 и 2016 гг.), а в момент прорыва — 77,2 тыс. м² [26].

Пример оз. Подкова показывает, что подземный канал стока в массиве моренного вала может формироваться довольно быстро (около семи лет после образования озера), а в итоге не привести к сходу значительного селевого потока. Возможно, это связано с тем, что внешний склон моренного вала был более плотным, чем внутренний, обращённый к озеру. Кроме рассмотренных механизмов зафиксирован и механизм прорыва в результате сползания (обрушения) моренных масс в озеро, как это было на оз. Северное Чунгурчат (см. рис. 4, д). Подобный прорыв озера в результате схода оползня произошёл в 2020 г. в Тибете [2].

В процессе эволюции ледниковых озёр у ледника Джикиуганкез иногда резко менялся их гидрологический режим в результате перестраивания направления потоков талых ледниковых вод. После прорыва оз. Восточное Бирджалы в 2006 г. сток с ледника Бирджалычиран перестал поступать в оз. Северное Бирджалы 2, и оно из-за малой площади водосбора перестало быть прорывоопасным, хотя имеет максимальную из всех озёр у ледника Джикиуганкез площадь. Динамика оз. Северное Бирджалы 2 в настоящее время в основном зависит от объёма снежников, накопившихся за зиму. Площадь озера в 2021 г. по сравнению с 2020 г. увеличивалась на фоне трёхкратного превышения площади метелевых снежников в котловине во второй половине июня. В 2017 г. резко вырос приток воды в оз. Подкова в результате изменения направления потока талых вод с ледника, что привело к быстрому заносу котловины озера флювиогляциальными отложениями и уменьшению площади озера. Прекращение притока воды с ледника привело к исчезновению озёр Северное и Среднее Чунгурчат.

В последние годы появились новые озёра: № 14 — Юго-Западное Бирджалы и № 15 — Южное Бирджалы. Последнее озеро имеет потенциал прорыва, так как оно подпружено ледником и, возможно, будет увеличиваться в размерах. По данным [27], на участке существующего языка ледника Чунгурчатчиран (Джики-

уганкез) в коренном ложе обнаружены участки переуглублений, на которых возможно формирование крупных озёр в массивах мёртвых льдов с максимальной глубиной до 40 м. В связи с тем, что последствия от прорывов крупных озёр могут наблюдаться на расстоянии более 40 км ниже по течению от источника, мы продолжим дальнейшие исследования озёр в этом районе.

Благодарности. Работа выполнена по Плану научно-исследовательских и технологических работ научно-исследовательских учреждений Росгидромета в рамках темы 6.3.2 АААА-А20-120031990040-7 и Государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова по теме 1.7 «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4). Авторы выражают благодарность Главному управлению МЧС России по Кабардино-Балкарской Республике за предоставление вертолёта для проведения аэровизуальных обследований и проведения экспедиции в 2016 г., ГК «СКАНЭКС» за предоставление космоснимков, Научно-исследовательскому центру космической гидрометеорологии «Планета» за предоставление космоснимков, Ю.Г. Ильичёву

и И.Б. Сейновой за предоставление фотографий с вертолётных облётов в 1980 и 1981 гг. Авторы благодарны А.С. Борониной и анонимному рецензенту за критические комментарии и ценные замечания, сделанные в процессе подготовки статьи.

Acknowledgments. The work was carried out according to the Plan of research and technological work of Roshydromet research institutions within the framework of topic 6.3.2 АААА-А20-120031990040-7 and the state assignment of the Lomonosov Moscow State University on topic 1.7 «Danger and risk of natural processes and phenomena» (121051300175-4). The authors express their gratitude to the Main Directorate of the EMERCOM of Russia in the Kabardino-Balkarian Republic for providing a helicopter for conducting aerovisual surveys and conducting an expedition in 2016, SCANEX Group for providing space images, Research Center of Space Hydrometeorology Planeta for providing space images, Yu.G. Ilyichev and I.B. Seinova for providing photographs from helicopter flights in 1980 and 1981. The authors are grateful to A.S. Boronina and anonymous referee for critical comments and valuable remarks made during the preparation of the article.

Литература

1. *Emmer A.* GLOFs in the WOS: bibliometrics, geographies and global trends of research on glacial lake outburst floods (Web of Science, 1979–2016) // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2018. V. 18. P. 813–827. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-813-2018>.
2. *Zheng G., Mergili M., Emmer A., Allen S., Bao A., Guo H., Stoffel M.* The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment // *The Cryosphere.* 2021. V. 15. Is. 7. P. 3159–3180. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>.
3. *Vilca O., Mergili M., Emmer A., Frey H., Huggel C.* The 2020 glacial lake outburst flood process chain at Lake Salkantaycocha (Cordillera Vilcabamba, Peru) // *Landslides.* 2021. V. 18. P. 2211–2223. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01670-0>.
4. *Mergili M., Pudasaini S.P., Emmer A., Fischer J.-T., Cochachin A., Frey H.* Reconstruction of the 1941 GLOF process chain at Lake Palcacocha (Cordillera Blanca, Peru) // *Hydrol. Earth Syst.* 2020. V. 24. P. 93–114. <https://doi.org/10.5194/hess-24-93-2020>.
5. *Allen S.K., Rastner P., Arora M., Huggel C., Stoffel M.* Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition // *Landslides.* 2016. V. 13. P. 1479–1491. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0584-3>.

References

1. *Emmer A.* GLOFs in the WOS: bibliometrics, geographies and global trends of research on glacial lake outburst floods (Web of Science, 1979–2016). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2018, 18: 813–827. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-813-2018>.
2. *Zheng G., Mergili M., Emmer A., Allen S., Bao A., Guo H., Stoffel M.* The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere.* 2021, 15 (7): 3159–3180. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>.
3. *Vilca O., Mergili M., Emmer A., Frey H., Huggel C.* The 2020 glacial lake outburst flood process chain at Lake Salkantaycocha (Cordillera Vilcabamba, Peru). *Landslides.* 2021, 18: 2211–2223. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01670-0>.
4. *Mergili M., Pudasaini S.P., Emmer A., Fischer J.-T., Cochachin A., Frey H.* Reconstruction of the 1941 GLOF process chain at Lake Palcacocha (Cordillera Blanca, Peru). *Hydrol. Earth Syst.* 2020, 24: 93–114. <https://doi.org/10.5194/hess-24-93-2020>.
5. *Allen S.K., Rastner P., Arora M., Huggel C., Stoffel M.* Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. *Landslides.* 2016, 13: 1479–1491. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0584-3>.
6. *Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Alejnikov A.A., Bekkiev M.Yu., Viskhadzheva K.S., Dokukin M.D., Kalov R.KH., Kidyayeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M.* The outburst of

6. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80. [http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(70-80\)](http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80)).
7. Герасимов А. О прорыве ледникового озера на NO склоне Эльбруса // Изв. Геологич. Комитета. 1909. Т. 28. № 7. С. 156–160.
8. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Сейнова И.Б., Крыленко И.В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 года: прогноз, события и последствия // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 225–229.
9. Ефремов Ю.В., Ильичёв Ю.Г., Николайчук А.В. Динамика современного оледенения и селевых процессов на северных склонах г. Эльбрус в истоках Малки // Тр. Всерос. конф. по селям. 26–28 октября 2005 г. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. С. 210–220.
10. Черноморец С.С., Тутубалина О.В. Селеопасные ледниковые озёра как фактор угрозы при строительстве (на примере Северного Приэльбрусья) // Тр. Всерос. конф. по селям. 26–28 октября 2005 г. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. С. 202–207.
11. Хаджиев М.М. Селевая опасность в верховьях бассейна р. Малки (Жылысу) // Тр. Всерос. конф. по селям. 26–28 октября 2005 г. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. С. 368–373.
12. Черноморец С.С., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Шахмина М.С., Эванс С.Дж. Ледниковые озера на Кавказе: опасность прорывов и опыт прогноза // Снежные лавины, сели и оценка риска. 2009. Вып. 2. С. 84–94.
13. Запорожченко Э.В. Селевые потоки по рр. Кара-Кая-Су и Бирджалы-Су в Кабардино-Балкарской Республике: сравнительный анализ прошлой и новейшей истории // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2008. Т. 8. № 2. С. 27–33.
14. Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С. Колебания уровня воды в горных ледниковых озёрах Приэльбрусья // ГеоРиск. 2013. № 3. С. 20–27.
15. Кидяева В.М. Оценка потенциальной опасности при прорывах горных озёр. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2014. 239 с.
16. Багов Аз.М., Докукин М.Д., Савернюк Е.А. Особенности деградации ледников Бирджалычиран и Чунгурчатчиран северо-восточного подножия Эльбруса и эволюция приледниковых озёр за 50 лет // Материалы междунар. науч. конф. «Гляциология в начале XXI века». Москва, 15–16 октября 2009 г. М.: Университетская книга, 2009. С. 156–161.
17. Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В. О перестройке гидрографической сети се-
Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Earth's Cryosphere*. 2018, 2 (22): 61–70. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-2(61-70).
7. Gerasimov A. On the breakthrough of a glacial lake on the NO slope of Elbrus. *Izv. Geologich. Komiteta. Proc. of the Geological Committee*. 1909, 28 (7): 156–160. [In Russian].
8. Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Sejnova I.B., Krylenko I.V. Breakthrough of a glacial lake on the northeastern slope of Elbrus August 11, 2006: Forecast, Event and Consequences. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2007, 102: 225–229. [In Russian].
9. Efremov Yu.V., Il'ichev Yu.G., Nikolaichuk A.V. Dynamics of modern glaciation and mudflow processes on the northern slopes of Elbrus in the headwaters of Malka. *Trudy Vserossiiskoi konferentsii po selyam. 26–28 oktyabrya 2005 g. Proc. of the All-Russian conf. on mudflows. October 26–28, 2005*. Moscow: LKI Publishing House, 2007: 210–220. [In Russian].
10. Chernomorets S.S., Tutubalina O.V. Mudflow hazardous glacial lakes as a threat factor during construction (on the example of the Northern Elbrus region). *Trudy Vserossiiskoi konferentsii po selyam. 26–28 oktyabrya 2005 g. Proc. of the All-Russian conf. on mudflows. October 26–28, 2005*. Moscow: LKI Publishing House, 2007: 202–207. [In Russian].
11. Khadzhiyev M.M. Mudflow hazard in the upper reaches of the Malka River (Zhylysu). *Trudy Vserossiiskoi konferentsii po selyam. 26–28 oktyabrya 2005 g. Proc. of the All-Russian conf. on mudflows. October 26–28, 2005*. Moscow: LKI Publishing House, 2007: 368–373. [In Russian].
12. Chernomorets S.S., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Shakhmina M.S., Evans S.G. Glacial lakes in the Caucasus: the danger of outbursts and the experience of forecasting. *Snezhnye laviny, seli i otsenka riska. Snow avalanches, mudflows, and risk assessment*. 2009, 2: 84–94. [In Russian].
13. Zaporozhchenko E.V. Mudflows along the Kara-Kaya-Su and Birjaly-Su rivers in the Kabardino-Balkarian Republic: a comparative analysis of past and recent history. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center*. 2008, 8 (2): 27–33. [In Russian].
14. Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Krylenko I.V., Petrakov D.A., Chernomorets S.S. Fluctuations in the water level in mountain glacial lakes in the Elbrus region. *GeoRisk. GeoRisk World*. 2013, 3: 20–27. [In Russian].
15. Kidyayeva V.M. Assessment of the potential hazard in case of outburst of mountain lakes. *Dissertatsiya na soiskanie uchenoi stepeni kandidata geograficheskikh nauk. Degree thesis*. Moscow: MSU, 2014: 239 p. [In Russian].
16. Bagov Az.M., Dokukin M.D., Savernyuk E.A. Features of degradation of the Birdzhalychiran and Chungurchatchiran glaciers of the northeastern foot of Elbrus and the evolution of periglacial lakes over 50 years. *Materialy mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii «Glyatsiologiya v nachale XXI veka»*. Moskva, 15–16 oktyabrya 2009 g. Materials of the intern. scientific conf. «Glaciology at the beginning of the XXI century». Moscow, October 15–16, 2009. Moscow: University book, 2009: 156–161. [In Russian].
17. Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V. Reconstruction of the hydrographic network

- веро-восточного подножия Эльбруса (бассейны рек Бирджалы-Су и Кара-Кая-Су) // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 23–30.
18. Докукин М.Д. Современная динамика (2011–2013 гг.) озёрно-ледникового комплекса северо-восточного подножия Эльбруса (результаты аэрокосмического мониторинга) // Материалы I Междунар. науч. конф. «Развитие регионов в XXI веке». Часть I. 31 октября – 2 ноября 2013 г. Владикавказ: ИПЦ СОГУ, 2013. С. 190–195.
 19. Калов Х.М., Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Атакуев Ж.К., Хаткутов А.В. Комплексный мониторинг динамики ледников Эльбруса // Устойчивое развитие: проблемы, концепции, модели. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 75-летию председателя ФГБНУ «Федеральный научный центр «Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук», д-ра техн. наук, профессора П.М. Иванова. Нальчик: 2017. С. 156–159.
 20. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.А., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
 21. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*, 2019. V. 7. Article 153. P. 1–16. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>.
 22. Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Ташилова А.А. Современная деградация долинных ледников Центрального Кавказа // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2021. Т. 8. № 3. С. 113–141. doi: 10.21513/2410-8758-2021-3-113-141.
 23. Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 5. Бассейны рек Малки. Баксана. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 146 с.
 24. Докукин М.Д., Шагин С.И. Особенности динамики ледниковых озёр с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // *Криосфера Земли*. 2014. Т. XVIII. № 2. С. 47–56.
 25. Богаченко Е.М., Ильичёв Ю.И., Зимницкий А.В. Исследование гляциальных озёр Приэльбрусья на предмет их потенциальной селевой опасности // *Тр. Всерос. конф. по селям 26–28 октября 2005 г.* М.: Изд-во ЛКИ, 2007. С. 175–181.
 26. Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Каменные глетчеры – очаги формирования катастрофических селей // *ГеоРиск*. 2020. Т. XIV. № 2. С. 52–65. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2020-14-2-52-65>.
 27. Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>.
 - of the northeastern foot of Elbrus (basins of the Birjalı-Su and Kara-Kaya-Su rivers). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 23–30. [In Russian].
 18. Dokukin M.D. Modern dynamics (2011–2013) of the glacial-lake complex of the northeastern foot of Elbrus (results of aerospace monitoring). *Materialy Pervoi Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii «Razvitie regionov v XXI veke»*. Chast' I. 31 oktyabrya – 2 noyabrya 2013 g. Materials of the I Intern. Scientific Conf. «Development of Regions in the XXI Century». Part I. October 31 – November 2, 2013. Vladikavkaz: IPC SOGU, 2013: 190–195. [In Russian].
 19. Kalov KH.M., Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.KH., Atakuev ZH.K., Khatkutov A.V. Complex monitoring of the dynamics of the Elbrus glaciers. *Ustoichivoe razvitie: problemy, kontseptsii, modeli. Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchennoi 75-letiyu predsedatelya FGBNU professora P.M. Ivanova. Sustainable development: problems, concepts, models*. Materials of the All-Russian conf. with intern.l participation dedicated to the 75th anniversary of the chairman of the Kabardino-Balkarian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences Professor P.M. Ivanov. Nalchik: Publishing House KBSC RAS, 2017: 156–159. [In Russian].
 20. Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Murav'ev A.Ya., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. *Sovremennye izmeneniya lednikov gornykh raionov Rossii*. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].
 21. Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers From 1997 to 2017. *Frontiers in Earth Science*, 2019, 7 (153): 1–16. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>.
 22. Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.KH., Tashilova A.A. Modern degradation of valley glaciers in the Central Caucasus. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2021, 8 (3): 113–141. [In Russian]. Doi: 10.21513/2410-8758-2021-3-113-141.
 23. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 8. Pt. 5. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 146 p. [In Russian].
 24. Dokukin M.D., Shagin S.I. The specific features of the behavior of glacial lakes with underground drain channels (analysis of multi temporal aerospace information). *Earth's cryosphere*. 2014, XVIII (2): 41–50.
 25. Bogachenko E.M., Ilichev Yu.I., Zimnitskii A.V. Study of glacial lakes in the Elbrus region for their potential mudflow hazard. *Trudy Vserossiiskoi konferentsii po selyam: 26–28 oktyabrya 2005 g.* Proc. of the All-Russian conf. on mudflows: October 26–28, 2005. Moscow: LKI Publishing House, 2007: 175–181. [In Russian].
 26. Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.KH., Savernyuk E.A., Chernomoretz S.S. Rock glaciers as origination sites of the catastrophic debris flows. *GeoRisk*. *GeoRisk World*. 2020, XIV (2): 52–65. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2020-14-2-52-65>. [In Russian].
 27. Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (3): 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 556.124.001.572

doi: 10.31857/S2076673422010116, EDN: KWGIAD

Математико-геоинформационное моделирование процесса снеготаяния на речных водосборах Прикамья

© 2022 г. В.Г. Калинин*, А.А. Шайдулина, В.С. Русаков, М.А. Фасахов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

*vgkalinin@gmail.com

Mathematical and geoinformation modeling of snowmelt process in the river drainage basins of the Kama region

V.G. Kalinin*, A.A. Shaydulina, V.S. Rusakov, M.A. Fasakhov

Perm State University, Perm, Russia

*vgkalinin@gmail.com

Received August 5, 2021 / Revised December 7, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *snow melting, GIS-technologies, modeling of the snow spatial distribution.*

Summary

The paper studies the patterns and snowmelt regime on the case of several river catchments of the Kama Region. Based on the temperature coefficient method, detailed digital maps and GIS-technologies, a model of spring snow melting has been developed. This model makes it possible to take into account the spatial distribution of meteorological information, features of the relief and soil-vegetation cover more accurately. The estimation of the slope aspect influence on the spring snow melting processes by means of correction coefficients and the technique of determining their optimal values is proposed. A method for verifying the results of calculations of the snow cover spatial distribution based on space monitoring data is proposed. To perform a quantitative comparison of model maps with interpreted images, the choice of the value of the fraction of remaining snow in each cell of the map (information on the presence or absence of snow cover) was justified. If the value of fraction ≥ 0.5 , then 1 is assigned – snow is present, if < 0.5 , then 0 is assigned – no snow. The simulation results of snow melting for the Kosa–Kosa catchment area during the spring periods of 2004, 2010 and 2015 showed that the average overlap of snow-covered area on the model maps and decoded satellite images is 73.67%. Validation of the proposed snowmelt model was carried out in the Kama–Gainy and the Vishera–Ryabinino catchments. The average overlap area between the model maps and interpreted satellite images was 72.56 and 88.56%, respectively.

Citation: Kalinin V.G., Shaydulina A.A., Rusakov V.S., Fasakhov M.A. Mathematical and geoinformation modeling of snowmelt process in the river drainage basins of the Kama region. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1):63–74. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010116.

Поступила 5 августа 2021 г. / После доработки 7 декабря 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *снеготаяние, ГИС-технологии, моделирование пространственного распределения снежного покрова.*

На основе метода температурных коэффициентов, использования детальных цифровых карт и ГИС-технологий разработана модель весеннего снеготаяния, которая позволяет с большей точностью учитывать пространственное распределение метеорологической информации, особенности рельефа и почвенно-растительного покрова. Оценено влияние экспозиции склонов на процессы весеннего снеготаяния с помощью использования поправочных коэффициентов, разработана также методика определения их оптимальных значений. Предложен метод верификации и валидации расчётов пространственного распределения снежного покрова с использованием данных космического мониторинга.

Введение

Расчёты снеготаяния на речных водосборах лежат в основе практически всех моделей формирования стока весеннего половодья [1]. Поэтому поиск новых методов и технологий, по-

зволяющих повысить качество этих расчётов, достаточно актуален. К основным методам расчёта снеготаяния относятся:

1) метод водного баланса, заключающийся в расчёте слоя воды, образовавшейся за период между снегосъёмками; недостатки данного ме-

тогда — его трудоёмкость и невозможность применения к малым промежуткам времени [2];

2) метод теплового баланса, в основе которого лежит расчёт общего притока тепла на водосбор в период снеготаяния за счёт солнечной радиации, теплообмена с атмосферой и почвой, процессов испарения и конденсации [3];

3) метод Е.Г. Попова [4], основанный на применении интегральных показателей интенсивности снеготаяния (температура воздуха и скорость ветра); применяется для адвективных весенних условий (пасмурная погода, температура воздуха выше 0 °С, отсутствие прямой солнечной радиации) и не подходит для расчётов на малых водосборах;

4) метод температурных коэффициентов [5], отражающих физико-географические условия речных бассейнов; основан на предположении о линейной связи между количеством стаявшей воды и приземной температурой воздуха. Согласно [6], в большинстве моделей применяется именно этот метод, так как в нём используются материалы сетевых наблюдений.

Метод температурных коэффициентов, предложенный В.Д. Комаровым [5] и адаптированный Н.Д. Лебедевой [7] для условий бассейна р. Кама, в настоящее время используется специалистами Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды при прогнозировании весеннего половодья на реках Пермского края. Достоинство метода — возможность его применения на разных водосборах независимо от их размера и положения, поэтому в настоящей работе он принят в качестве основного. Отметим, что в этом методе не учитывается неоднородность пространственного распределения и накопления снежного покрова, связанная с орографическими условиями местности, а это существенно влияет на процессы снеготаяния и формирования весеннего половодья. Использование электронных топографических и тематических карт, содержащих большой объём качественной и количественной информации о подстилающей поверхности, а также применение ГИС-технологий дают возможность усовершенствовать расчёты снеготаяния.

Цель настоящего исследования — разработка математико-геоинформационной модели процесса снеготаяния, детально учитывающей рельеф водосбора и позволяющей выполнять по-

суточный расчёт пространственно-временной динамики снежного покрова и запаса воды в нём.

Материалы и методы исследования

В настоящей работе используется модель снеготаяния, основанная на применении температурных коэффициентов, предусматривающая определение суточного объёма талой воды по выражению

$$A_0 h = 5t A_{\text{п}} P_{\text{п}} + 2t A_{\text{л}} P_{\text{л}},$$

где A_0 — общая площадь бассейна, км²; h — количество стаявшего снега в пересчёте на воду, мм слоя; t — среднесуточная положительная температура воздуха, °С; $A_{\text{п}}$, $A_{\text{л}}$ — площади поля и леса соответственно, км²; $P_{\text{п}}$, $P_{\text{л}}$ — покрытость поля и леса снегом соответственно (в долях единицы площади).

Более детально метод температурных коэффициентов описан в работе [8]. Покрытость снегом отдельно для поля и леса определяется при помощи графиков обеспеченности снегозапасов, полученных В.Д. Комаровым [5], и зависит от начальных снегозапасов S и суммы положительных температур Σt_+ , накопившихся от начала снеготаяния. Принимая, что при увеличении положительной температуры воздуха на 1 °С в поле стаяет 5 мм снежного покрова (в пересчёте на воду), а в лесу — 2 мм, рассчитывается слой стаявшего снега на каждый день от начала таяния. Далее рассчитывается модульный коэффициент стаявшего снега, представляющий собой отношение количества талой воды к величине снегозапаса на начало таяния отдельно для леса и поля. Учёт возврата воды, ушедшей на водозадержание снегом, с момента начала водоотдачи из снега до конца снеготаяния возможен с помощью коэффициентов для леса (1,25) и поля (1,43). Подача воды от снеготаяния h определяется по формуле

$$h = (1,25\alpha_{\text{п}} + 1,43\alpha_{\text{л}})t,$$

где $\alpha_{\text{п}}$ — водоотдача со всей площади, занятой полем, мм; $\alpha_{\text{л}}$ — водоотдача со всей площади, занятой лесом, мм; t — среднесуточная положительная температура воздуха, °С.

Для расчёта весеннего снеготаяния с применением ГИС-технологий разработана структура картографической и атрибутивной баз данных ГИС.

Картографическая база данных основана на топографических картах масштабов 1:100 000 и 1:200 000, созданных Роскартографией, и представлена векторными и растровыми слоями [9]. С топографических карт в виде отдельных векторных слоёв получают подробную информацию о залесённости (хвойная, лиственная густая и редкая растительность, лесопосадки), гидрографической сети (ручьи, реки, озёра, водохранилища, пруды, болота), особенностях рельефа. Рельеф представлен в виде слоёв горизонталей (основных, утолщённых, дополнительных) и абсолютных высот пунктов государственных и съёмочных планово-высотных сетей, характерных точек и урезов воды, овражно-балочной сети. Используется также информация об антропогенных объектах: населённых пунктах, дорогах, мостах, каналах, дамбах, карьерах, отвалах и терриконах, отстойниках и др. Эти объекты в значительной степени влияют на характер пространственного распределения и таяния снежного покрова, а также формирование поверхностного стока. Тематические карты представлены векторными слоями границ и центров тяжести водосборов, метеорологических станций и гидрологических постов с точной географической привязкой.

Растровые слои характеризуются такими важными особенностями, как дискретность и непрерывность. К ним относятся цифровые модели рельефа (ЦМР), построенные в виде GRID, с высоким пространственным разрешением (1000×100 , 300×300 , 500×500 м) в зависимости от размера исследуемого водосбора. При их создании необходимо соблюдать требования топологии (направление течения реки, впадение одной реки в другую и т.д.) и использовать всю имеющуюся картографическую информацию о природных и антропогенных объектах с характеристиками высот поверхностей для обеспечения связанной дренажной структуры, представления водоразделов и тальвегов, что очень важно при создании «гидрологически корректных» ЦМР [10].

Атрибутивная база данных (АБД) представлена таблицами, в которых хранятся значения и характеристики, необходимые для картографических данных, а также материалы наблюдений по каждой метеостанции. В АБД входят пространственно распределённая информация

о максимальных снегозапасах (в мм слоя воды), датах их наступления отдельно для поля и леса, ежедневных значениях температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) и осадков (мм) в период таяния снежного покрова. Эта информация добавляется в АБД векторного слоя с точками, соответствующими каждой растровой ячейке ЦМР.

Структура и организация картографической и атрибутивной баз данных предусматривает их увязку по наименованию и идентификаторам. Расчёты выполнены для 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. с разными метеорологическими условиями и протяжённостью снеготаяния. Так, 2002 и 2015 гг. характеризуются средними сроками начала (середина первой декады апреля) снеготаяния, но разной их протяжённостью (последнее более растянуто во времени). Поздние сроки начала снеготаяния (последняя декада апреля) отмечались в 2004 г., а раннее начало снеготаяния (конец марта) пришлось на 2010 г. Исследования проведены на примере речных водосборов Прикамья, отличающихся по размерам, особенностям рельефа и находящихся на равнинной и горной территориях: гидрологические посты Коса–Коса ($A = 6221 \text{ км}^2$) и Кама–Гайны ($A = 27822 \text{ км}^2$); гидрологический пост Вишера–Рябинино ($A = 31084 \text{ км}^2$) соответственно.

Результаты и их обсуждение

Ранее авторами был разработан программный модуль для расчёта подачи воды на водосбор в процессе весеннего снеготаяния на основе данных о запасе воды в снежном покрове, сумме накопленных положительных температур воздуха, осадках и лесистости водосбора [8]. Результат расчётов – посуточные значения слоя стаявшего снега (мм), снегозапаса (мм) и доли оставшегося снежного покрова (%) в ячейках растровой модели водосбора. Учёт высотного положения территории водосбора и экспозиции склонов даёт возможность уточнить расчёты снеготаяния путём введения соответствующих коэффициентов. Для определения значений коэффициентов высотного положения использованы результаты исследований работы [11]. Авторами на основе материалов многолетних наблюдений получены линейные эмпирические зависимости максимального снегозапаса от высоты места (с коэф-

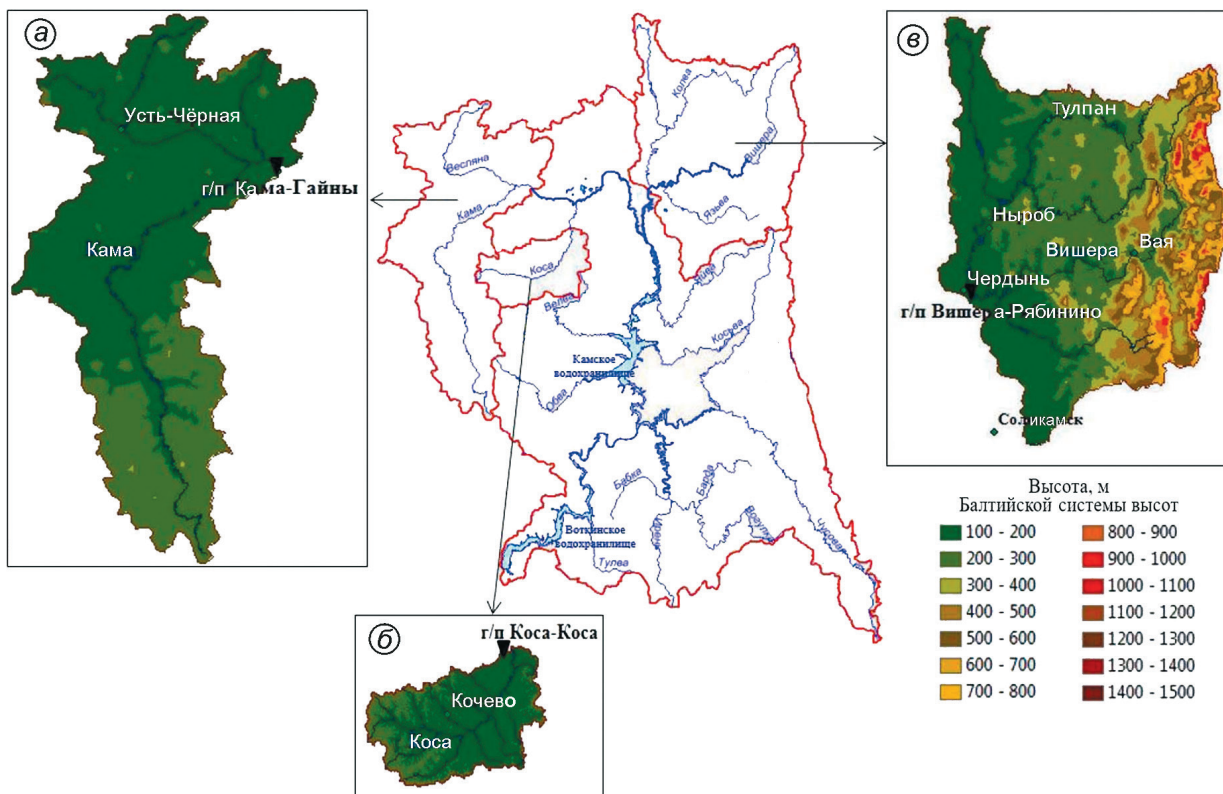


Рис. 1. Положение исследуемых водосборов в пределах территории бассейна Воткинского водохранилища до гидрологических постов:

a – водосбор Кама–Гайны; *б* – водосбор Коса–Коса; *в* – водосбор Вишера–Рябинино

Fig. 1. Position of the studied river's catchments within the territory of the Votkinsk reservoir basin:

a – Kama–Gaynycatchment area; *б* – Kosa–Kosa catchment area; *в* – Vishera–Ryabininocatchment area.

коэффициентами корреляции $0,72 \div 0,99$) отдельно для полевой и лесной территорий северных и южных районов водосбора Воткинского водохранилища. Оценка этих зависимостей показала, что средняя ошибка расчётов не превышала 7,4% фактической величины, а обеспеченность допустимой погрешности прогностических зависимостей составила от 67 до 100% [11].

Высоту учитывали путём введения коэффициентов, в качестве значений которых использованы параметры регрессионных уравнений: для северной части лесной территории водосбора – 0,97, для полевой – 1,47; для южной части водосбора – 0,62 и 0,55 соответственно. Учёт влияния экспозиции склонов также возможен путём введения коэффициентов. При этом возникает вопрос об их величинах и постоянстве во времени для склонов разной экспозиции, поскольку последние определяют неравномерность пространственного распределения освещённости, а следовательно, приходящего с солнечной радиацией количества

тепла. Для решения этой задачи выполнено математико-геоинформационное моделирование плотности теплового потока ($Вт/м^2$), поступающего в апреле на склоны разной экспозиции и крутизны исследуемых водосборов (рис. 1). Под таким математико-геоинформационным моделированием понимается автоматизированный расчёт пространственного распределения плотности теплового потока для каждой растровой ячейки территории водосбора, выполненный на основе ЦМР за конкретный день [12]. Для этого используется инструмент «SolarAnalyst» (модель «SolarFlux» [13, 14]) модуля «SpatialAnalyst» программного продукта ArcGIS.

Поступление солнечной радиации на равнину, западные и восточные склоны в течение всего исследуемого периода практически совпадает, равномерно увеличиваясь в течение апреля для водосбора р. Коса от 140 до 239 $Вт/м^2$. Максимальные значения (244 Вт/м^2) солнечной радиации приходятся на южные склоны к концу

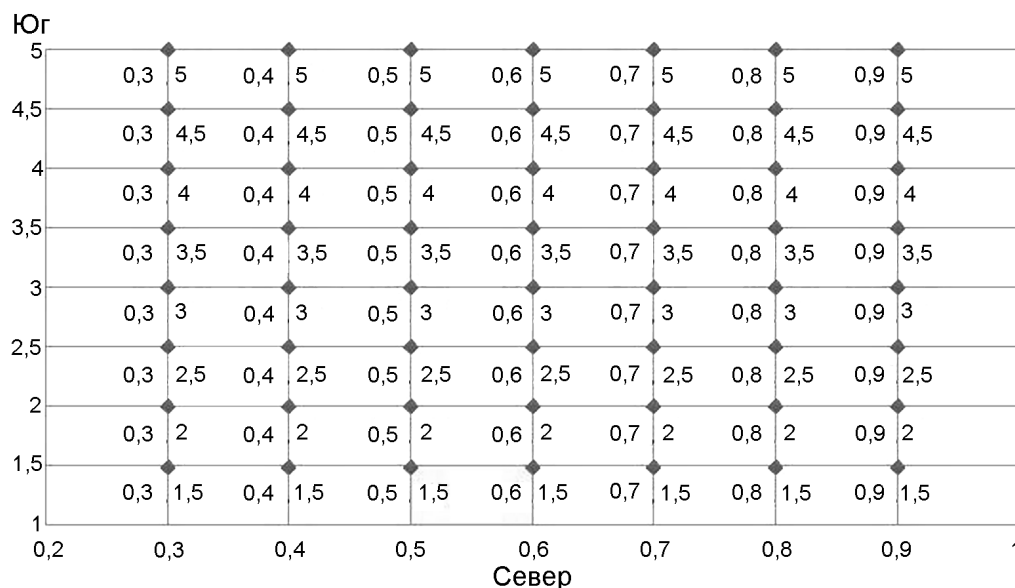


Рис. 2. Комбинации значений коэффициентов экспозиции склонов, применённые при расчётах снеготаяния для водосбора гидрологического поста Коса–Коса.

По оси X представлены значения этих коэффициентов для северных склонов; по оси Y – для южных склонов

Fig. 2. Combinations of slope exposure coefficients used in calculating snow melting for the Kosa–Kosacatchment area. The X -axis shows the values of these coefficients for the northern slopes; along the Y -axis – for southern slopes

апреля, а минимальные (134 Вт/м^2) – на северные склоны в начале апреля. Для этих склонов выявлена следующая закономерность: с увеличением угла наклона южных склонов количество поступающей на них солнечной радиации возрастает (от $156\text{--}164 \text{ Вт/м}^2$ в начале апреля до $235\text{--}243 \text{ Вт/м}^2$ в конце апреля), а для северных – уменьшается (от $147\text{--}136 \text{ Вт/м}^2$ в начале апреля до $227\text{--}215 \text{ Вт/м}^2$ в конце апреля), что связано с ростом затенённости. Это увеличивает продолжительность снеготаяния на склонах северной экспозиции. Западные и восточные склоны получают в среднем равное количество солнечной радиации (193 Вт/м^2), увеличивающееся с крутизной склонов. На плоско-равнинные поверхности приходится чуть меньшие значения – 192 Вт/м^2 . Таким образом, для западных и восточных склонов, а также участков горизонтальной поверхности (плоско-равнинных территорий) коэффициенты экспозиции могут быть приняты равными единице. Аналогичные результаты получены при расчётах солнечной радиации для водосборов до гидрологических постов Кама–Гайны и Вишера–Рябинино. Для определения оптимальных коэффициентов экспозиции северных и южных склонов предложено использовать комбинации из 56 их возможных значений (рис. 2).

Для всех пар значений коэффициентов экспозиции склонов рассчитаны снегозапас и слой стаявшего снега (мм) на каждый день периода снеготаяния в 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. на примере водосбора гидрологического поста Коса–Коса. Выполнен сравнительный анализ фактических и модельных данных путём расчёта относительной погрешности моделирования δ как разности фактического и расчётного значений, отнесённой к фактическому значению:

$$\delta = ((\bar{S}_f - \bar{S}_r) / \bar{S}_f) 100\%,$$

где \bar{S}_f – средний фактический снегозапас; \bar{S}_r – средний расчётный снегозапас.

Для величины снегозаписа в качестве фактических данных использована информация с метеорологических станций, расположенных в пределах водосбора. Для слоя стаявшего снега результаты модельных расчётов сравнивались с аналогичными слоями, вычисленными по методике Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ЦГМС) [15]. Результаты расчётов показали, что минимальная величина относительной погрешности моделирования как снегозаписа, так и слоя снега, стаявшего за день, наблюдается в двух случаях (табл. 1): а) при плавном изменении коэффици-

Таблица 1. Относительная средняя погрешность моделирования снегозапаса (%) при разных значениях коэффициентов экспозиции северных и южных склонов в весенний период 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. на примере водосбора гидрологического поста Коса–Коса*

Дата	Относительная средняя погрешность моделирования (%) при значениях коэффициентов экспозиции северных/южных склонов				
	0,3/5,0	0,6/3,0	0,9/1,5	0,5/1,5	при переменных коэффициентах 0,3/5,0; 0,6/3,0; 0,9/1,5
05.04	4,86	5,18	5,54	5,82	4,86
10.04	12,56	13,31	13,07	11,19	12,56
15.04	6,02	8,77	10,23	7,03	6,02
20.04	7,92	13,98	17,61	7,55	13,98
25.04	23,33	21,69	20,13	15,12	20,13
30.04	33,38	29,22	38,58	23,99	38,58
Среднее значение	14,68	15,36	17,53	11,78	16,02

*Курсивом выделены значения минимальной относительной погрешности на каждую дату.

ентов в течение периода снеготаяния: увеличение для северных (*числитель*) и уменьшение для южных (*знаменатель*) склонов (0,3/5,0 до 15.04; 0,6/3,0 до 20.04; 0,9/1,5 до конца снеготаяния); б) при использовании постоянных коэффициентов для всего периода снеготаяния (0,5/1,5 для северных/южных склонов).

Для весеннего периода наилучшее совпадение расчётного снегозапаса с фактическими данными наблюдается при постоянных коэффициентах — 0,5/1,5. Им соответствует минимальная погрешность моделирования, которая в среднем составляет 11,78%. Расчёты с высокими коэффициентами для южных склонов (5,0) дают наилучшие результаты только в начале периода снеготаяния. При использовании переменных коэффициентов погрешность моделирования снегозапасов минимальна только в начале периода, возрастая к концу снеготаяния до 38,58%. Наименьшее совпадение рассчитанного снегозапаса с фактическими данными характерно для самого конца периода снеготаяния (30.04), что может быть связано как с ошибками моделирования, так и с ошибками получения фактических наблюдаемых величин из-за сложности выполнения измерений.

Величина оставшегося снежного покрова на каждый день при разных парах коэффициентов различна, поэтому был выполнен сравнительный анализ рассчитанных сумм слоёв стаявшего снега (мм) за отдельные временные периоды для условий постоянных и переменных коэффициентов с данными, полученными по методике ЦГМС (табл. 2). В первом и втором временном промежутках (от начала снеготаяния до 15.04 и

от 16.04 до 20.04) средние погрешности моделирования значений сумм слоёв стаявшего снега с использованием постоянных и переменных коэффициентов составляют 12,56 и 23,17% соответственно. В последнем временном отрезке (с 21.04 и до конца снеготаяния) наилучшее совпадение расчётных и фактических данных также соответствует применению постоянных коэффициентов экспозиции северных и южных склонов (0,5/1,5), а относительная погрешность моделирования колеблется в пределах 0,38–7,21%. Использование переменных коэффициентов приводит к завышению слоя стаявшего снега от 3,78 до 57,97% (см. табл. 2). При постоянных коэффициентах в течение всего периода снеготаяния погрешность моделирования не превышает 13,37%.

Достоинство применения ГИС-технологий — получение модельной карты пространственного распределения снежного покрова в пределах водосбора на любую дату снеготаяния. Проверка правильности результатов моделирования возможна путём их сравнения с фактическим оставшимся снежным покровом по космическим снимкам исследуемой территории [16], преимущество которых: открытый доступ; оперативность получения информации; большая площадь охвата; высокое разрешение; наличие автоматизированных алгоритмов для выделения маски снега и облачности. В работе использованы снимки со спутника «Terra» серии EOS, полученные сканирующим спектрорадиометром среднего разрешения MODIS в формате GeoTiff (RGB, каналы 1, 4, 3), дешифрованные в программном пакете Scan Ex Image Processor [17].

Таблица 2. Результаты расчётов суммы слоя стаявшего снега (абсолютные значения и относительная погрешность моделирования) за весенний период 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. на примере водосбора гидрологического поста Коса–Коса

Период	Сумма слоя стаявшего снега, рассчитанная по методике Пермского ЦГМС, мм	Значения суммы слоя стаявшего снега, мм	Относительная погрешность моделирования суммы слоя стаявшего снега, %
<i>2002 год</i>			
Начало снеготаяния – 15.04	49,36	72,40*/53,40**	46,67*/5,57**
16.04–20.04	71,91	73,10/56,80	1,65/20,67
21.04 – конец снеготаяния	129,87	153,00/140,90	17,81/7,21
<i>Итого</i>	<i>251,14</i>	<i>298,50/251,10</i>	
<i>2004 год</i>			
Начало снеготаяния – 15.04	0	00	0
16.04–20.04	0	0	0
21.04 – конец снеготаяния	240,89	250,00/241,80	3,78/0,38
<i>Итого</i>	<i>240,89</i>	<i>250,00/241,80</i>	
<i>2010 год</i>			
Начало снеготаяния – 15.04	143,37	219,90/118,28	53,38/17,50
16.04–20.04	36,95	52,70/37,20	42,62/0,68
21.04 – конец снеготаяния	11,80	30,90/10,95	161,93/7,18
<i>Итого</i>	<i>192,12</i>	<i>303,50/166,43</i>	
<i>2015 год</i>			
Начало снеготаяния – 15.04	79,9	106/89,7	32,8/12,3
16.04–20.04	45,8	49,6/41,3	8,22/9,89
21.04 – конец снеготаяния	131	148/125	13/4,67
<i>Итого</i>	<i>257</i>	<i>304/256</i>	

*Переменные коэффициенты: 0,3/5,0; 0,6/3,0 и 0,9/1,5. **Постоянные коэффициенты 0,5/1,5.

Проверку можно выполнить как путём визуального сравнения модельных карт и космических снимков, так и с использованием количественных методов оценки. Исследования, выполненные на примере водосбора гидрологического поста Коса–Коса, показали, что визуальное сопоставление модельной карты пространственного распределения снежного покрова с дешифрированным космическим снимком на ту же дату субъективно. Для количественной оценки результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова мы предлагаем следующий методологический подход:

1) автоматическое дешифрирование космического снимка для определения фактической площади, занятой снегом, с последующей его трансформацией в растровую карту;

2) построение растровой модельной карты пространственного распределения снежного покрова на дату космического снимка с учётом коэффициентов экспозиции склонов и высоты местности;

3) количественное сравнение модельной карты и дешифрированного снимка с использованием оверлейных операций для каждой растровой ячейки (где снег есть и где снега нет).

В результате расчётов получаем два значения: а) долю совпадающих по значению ячеек расчётной растровой карты с дешифрированным снимком; б) долю совпадающих по значению ячеек дешифрированного снимка с расчётной растровой картой. Обязательные условия сравнения растровых карт – их одинаковая проекция, пространственное разрешение и расположение ячеек строго друг под другом. При трансформации дешифрированного космического снимка в растровую карту в каждую его ячейку записывается информация о наличии (1) или отсутствии (0) снежного покрова. В то же время результат модельных расчётов снеготаяния на дату снимка – величина оставшегося снежного покрова как в абсолютных значениях (в мм слоя), так и в относительных – в долях от единицы (0÷1).

Таблица 3. Результаты сравнения модельной карты и дешифрированного космического снимка для водосбора гидрологического поста Коса–Коса на 15.04.2015 г.

Доля оставшегося снега в ячейке	Величина совпадения растровой модели с дешифрированным космическим снимком, %	Величина совпадения дешифрированного снимка с растровой моделью, %	Средняя величина совпадения площадей, %
0,1	82,58	91,74	87,16
0,3	82,30	89,29	85,79
0,5	82,19	88,34	85,26
0,7	82,15	81,81	81,98
0,9	83,75	25,83	54,79

Для выполнения попиксельного сравнения необходимо, чтобы в каждой ячейке растровой модели также была информация о наличии (1) или отсутствии (0) снежного покрова, т.е. вычисленное значение доли оставшегося снега следует округлить до 1 или до 0. В качестве «критерия округления» принято значение 0,5 (если значение доли $\geq 0,5$, то присваиваем 1 – снег есть, если $< 0,5$, то присваиваем 0 – снега нет). Для проверки правильности выбора такого критерия последовательно были вычислены площади области совпадения растровой карты и дешифрированного снимка при разных вычисленных значениях доли оставшегося в ячейке снега ($0,1 \div 0,9$) с шагом 0,2. Как видно из табл. 3, величина совпадения площадей практически не изменяется для значений $0,1 \div 0,7$ доли оставшегося снега и составляет в среднем 85,05%. Совпадение площадей, занятых снегом, увеличивается, если считать, что вся ячейка заполнена снегом при его реальном наличии лишь на 0,1 части площади ячейки (87,16%), так как чем меньше значение доли снега, оставшегося в ячейке, тем в большем количестве ячеек присутствует снег на модельной карте (рис. 3, а). Это приводит к ложному увеличению совпадения площадей дешифрированного снимка (см. рис. 3, з) и расчётной растровой модели.

Обратная картина наблюдается в случае использования критерия 0,9: все ячейки, заполненные снегом на меньшую величину, при построении модельной карты окажутся свободными от снега (см. рис. 3, в), что не соответствует действительности. Поскольку при дешифрировании космических снимков и присвоении ячейке информации о наличии или отсутствии снежного покрова максимальная пространственная погрешность составляет половину размера ячейки [12], для построения расчётной

растровой модели справедливо использование критерия 0,5 (см. рис. 3, б, з).

При работе с материалами дистанционного зондирования часто сталкиваются с негативным влиянием облачности на снимках, когда часть, а иногда и вся исследуемая территория закрыта облаками. При наличии даже небольшой (10–20%) «закрытости» водосбора облачностью это может сильно повлиять на результаты расчётов совпадения площадей, занятых снегом, при сравнении модельных карт и космических снимков. Для оценки влияния облачности на результаты сравнительного анализа было выполнено моделирование снеготаяния для водосбора гидрологического поста Коса–Коса с предварительно «вырезанными» участками, занятыми облачностью, как на модельных картах, так и на дешифрированных космических снимках. Результаты расчётов при наличии и отсутствии облачности приведены в табл. 4, из которой видно, что величина совпадения площадей модельных карт и дешифрированных космических снимков при учёте влияния облачности увеличилась в среднем на 10,23%.

Была выполнена валидация модели снеготаяния, разработанной на примере водосбора гидрологического поста Коса–Коса, на других водосборах бассейна Воткинского водохранилища за разные годы (табл. 5). Количественное сравнение модельных карт и дешифрированных космических снимков показало, что для равнинного водосбора гидрологического поста Кама–Гайны совпадение площадей составляет 72,56%, а для горного водосбора гидрологического поста Вишера–Рябинино – 88,56%. Таким образом, предложенная математико-геоинформационная модель весеннего снеготаяния показала хорошие результаты валидации на всех исследуемых водосборах. Особенно высокое совпадение мо-

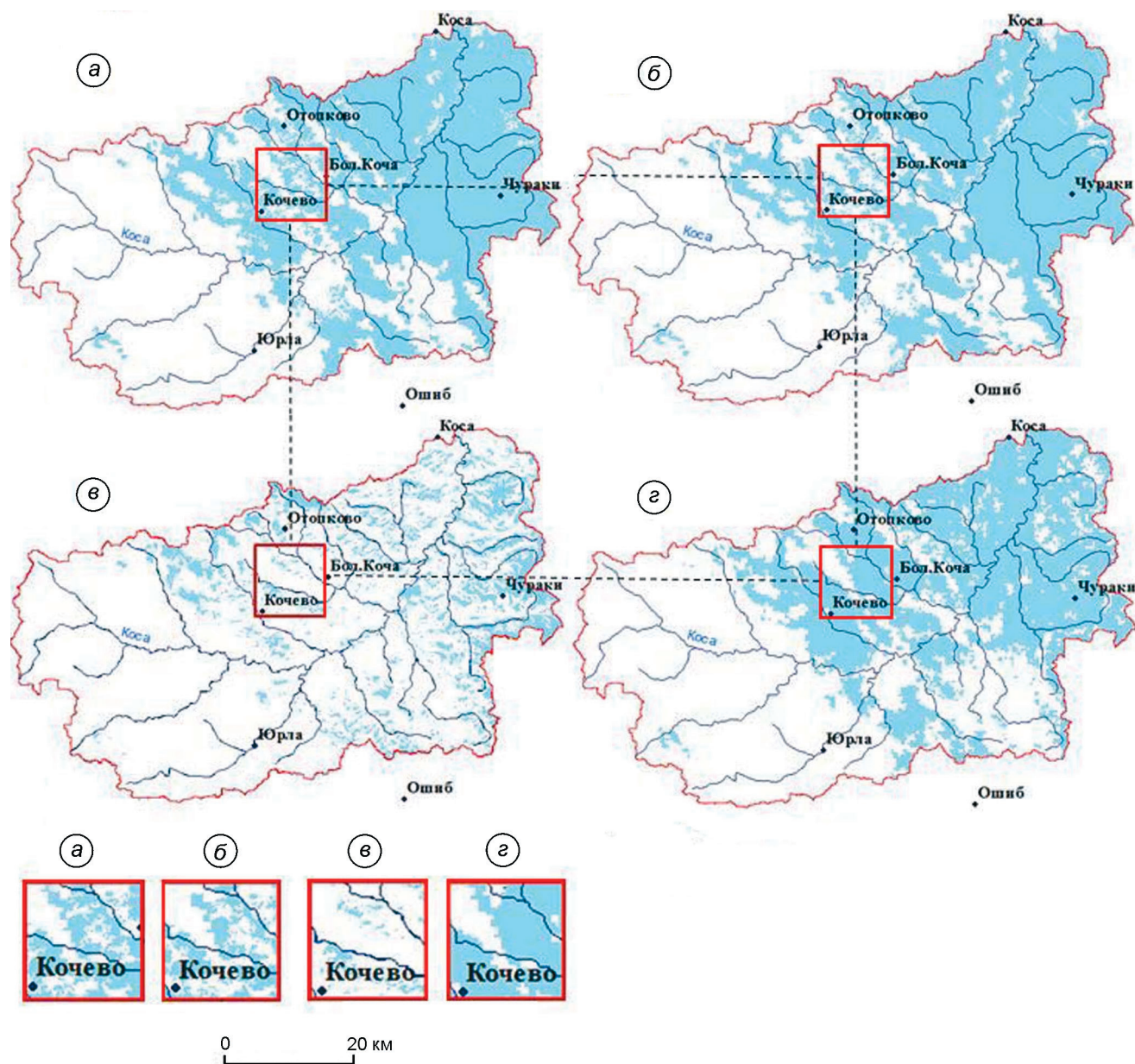


Рис. 3. Пространственное распределение снежного покрова в пределах водосбора р. Коса – с. Коса на 15.04.2015 г.

Модельные карты созданы при разных значениях доли оставшегося снега в ячейке: а – 0,1; б – 0,5; в – 0,9; г – дешифрованный космический снимок; наличие снега отмечено голубым цветом

Fig. 3. Spatial distribution of snow cover within the Kosa-Kosa catchment area on 04/15/2015.

Model maps were created for different values of the proportion of the remaining snow in the cell: а – 0,1; б – 0,5; в – 0,9; г – de-coded satellite image; the presence of snow is marked in blue

дельных карт и дешифрованных космических снимков отмечается в начале и середине периодов снеготаяния, когда при исключении фактора облачности оно достигает 100%. Величина совпадения минимальна в конце периода снеготаяния, когда снег начинает темнеть и при дешифровании может распознаваться как талая земля.

Заключение

Расчёты снеготаяния – основополагающие при оценке весеннего половодья. Их усовершенствование возможно за счёт использования детальных сведений о характере подстилающей поверхности и математико-геоинформационного моделирова-

Таблица 4. Результаты сравнения модельных карт и дешифрированных космических снимков при исключении из расчётов площади территории, закрытой облачностью, и использовании поправочных коэффициентов экспозиции склонов (северных – 0,5; южных – 1,5; западных, восточных и равнинной территории – 1,0) для водосбора гидрологического поста Коса-Коса за весенние периоды 2010 и 2015 гг.

Дата	Средняя величина совпадения площадей, %		Разность, %
	при наличии облачности	при исключении облачности	
<i>2010 г.</i>			
05.04	86,50	88,15	1,65
09.04	57,39	67,96	10,57
17.04	52,56	57,80	5,24
21.04	24,87	57,46	32,58
<i>2015 г.</i>			
05.04	73,57	83,35	9,78
15.04	65,47	85,26	19,79
28.04	54,10	58,09	3,99

Таблица 5. Результаты сравнения модельных карт и дешифрированных космических снимков для водосборов до гидрологических постов Кама–Гайны и Вишера–Рябинино за весенние периоды 2004, 2010 и 2015 гг.

2004 г.		2010 г.		2015 г.	
дата	средняя величина совпадения площадей, %	дата	средняя величина совпадения площадей, %	дата	средняя величина совпадения площадей, %
<i>Кама–Гайны</i>					
29.04	95,36	05.04	100,00	05.04	91,18
06.05	69,56	09.04	80,61	15.04	94,10
08.05	53,16	17.04	42,86	28.04	51,14
–*	–	21.04	41,19	–	–
<i>В среднем</i>	<i>72,69</i>		<i>66,17</i>		<i>78,81</i>
<i>Вишера–Рябинино</i>					
29.04	99,52	05.04	89,55	05.04	98,15
06.05	98,07	09.04	94,92	15.04	90,29
08.05	97,30	17.04	91,44	28.04	93,03
10.05	86,00	21.04	83,28	03.05	86,68
		25.04	61,66	04.05	91,53
				07.05	79,33
–	–	–	–	10.05	78,29
				11.05	72,95
<i>В среднем</i>	<i>95,22</i>		<i>84,17</i>		<i>86,28</i>

*Прочерки – отсутствие расчётов в связи с окончанием периода снеготаяния.

ния. Последнее позволило получить непрерывную картину пространственно-временных изменений залегания снега и запаса воды в нём на любую дату для каждой растровой ячейки водосбора. Для учёта влияния рельефа в расчёты снеготаяния предложено вводить поправочные коэффициенты. Высота учитывалась введением коэффициентов, в качестве значений которых использовались параметры регрессионных уравнений зависимостей максимального снеготаяния от высоты места: для северной части лесной территории водосбора они со-

ставили 0,97, для полевой – 1,47; для южной части водосбора – 0,62 и 0,55 соответственно.

Для учёта влияния склонов разной экспозиции на неравномерность таяния снега по территории водосбора выполнено моделирование величин снеготаяния и слоя стаявшего снега при разных комбинациях значений коэффициентов экспозиции склонов. Проведён сравнительный анализ полученных результатов с данными наблюдений на снегомерных маршрутах гидрометеорологической сети станций и постов

Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Критерий правильности выбора оптимальных коэффициентов — значения относительной погрешности моделирования снегозапаса и слоя стаявшего снега. Установлено, что наименьшие значения искомой погрешности наблюдаются при использовании следующих постоянных поправочных коэффициентов экспозиции склонов: для северных — 0,5; для южных — 1,5; для западных, восточных и плоско-равнинной территории — 1,0.

Для верификации результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова предложен методологический подход, в котором с помощью оверлейных операций реализовано сравнение модельных карт и данных космического мониторинга на наличие или отсутствие снега в каждой растровой ячейке. Уста-

новлено оптимальное значение доли оставшегося снега в каждой ячейке растровой модели для присвоения ячейке информации о наличии или отсутствии снежного покрова. Это — крайне важно при попиксельном анализе совпадения модельных карт пространственного распределения снежного покрова с материалами космических съёмок. Впервые проведены верификация и валидация модельных расчётов пространственного распределения снежного покрова в период снеготаяния с учётом влияния рельефа за разные годы и для разных по размеру водосборов Прикамья. Средняя величина совпадения площадей модельных карт и дешифрированных космических снимков для равнинных водосборов до гидрологических постов Коса—Коса и Кама—Гайны составила 72,21%, для горного водосбора гидрологического поста Вишера—Рябино — 88,56%.

Литература

1. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: изд. РАН, 2018. 300 с.
2. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 539 с.
3. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 348 с.
4. Попов Е.Г. Анализ формирования стока равнинных рек. Л.: Гидрометеоздат, 1956. 131 с.
5. Комаров В.Д. О процессах формирования половодья на малой реке и предвычисления его гидрографа // Тр. ЦИП. 1947. Вып. 6 (33). С. 3—41.
6. Георгиевский М.В., Третьякова Г.Д. Моделирование снеготаяния для малоизученных бассейнов // Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению: Сб. докл. Междунар. науч.-практ. конф. СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2020. С. 54—59.
7. Лебедева Н.Д. Долгосрочные прогнозы притока воды в водохранилище Камской ГЭС // Тр. ЦИП. 1967. Вып. 155. С. 89—102.
8. Калинин В.Г., Суманеева К.И., Русаков В.С. Моделирование пространственного распределения снежного покрова в период весеннего снеготаяния // Метеорология и гидрология. 2019. № 2. С. 74—85.
9. Калинин В.Г., Пьянков С.В. Применение геоинформационных технологий в гидрологических исследованиях. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2010. 212 с.
10. Пьянков С.В., Калинин В.Г. Гидрография. Создание цифровых моделей рельефа для определения гидрографических характеристик рек и их водо-

References

1. Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. *Modeli formirovaniya stoka v zadachah gidrologii rechnyh bassejnov*. Models of runoff formation in problems of hydrology of river basins. Moscow: Russian Academy of Sciences, 2018: 300 p. [In Russian].
2. Sokolovskij D.L. *Rechnoj stok*. River runoff. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 539 p. [In Russian].
3. Kuz'min P.P. *Process tayaniya snezhnogo pokrova*. The process of melting snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 348 p. [In Russian].
4. Popov E.G. *Analiz formirovaniya stoka ravninnyh rek*. Analysis of the formation of the runoff of lowland rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1956: 131 p. [In Russian].
5. Komarov V.D. On the processes of flood formation on a small river and the pre-calculation of its hydrograph. *Trudy Gidrometcentra*. Proc. of the Hydrometcenter. 1947, 6 (33): 3—41. [In Russian].
6. Georgievskij M.V., Tret'yakova G.D. Simulation of snowmelt for poorly studied basins. *Sbornik докладov mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii «Chetvertye Vinogradovskie chteniya»*. Reports of the intern. scientific conf. «The Fourth Vinogradov Readings». St. Petersburg 2020: 54—59. [In Russian].
7. Lebedeva N.D. Long-term forecasts of water inflow into the reservoir of the Kamskaya HPP. *Trudy Gidrometcentra*. Proc. of the Hydrometcenter. 1967, 155: 89—102. [In Russian].
8. Kalinin V.G., Sumaneeva K.I., Rusakov V.S. Model in the spatial distribution of snow cover during spring snow melt. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2019, 2: 74—85. [In Russian].
9. Kalinin V.G., P'yankov S.V. *Primenenie geoinformacionnyh tekhnologij v gidrologicheskikh issledovaniyah*. Application of geoinformation technologies in hydrological research. Perm: PSU, 2010: 212 p. [In Russian].
10. P'yankov S.V., Kalinin V.G. *Gidrografiya. Sozdanie cifrovyyh modelej rel'efa dlya opredeleniya gidrograficheskikh*

- сборов. Ч. 1. Пермь: Пермский гос. нац. исслед. ун-т, 2014. 63 с.
11. *Микова К.Д., Трифонова Е.В.* Вопросы об использовании эмпирических зависимостей для прогноза дат начала весеннего половодья // Проблемы географии Урала и сопредельных территорий: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Челябинск: АБРИС, 2008. С. 80–82.
 12. <https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/data-management-toolbox/resample.htm>.
 13. *Dubayah R., Rich P.M.* GIS and Environmental Modeling: GIS-based solar radiation modeling // Progress and Research Issues. GIS World Books. Fort Collins, CO. 1996. P. 129–134.
 14. *Dubayah R., Rich P.M.* Topographic solar radiation models for GIS // Intern. Journ. of Geographical Information Systems. 1995. № 9. P. 405–419.
 15. Электронный ресурс: https://www.elibrary.ru/download/elibrary_46536061_43653542.pdf. *Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А.* К вопросу об учете влияния экспозиции склонов в расчетах снеготаяния // Развитие географических исследований в Беларуси в XX–XXI веках: Материалы междунар. науч.-практ. оч.-заоч. конф. Под общ. ред. П.С. Лопуха. Минск: БГУ, 2021. С. 392–397.
 16. Электронный ресурс <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/sborniki/modern-problems-of-reservoirs-and-their-catchments.pdf>. *Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А.* О верификации модельных расчетов пространственного распределения снежного покрова в период снеготаяния // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: Тр. VIII Всерос. науч.-практ. конф. Пермь, 2021. С. 99–105.
 17. <http://researchpark.spbu.ru/kgt-methods-rus/1192-kgt-modis-rus>.
 11. *Mikova K.D., Trifonova E.V.* Questions about using empirical relationships to predict spring flood start dates. *Sbornik dokladov mezhdunarodnoj nauchnoj konf. «Problemy geografii Urala i sopredel'nyh territorij»*. Sat. reports of the intern. scientific conf. «Problems of the geography of the Urals and adjacent territories». Chelyabinsk: ABRIS, 2008: 80–82. [In Russian].
 12. <https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/data-management-toolbox/resample.htm>.
 13. *Dubayah R., Rich P.M.* GIS and Environmental Modeling: GIS-based solar radiation modeling. Progress and Research Issues. GIS World Books. Fort Collins, CO. 1996: 129–134.
 14. *Dubayah R., Rich P.M.* Topographic solar radiation models for GIS. Intern. Journ. of Geographical Information Systems. 1995, 9: 405–419.
 15. https://www.elibrary.ru/download/elibrary_46536061_43653542.pdf. *Kalinin V.G., Shaydulina A.A., Rusakov V.S., Fasahov M.A.* Effects of slope exposition in calculations of snow melting. *Sbornik dokladov mezhdunarodnoj nauchnoj konf. «Razvitie geograficheskikh issledovanij v Belarusi v XX–XXI vekah [Elektronnyj resurs]»*. Sat. reports of the international scientific conf. «Development of geographical research in Belarus in the XX–XXI centuries [Electronic resource]». Minsk, 2021: 392–397. [In Russian].
 16. <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/sborniki/modern-problems-of-reservoirs-and-their-catchments.pdf>. *Kalinin V.G., Shaydulina A.A., Rusakov V.S., Fasahov M.A.* On the verification of model calculations of the snow cover spatial distribution during the spring period. *Sbornik dokladov vserossijskoj nauchnoj konf. «Sovremennye problem vodohranilishc i ih vodosborov»*. Sat. reports of the all-Russian scientific conf. «Modern problems of reservoirs and their catchments». Perm', 2021: 99–105. [In Russian].
 17. <http://researchpark.spbu.ru/kgt-methods-rus/1192-kgt-modis-rus>.

Влияние режима снежного покрова на агрономические риски развития розовой снежной плесени

© 2022 г. К.А. Перевертин¹, А.И. Белолобцев², Е.А. Дронова², И.Ф. Асауляк²,
И.А. Кузнецов², М.А. Мазиров², Т.А. Васильев^{3*}

¹Институт проблем экологии эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия; ²Российский государственный аграрный университет – МСХА им. К.А. Тимирязева, Москва, Россия; ³Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия
*tarasvasiliev44@gmail.com

Impact of changes in snow cover regime on agronomic risks causing pink snow mold

K.A. Perevertin¹, A.I. Belolyubcev², E.A. Dronova², I.F. Asaulyak², I.A. Kuznetsov², M.A. Mazirov², T.A. Vasiliev^{3*}

¹A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Russian State Agrarian University – Moscow Timiryazev Agricultural Academy, Moscow, Russia; ³V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia
*tarasvasiliev44@gmail.com

Received August 24, 2021 / Revised December 9, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *snow cover, agrometeorological hazards, snow mold.*

Summary

Traditionally, the main strategic crop for the Russian Federation is winter cereals, therefore, the snow cover regime is of great importance for their cultivation. In the second decade of April 2021, after the snow cover disappeared on the experimental fields of Russian State Agrarian University, severe damage and partial death of winter triticale from the disease pink snow mold was noted. Measurements of the parameters of the snow cover in the period 2001–2021 showed that in the winter and spring of 2021 on the territory of Moscow the characteristics of the snow cover regime were close to agrometeorological Hazardous Phenomena standards on the territory of the Russian Federation. The risk of developing pink snow mold is directly related to the snow cover regime. Analysis of the dynamics of the characteristics of the snow cover according to the data of the Meteorological Observatory V.A. Michelson for 30 years has made it possible to propose a simple quantitative assessment of the risk of damping of winter crops. Over the past 20 years, the necessary conditions for the development of snow mold in winter cereals took place in 2010/11, 2012/13, 2017/18 and 2020/21. Analysis of the data on the early establishment of snow cover over the past 30 years shows that this factor is gradually losing its relevance due to the pronounced trend of its retardation. There is a noticeable tendency for an increase in the frequency of extremely late periods of formation of stable snow cover up to the second – third decade of January. During the study period, this phenomenon was observed in 2006 (January 20), 2013 (January 12) and 2019 (January 23). The proposed empirical function of the probability of snow cover formation, depending on the calendar date, can be recommended for assessing risks when making agronomic decisions (timing of sowing winter cereals and harvesting other crops). Freezing of crops has not been observed over the past 30 years.

Citation: Perevertin K.A., Belolyubcev A.I., Dronova E.A., Asaulyak I.F., Kuznetsov I.A., Mazirov M.A., Vasiliev T.A. Impact of changes in snow cover regime on agronomic risks causing pink snow mold. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 75–80. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010117.

Поступила 24 августа 2021 г. / После доработки 9 декабря 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *снежный покров, агрометеорологические опасные явления, розовая снежная плесень.*

Рассмотрены связанные с режимом снежного покрова риски для озимых зерновых культур. К наиболее опасным относится риск развития розовой снежной плесени. Предлагаемая эмпирическая функция вероятности становления снежного покрова в зависимости от календарной даты может быть использована при принятии агрономических решений – сроков сева озимых зерновых и уборки других культур.

Введение

Климатические изменения, наблюдаемые в последние десятилетия, — объективно доказанный процесс, причём наиболее чувствительно к ним сельское хозяйство, особенно земледелие, сильно зависящее от атмосферных осадков, включая выпадение снега. Теплопроводность

снега крайне мала, что вызывает значительное ослабление теплообмена между почвой и атмосферой. Однако снежный покров предохраняет почву от глубокого промерзания и резких колебаний температуры. Особенно важно защитное действие снега для озимых зерновых, многолетних трав, плодовых и ягодных культур. Вместе с тем с режимом снежного покрова

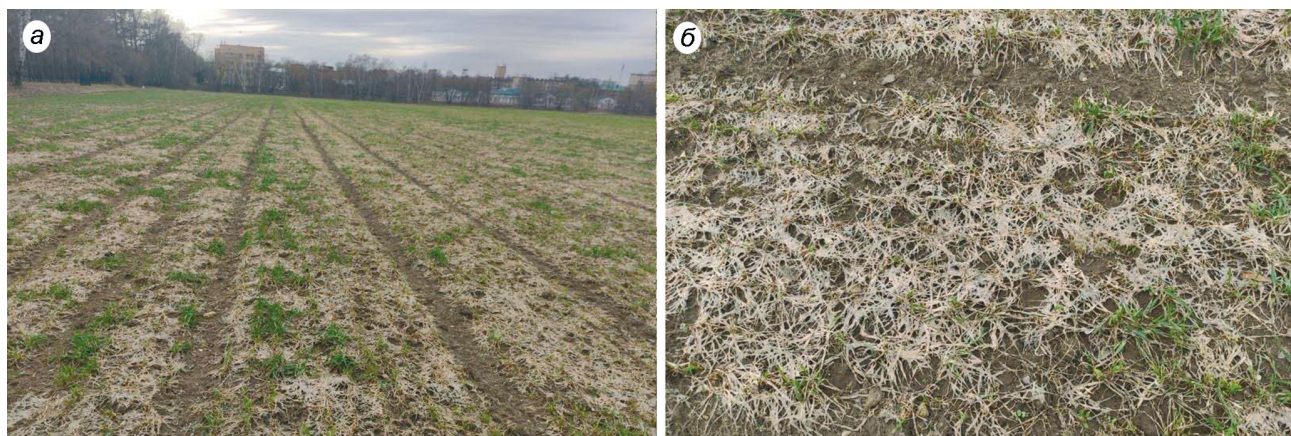


Рис. 1. Общий (а) и крупный (б) план поражения озимого тритикале снежной плесенью после схода снежного покрова в первой декаде апреля 2001 г. на полевой опытной станции Аграрного университета им. К.А. Тимирязева в Москве. Фото А.И. Белолубцева

Fig. 1. General (a) and close-up (b) view of the defeat of winter triticale by snow mold after the snow cover melted in the first ten days of April 2001 at the field agraric station of Agrarian University in Moscow. Photo by A.I. Belolyubtsev

связаны и значительные риски для земледелия. В настоящее время на территории Российской Федерации действует руководящий документ — РД 52.04.563–2013 «Инструкция по подготовке и передаче штормовых сообщений наблюдательными подразделениями» [1], принятый вместо ранее действовавшего РД 52.04.563–2002 «Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений».

Выделяют три связанных с режимом снежного покрова опасных агрометеорологических явлений: 1) появление или установление снежного покрова (в том числе временного) любой величины раньше средних многолетних сроков на 10 дней и более; 2) минимальная температура воздуха ниже $-25,0^{\circ}\text{C}$ при отсутствии снежного покрова или ниже $-30,0^{\circ}\text{C}$ при толщине снежного покрова менее 5 см; 3) толщина снежного покрова 30 см и более при слабпромёрзшей (до глубины менее 30 см) или талой почве в течение более шести декад; при этом минимальная температура почвы на глубине узла кущения удерживается от $-1,0^{\circ}\text{C}$ и выше, что приводит к выпреванию озимых.

Отметим, что такое опасное явление, как вымерзание озимых, для Московской области за анализируемый 30-летний период не наблюдалось. Ранее установление снежного покрова также не относится к критическим факторам, особенно в последние десятилетия, однако анализ динамики установления устойчивого снеж-

ного покрова по годам в условиях наблюдаемых климатических изменений актуален. Определение трендов изменения сроков установления постоянного снежного покрова в Москве и Московской области важно как для изучения глобальных климатических изменений, так и в прикладном значении — для оценки рисков при принятии агрономических решений о сроках сева озимых зерновых и уборки других сельскохозяйственных культур.

Особую опасность представляет собой полностью зависящий от режима снежного покрова риск выпревания озимых с развитием заболевания снежная плесень (Snow mold). Снежные плесени — это набор болезней, вызванных жизнедеятельностью низкотемпературных грибов и различными грибовидными организмами. В настоящее время наиболее распространена так называемая розовая снежная плесень, которая поражает все озимые зерновые культуры. Возбудитель розовой снежной плесени — гриб *Monographella nivalis*, который распространён во всех регионах зерносеяния. В России этот патоген установлен во всех зонах возделывания озимых зерновых. Весной 2021 г. им была поражена озимая культура тритикале на опытных полях Тимирязевской академии (РГАУ–МСХА им. К.А. Тимирязева). На рис. 1 представлены фотографии полей сразу после схода снежного покрова.

На значительной части страны сохраняется тенденция уменьшения продолжительности

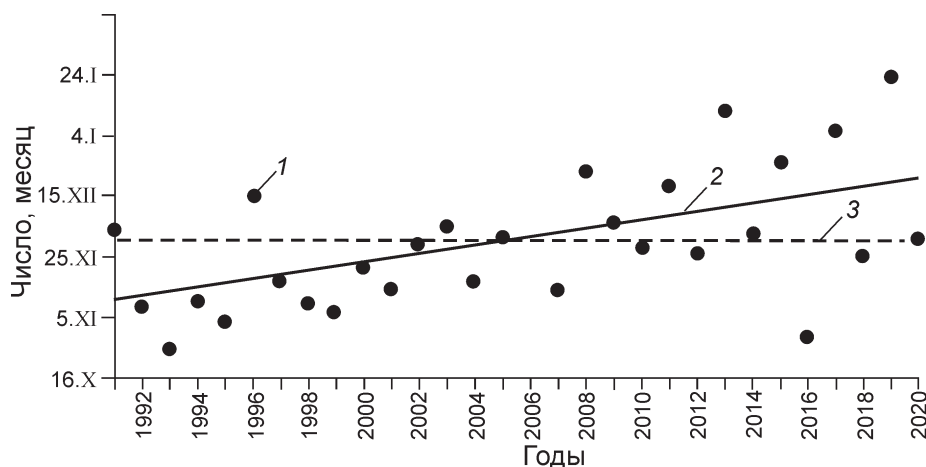


Рис. 2. Дата установления устойчивого снежного покрова за последние 30 лет по данным Метеорологической обсерватории им. В.А. Михельсона:

1 – дата установления устойчивого снежного покрова; 2 – тренд запаздывания устойчивого снежного покрова; аппроксимация линейной функцией $Y \sim kX$, где $k = 1,39 (\pm 0,44)$, $R = 0,52$; 3 – средний срок установления устойчивого снежного покрова

Fig. 2. The stable snow cover formation date over the past 30 years according to the Meteorological Observatory V.A. Michelson:

1 – date of stable snow cover formation; 2 – trend of stable snow cover lag with linear approximation: $Y \sim kX$, where $k = 1,39 (\pm 0,44)$, $R = 0,52$; 3 – average time of stable snow cover formation

залегания снежного покрова [2], что подтверждают и результаты рассмотренных в статье наблюдений. В Северном полушарии по данным работы [3] установление снежного покрова смещается на $1,3 \pm 4,9$ дня за десятилетие вперед, а дата схода снежного покрова – на $2,6 \pm 5,6$ дня назад. Определение тенденций динамики снежного покрова и оценка рисков для земледелия – важные задачи, имеющие стратегическое значение. Цель работы – количественная оценка погодных рисков для озимых зерновых, связанных с режимом снежного покрова.

Данные и методы

Инструментальное измерение характеристик режима снежного покрова на опытных полях РГАУ (МСХА) им. К.А. Тимирязева проводилось на протяжении 30 лет с 1991 по 2021 г. подекадно сотрудниками Метеорологической обсерватории имени В.А. Михельсона и кафедры метеорологии и климатологии. Для каждого года учитывалась дата образования устойчивого снежного покрова. Согласно действующему Наставлению [4], устойчивым считается снежный покров, который лежит непрерывно в течение всей зимы или не менее месяца с перерывами

не более трёх дней подряд. Для каждой декады с момента установления устойчивого снежного покрова учитывались средняя толщина снежного покрова $H_{\text{сп}}$, см, и температура почвы на глубине узла кушения озимых зерновых $T_{\text{куш}}$, °С.

Тенденции смещения сроков установления устойчивого снежного покрова. На рис. 2 приведены данные по срокам установления снежного покрова на опытных полях за 30 лет – с 1991 по 2021 г. Средняя дата практически совпадает с началом календарной зимы – 1 декабря. Достаточно хорошо выражен линейный тренд увеличения запаздывания установления устойчивого снежного покрова. Приведём уравнение регрессии со статистически значимым углом наклона (p -критерий составляет 0,0036): $Y \sim kX$, где $k = 1,39 (\pm 0,44)$, $R = 0,52$. Коэффициент детерминации $R^2 = 0,26$ показывает, что 26% (более четверти) вариальности срока установления устойчивого снежного покрова объясняется именно течением времени по годам, т.е. тенденция к более позднему установлению снежного покрова – объективный прогрессирующий процесс.

Заметна тенденция учащения экстремально поздних сроков образования устойчивого снежного покрова – вплоть до второй, третьей декады января. За исследуемый период это явление было в 2006 (20 января), 2013 (12 января) и 2019

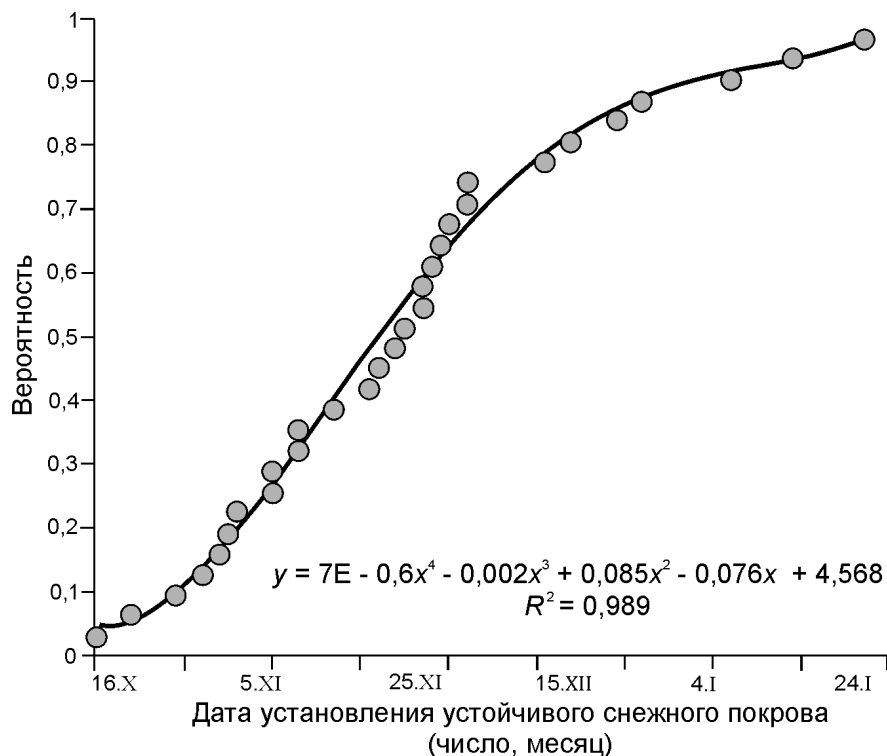


Рис. 3. Эмпирическая кривая вероятности даты установления устойчивого снежного покрова для Москвы и Московской области для периода наблюдений с 1991 по 2021 г.

Fig. 3. Empirical curve of the probability for the stable snow cover formation date observed in Moscow and the Moscow region in the period of 1991–2021

(23 января) годах. На рис. 3 приведена эмпирическая функция для данных рис. 2 вероятности установления снежного покрова в зависимости от календарной даты. Она может использоваться для оценки рисков при принятии агрономических решений, например, при планировании сроков сева озимых зерновых или уборки сахарной свёклы.

Оценка рисков поражения озимых снежной плесенью в зависимости от режима снежного покрова. Несмотря на наблюдаемые тенденции сокращения времени между становлением и сходом снежного покрова [3], по-прежнему актуальна проблема выпревания озимых зерновых культур в результате развития снежной плесени [5]. Выделение типов зим [6] в связи с прогрессирующей неустойчивостью климата теряет актуальность. В отдельные периоды зима может быть и морозной, и мягкой, и снежной. За последние 20 лет необходимые условия для развития снежной плесени озимых зерновых (полностью соответствующие третьему критерию Руководящего документа) были в 2010/11, 2012/13, 2017/18 гг. Для этих зим данные при-

ведены в таблице. Однако ни в одну из этих трёх зим выпревание озимых не отмечалось. Зато зима 2020/21 г. формально не вполне удовлетворяет условиям — в третью декаду января и первую декаду февраля средняя толщина снежного покрова была хоть и немного, но ниже 30 см (см. таблицу), однако выпревание произошло (см. рис. 1). Никакого противоречия здесь нет, так как выполнение условий предполагает не неизбежность, а высокую вероятность события.

Учитывая, что скорость развития микробиоты положительно связана с температурой, а недостаточность поступления кислорода и длительность схождения снега — с толщиной снежного покрова, предлагается следующая простая оценка риска развития снежной плесени r с использованием результатов подекадных инструментальных наблюдений. Оценка составлена на основе среднего произведения температуры узла кушения на толщину снежного покрова и длительность опасного явления (число декад, начиная с шестой). Если толщина снежного покрова не ниже 30 см держится не менее шести декад и температура почвы

Толщина устойчивого снежного покрова (числитель) и температура почвы на глубине узла кушения для четырёх зим по декадам (знаменатель)*

Месяц	Декада	2010/11 г.	2012/13 г.	2017/18 г.	2020/21 г.
Ноябрь	II	–	–	2/1,5	–
	III	1/0,3	8/–	1/–0,7	4/0,5
Декабрь	I	3/–4,1	14/–	7/–0,1	3/–2,6
	II	8/–1,5	13/0,4	3/0,5	8/–2,4
	III	18/–0,6	13/–0,3	4/0,3	12/–1
Январь	I	32/–0,4	21/0,0	2/0,3	19/–0,4
	II	30/–0,3	28/0,1	7/–0,5	32/–0,8
	III	39/–0,2	45/0,2	19/–0,2	(27)/–0,2
Февраль	I	41/–0,1	48/0,2	45/0,0	(28)/–0,2
	II	50/–0,2	38/0,3	44/–0,1	48/–0,3
	III	47/–0,1	36/0,4	42/–0,1	48/–0,2
Март	I	45/–0,1	40/0,3	45/0,0	36/–0,2
	II	37/–0,1	48/0,3	43/–0,1	35/–0,3
	III	23/–0,1	58/0,3	37/0,0	22/–0,1
Апрель	I	9/0,0	41/0,2	14/0,8	2/2,0
	II	–	17/–	–	–
<i>Уровень риска r</i>		<i>99</i>	<i>251</i>	<i>117</i>	<i>70</i>

*Жирным шрифтом выделены периоды, когда для шести и более декад подряд выполнялись все критерии условия развития снежной плесени озимых зерновых. Прочерки в таблице означают отсутствие снежного покрова.

на глубине узла кушения не ниже -1°C , то оценка риска имеет следующий вид:

$$r = (N - 5) / N \sum_{H_i > 30} H_i (T_i + 1),$$

где N – число декад, в которых выполнялись условия; H_i – толщина устойчивого снежного покрова, см; T_i – температура почвы на глубине узла кушения, $^{\circ}\text{C}$; i – декада наблюдаемого явления.

По предлагаемой оценке, риск равен нулю при длительности менее шести декад или при температурах ниже -1°C . Значения оценённого риска r приведены в нижней строке таблицы. Наибольший риск развития снежной плесени имел место зимой 2012/13 г. ($r = 251$). Доминирующий метод предупреждения выпревания – химический, т.е. внесение фунгицидов осенью при посеве озимых зерновых. Однако дефицит ресурсов и предположение, что зима будет малоснежной, провоцируют отход от технологических регламентов при принятии агрономического решения. В этой ситуации рассчитанная высокая оценка риска может служить основанием для считающегося устаревшим агротехнического приёма – ускорение весеннего снеготаяния путём снижения альбедо снежного покрова. Известны рекомендации по снижению альбедо на полях, особенно в низинах, для ускоре-

ния таяния путём разбрасывания торфяной крошки, золы или порошка графита [7, 8].

Выводы

1. Среди трёх агрометеорологических опасных явлений, связанных с режимом снежного покрова, регламентированных действующим на территории Российской Федерации Руководящим документом РД 52.04.563–2013 [2] для Москвы и Московской области, наибольшую опасность представляет собой выпревание озимых зерновых (снежная плесень). Вымерзание посевов за последние 30 лет не наблюдалось. Риск раннего установления снежного покрова постепенно теряет актуальность в связи с выраженным трендом его запаздывания.

2. Предложенная модель оценки риска развития снежной плесени на основе подекадных метеорологических инструментальных учётов показала, что за последние 20 лет в Москве четыре зимы – 2010/21, 2012/13, 2017/18, 2020/21 – имели благоприятные условия для её развития.

3. Анализ сроков установления устойчивого снежного покрова за последние 30 лет с 1991 по

2021 г. показал, что в Московской области достаточно выражен линейный тренд увеличения запаздывания становления устойчивого снежного покрова.

4. Предлагаемая эмпирическая функция вероятности становления снежного покрова в зависимости от календарной даты может быть использована для оценки рисков при принятии агрономических решений (сроков сева озимых зерновых и уборки других культур) в условиях Московской области.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской Федерации (со-

глашение с Минобрнауки России № 075-15-2020-805) «Актуальные научные задачи стратегии адаптации потенциала землепользования России в современных условиях беспрецедентных вызовов (экономический кризис, изменения климата, кризис глобальных тенденций природопользования)».

Acknowledgments. The study was carried out with the financial support of the Russian Federation (agreement with the Ministry of Education and Science of Russia № 075-15-2020-805) «Actual scientific tasks of the strategy of adapting the potential of land use in Russia in modern conditions of unprecedented challenges (economic crisis, climate change, crisis of global trends in nature management)».

Литература

References

1. Руководящий документ РД 52.04.563–2013. Инструкция по подготовке и передаче штормовых сообщений наблюдательными подразделениями. СПб.: Главная геофизич. обсерватория, 2013. 53 с.
2. Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33.
3. Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P., Zhou L., Wang T. Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades // Journ. of Environmental Research Letters. 2013. V. 8. № 1. P. 1–10.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Метеорологические наблюдения на станциях. Вып. 3. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 92 с.
5. Овсянкина А.В. Исходный материал в селекции озимой ржи к снежной плесени // Плодоводство и ягодоводство России. 2012. Т. 34. № 2. С. 78–81.
6. Галахов Н.Н. Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 11–26.
7. Bruehl G.W., Sprague R., Fisher W.R., Nagamitsu M. Snow molds of winter wheat in Washington // Washington Agric. Exper. Stn. Bull. 1966. V. 677. P. 1–21.
8. Bruehl G.W., Cunfer B.M. Physiologic and Environmental Factors that affect the Severity of Snow Mold of Wheat // Phytopathology. 1971. V. 61. P. 792–798.
1. *Rukovodjashhij dokument RD 52.04.563–2013. Instrukcija po podgotovke i peredache shtormovyh soobshhenij nabljudatel'nyimi podrazdelenijami.* Guidance document. GD 52.04.563–2013. Instructions for the preparation and transmission of storm messages by observation units. St. Petersburg: Main Geophysical Observatory, 2013: 53 p. [In Russian].
2. *Titkova T.B., Vinogradova V.V.* The timing of the snow cover on the territory of Russia at the beginning of the XXI century. by satellite data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 25–33. [In Russian].
3. *Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P., Zhou L., Wang T.* Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Journ. of Environmental Research Letters.* 2013, 8 (1): 1–10.
4. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stancijam i postam. Meteorologicheskie nabljudenija na stancijah.* Manual for hydrometeorological stations and posts. Meteorological observations at stations: V. 3. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 92 p. [In Russian].
5. *Ovsjankina A.V.* Source material for breeding winter rye to snow mold. *Plodovodstvo i Jagodovodstvo Rossii.* Fruit and berry growing in Russia. 2012, 34 (2): 78–81. [In Russian].
6. *Galahov N.N.* Identification of winter types according to the height and dynamics of snow cover in most of the territory of the USSR. *Rol' snezhnogo pokrova v prirodnyh processah.* The role of snow cover in natural processes. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1961: 11–26. [In Russian].
7. *Bruehl G.W., Sprague R., Fisher W.R., Nagamitsu M.* Snow molds of winter wheat in Washington. *Washington Agric. Exper. Stn. Bull.* 1966, 677: 1–21.
8. *Bruehl G.W., Cunfer B.M.* Physiologic and Environmental Factors that affect the Severity of Snow Mold of Wheat. *Phytopathology.* 1971, 61: 792–798.

Оценка параметров снежного покрова по данным наблюдений на метеостанциях в небольших речных бассейнах на юге Западной Сибири

© 2022 г. Д.К. Першин^{1,2*}, Л.Ф. Лубенец², Д.В. Черных²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

²Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*dmitrypersh@gmail.com

Evaluation of snow parameters at weather stations in small catchments in the south of Western Siberia

D.K. Pershin^{1,2*}, L.F. Lubenets², D.V. Chernykh²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

*dmitrypersh@gmail.com

Received May 14, 2021 / Revised November 19, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Western Siberia, snow water equivalent, snow depth, snow density, snow surveys, weather stations data.*

Summary

In this study, we analyzed the accuracy of snow observations at weather stations compared to the data of snow measurements in the vicinity of these stations. Also, the variations of measurement errors were estimated considering the inter-annual snowpack variability and landscape heterogeneity of the river basins. The studies were conducted in three catchments in the south of Western Siberia: forest-steppe the Kasmala River (2011–2020), low mountain the Mayma River (2015–2020), and steppe the Kuchuk River (2019–2020). The results showed that the accuracy of snow measurements at the weather stations was higher in the low mountain catchment than in the plain basins. Interannual differences in precipitation combined with wind transport influenced the most significant errors in the Kasmala catchment (relative error of snow depth on the snow gauge – 46,3%, and SWE on the permanent course – 17,3%). However, in the Mayma catchment, the snow depth measurements on the snow gauge agreed well with the catchment means in all years (mean relative error 7,7%). The relative error of snow depth measurements on the snow gauge in the Kuchuk catchment was 7,5%, and of SWE on the permanent snow course was 19,1%. The small snow depth error occurred due to the composition of the error distribution and large differences between open and forested areas.

Citation: Pershin D.K., Lubenets L.F., Chernykh D.V. Evaluation of snow parameters at weather stations in small catchments in the south of Western Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 81–98. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010118.

Поступила 14 мая 2021 г. / После доработки 19 ноября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, снегозапасы, толщина снежного покрова, плотность снега, снегомерные съёмки, наблюдения на метеостанциях.*

Сравниваются материалы наблюдений за снежным покровом на метеостанциях и снегомерные наблюдения в водосборных бассейнах, где расположены эти станции. Исследования вели в трёх бассейнах на юге Западной Сибири: в лесостепном бассейне р. Касмала (2011–2020 гг.), низкоромном бассейне р. Майма (2015–2020 гг.) и степном бассейне р. Кучук (2019–2020 гг.). Сравнение проводилось на трёх пространственно-временных уровнях изменчивости: межгодовом (влияние межгодовой изменчивости осадков); внутрибассейновом (влияние рельефа и растительности); внутригодовом (влияние метеорологических условий конкретного зимнего периода).

Введение

В условиях современных изменений климата характеристики сезонного снежного покрова существенно варьируют. В последние десятилетия в переходные сезоны по всей Евразии сокращаются площади снежного покрова и периоды его залегания [1]. Однако наблюдаемые тенденции

народны [2]. Кроме того, как показали последние исследования, невязки между основными источниками данных о снежном покрове (наземные, дистанционные и модельные) остаются высокими при изучении как временных, так и пространственных неоднородностей [3, 4]. В большинстве исследований отмечаются тенденции увеличения толщины снега и снегозапасов (водного эквивалента снежного покрова) как в целом в Север-

ной Евразии, так и на территории России [5, 6]. По данным Росгидромета, в среднем по России тренд максимальной толщины снега составляет 1,51 см/10 лет [2]. Для центральных и западных районов Сибири на основе данных сервиса GlobSnow 3.0 [6] он равен $3,1 \pm 2,9$ мм/10 лет. На фоне тенденций увеличения толщины снега и снегозапасов продолжительность залегания и площадь, занятая снежным покровом, последовательно снижаются [7, 8]. В среднем по России снижение числа дней со снежным покровом составляет $-1,17$ дней/10 лет [2]. Однако многие из отмеченных тенденций имеют свои региональные особенности и отклонения.

Наиболее существенные отличия в направленности тенденций отмечаются между измерениями на снегомерных маршрутах в окрестностях метеостанций (ГМС), на открытых и залесённых участках (лес/поле). Снегозапасы на маршрутах в «поле» последовательно растут (2,16 мм/10 лет), тогда как на лесных маршрутах они стабильно уменьшаются ($-1,49$ мм/10 лет) [2]. Снижаются и коэффициенты снегонакопления – отношение между снегозапасами на лесных и открытых участках, что частично объясняется уменьшением величины метелевого переноса снега [9].

Маршрутные снегомерные наблюдения на ГМС – важнейший источник информации для изучения многолетних закономерностей и верификации других источников данных о снежном покрове (модельных, дистанционных) [10]. Использование различных источников часто показывает совершенно разные результаты анализа многолетних тенденций [11]. Наблюдения за снежным покровом на ГМС представляют собой измерения в точке, репрезентативной лишь в некоторой окрестности, величина которой невелика и, самое главное, неизвестна. Наблюдения в определённой точке могут существенно отличаться от средних значений даже в небольших речных бассейнах, а участки, на которых значения близки к среднему, расположены случайным образом и трудно определимы априори [12].

Факторы, влияющие на основные параметры снежного покрова, изменяются в различных пространственно-временных масштабах [13]. Сочетания характеристик рельефа и растительности определяют пространственную дифференциацию параметров снежного покрова в масштабах

от десятков метров до нескольких десятков километров. В то время как межгодовые различия в количестве осадков, температурный и ветровой режимы, зависящие от метеорологических условий конкретных зим, обуславливают временную изменчивость характеристик снежного покрова. Отметим, что указанные процессы накладываются друг на друга и, например, специфика метеорологических условий отдельно взятых синоптических периодов и даже суток может определять значительную неоднородность даже на относительно небольших пространственных масштабах.

Задача настоящего исследования – оценить точность наблюдений за снежным покровом на ГМС по сравнению с данными снегомерных наблюдений в некотором пространственном окружении этих станций. Рассматривалось также изменение соотношения между этими двумя источниками данных о снежном покрове в условиях межгодовой изменчивости снежности зим, разницы метеорологических условий зимних периодов и неоднородности подстилающей поверхности. Территориальными единицами для проведения сравнительного анализа были речные бассейны, в пределах которых расположены ГМС и проводили снегомерные наблюдения. В контексте исследования под оценкой точности наблюдений понимается не только сравнение данных, полученных на ГМС, с результатами снегомерных наблюдений в речных бассейнах, но и некоторая физическая обоснованность соотношений между этими двумя источниками данных. Так, значения снегозапасов на постоянном маршруте ГМС (открытый маршрут «поле») потенциально должны быть близки со средними значениями снегозапасов на открытых участках в речном бассейне. Как и в ряде исследований [12, 14], при анализе относительных ошибок средних значений репрезентативными считались отклонения менее 10% бассейновых средних.

Материалы и методы

Территория исследования. Исследования проводили в трёх речных бассейнах – Кучук, Касмала и Майма. Территориально расположение бассейнов отражает переход от низменной Кулундинской равнины через возвышенное Приобское плато к низкогорьям Алтая (рис. 1). Территория исследо-



Рис. 1. Карта-схема расположения исследуемых бассейнов на юге Западной Сибири:

1 – крупные города; 2 – границы исследуемых бассейнов; 3 – крупные реки; 4 – государственные границы; 5 – региональные границы. Топооснова: Bing Maps, OSM

Fig. 1. Locations of the investigated catchments in the south of Western Siberia

1 – cities; 2 – catchment borders; 3 – rivers; 4 – countries boundaries; 5 – regional boundaries. Base map: Bing Maps, OSM

вания охватывает диапазон абсолютных высот от 97 до 1471,4 м, что соответствует изменению годовой суммы осадков от 337 до 729 мм (табл. 1).

Бассейн р. Кучук (рис. 2, а) относится к бессточной области Обь-Иртышского междуречья. Территория бассейна охватывает Кулундинскую равнину и частично пологие северные склоны Приобского плато. Он расположен в подзонах засушливой и сухой степи или сухой субгумидной зоне [18, 19]. В пространственной структуре бассейна полностью доминируют сельскохозяйственные угодья. Отметим, что Кулундинская равнина – один из регионов России с наиболее ярко выраженными признаками опустынивания и деградации земель [20].

Бассейн р. Касмала (в работе используется часть бассейна, ограниченная гидропостом Касмала–Рогозиха, см. рис. 2, б) расположен в подзоне южной лесостепи [18] и относится к субгумидной зоне [19]. Это – репрезентативный участок для Приобского плато, на котором долины рек часто наследуют ложбины древнего стока [21]. В пространственной структуре терри-

тории также преобладают сельскохозяйственные угодья (59,7%). Значительную долю площади бассейна занимает ленточный бор, приуроченный к днищу ложбины древнего стока (около 12%), которая фактически разделяет бассейн на две части. Столь существенная неоднородность ландшафтной структуры влияет на условия снегонакопления за счёт различий в ветровом перераспределении и перехвате снега кронами деревьев (более подробно анализируется в работе [22]).

Бассейн р. Майма (см. рис. 2, в) расположен в пределах низкогорий северного Алтая и включает в себя участки лесостепных, подтаёжных и таёжных ландшафтов [23]. В ландшафтной структуре доминирует лесной пояс (более 90% общей площади). Небольшую долю занимают лесостепные ландшафты (6,1%). Широко распространены антропогенные модификации (сельскохозяйственные угодья, вырубки). Условия снегонакопления зависят главным образом от комбинации двух факторов – орографического и характера растительности (подробно рассмотрено в работе [24]).

Таблица 1. Основные топографические и климатические характеристики исследуемых бассейнов (составлено по данным [15, 16])

Характеристики	Бассейн		
	р. Касмала	р. Кучук	р. Майма
Площадь, км ²	1768,7	901,56	778,2
Диапазон абсолютных высот, м	167–290	97–301	251–1471
Среднегодовая сумма осадков, мм*	402	337	729
Сумма осадков за ноябрь–март, мм*	116	93,3	162
Средняя температура воздуха за ноябрь–март, °С*	–13,0	–12,5	–10,8
Число дней со средней скоростью ветра между сроками с более 7,7 м/с**	47	41	2
Максимальная толщина снежного покрова, см*	60	39	60

*Для бассейнов рек Касмала и Майма данные за 1956–2019 гг., для бассейна р. Кучук – за 2005–2019 гг. **В табл. 1 и 2 порог в 7,7 м/с выбран с учётом представленной в работе [17] средней скорости ветра, необходимой для возникновения метелевого переноса сухого снега.

Снегомерные наблюдения в речных бассейнах.

В данной работе использованы результаты нескольких серий наблюдений за снежным покровом. *Первый период* многолетних наблюдений в бассейне Касмалы охватывает 2010/11–2013/14 и 2016/17–2018/19 гг., а в бассейне Маймы – 2014/15–2018/19 гг. (здесь и далее мы оперируем зимними периодами из двух лет). Исследования проводили в период максимального снегонакопления: конец февраля – середина марта. *Второй период* измерений начался зимой 2019/20 г. в бассейнах рек Касмала, Кучук и Майма и предусматривал ежемесячные измерения (с ноября по февраль) на нескольких реперных участках и расширенные снегомерные работы в период максимального снегонакопления. Все результаты были объединены в единую базу данных, размещённую в открытом доступе, с подробным описанием обследованных участков и методов измерений [25].

Методики измерений для описанных периодов отличались. В *первый период* наблюдений исследования проводили по снегомерным маршрутам и снегомерным площадкам в соответствии с классическими рекомендациями Росгидромета [26, 27]. Расстояние между точками измерений толщины снежного покрова на маршрутах составляло 20 м. Плотность измерялась через каждые 100–200 м весовым снегомером ВС-43. Снегомерная площадка представляла собой два перпендикулярных трансекта, содержащих по 10 измерительных точек толщины снежного покрова через 5 м, реже 2 м – на крутых склонах и других сложных для измерений участках. Плотность снежного покрова измерялась в пяти точках. Во *второй период* измерения выполняли на снего-

мерных площадках, представляющих собой два перпендикулярных трансекта длиной по 60 м с интервалом измерений 2 м. Суммарно на одной площадке выполняли 61 измерение толщины и 13 измерений плотности снега. Такая схема была предложена в работе [28]. Местоположения маршрутов и площадок (см. рис. 2, а–в) выбирали исходя из данных об основных элементах мезорельефа, типах растительности и высотных уровнях, и они были практически полностью идентичны для двух серий наблюдений. Несмотря на различия в методиках измерений, характер распределения параметров снежного покрова в речных бассейнах оставался схожим год от года.

Общее число снегомерных маршрутов и площадок, а также точное число измерений по годам приведено в табл. 2. Методика наблюдений и локальные закономерности снегонакопления в бассейнах более подробно даны в работах [22, 24], а описание базы данных – в работе [25]. В настоящей статье наблюдения, выполненные авторами, называются «бассейновыми», а измерения на метеостанциях (ГМС) – «стационарными».

Данные наблюдений на ГМС. В работе использованы данные ГМС Ребриха (бассейн р. Касмала), Родионо (бассейн р. Кучук) и Кызыл-Озек (бассейн р. Майма). Указанные ГМС расположены в исследуемых бассейнах или в непосредственной близости от них (см. рис. 2). Большинство метеопараметров (температура воздуха, сумма осадков, скорость и направление ветра, характеристики снежного покрова) по данным ГМС размещены в открытом доступе [15, 16]. Содержание и доступность данных снегомер-

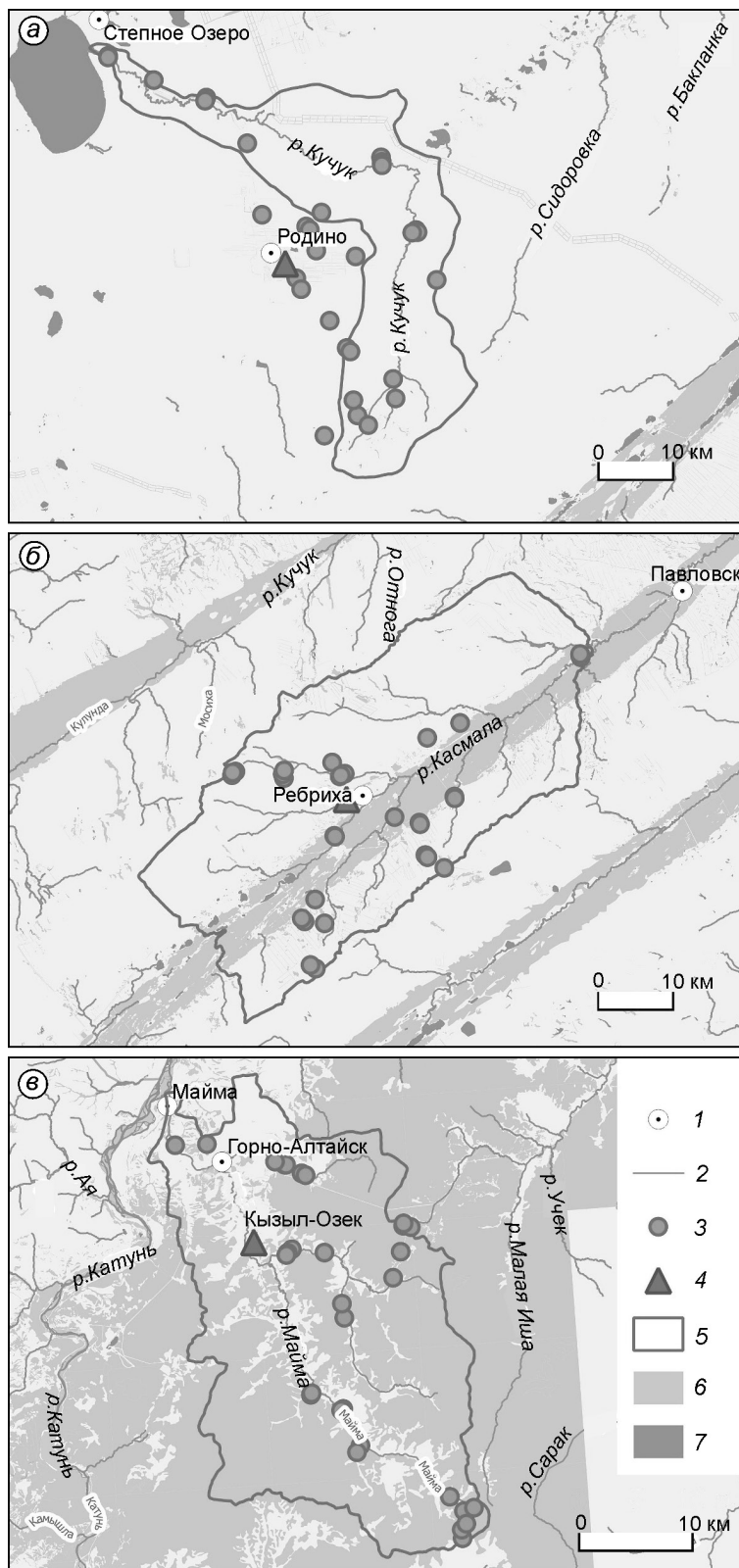


Рис. 2. Схема расположения снегомерных маршрутов, площадок и метеостанций в исследуемых бассейнах:

a – р. Кучук; *б* – р. Касмала; *в* – р. Майма; 1 – населённые пункты; 2 – реки; 3 – снегомерные маршруты и площадки; 4 – ГМС; 5 – границы речных бассейнов; 6 – леса; 7 – озёра. Топооснова: OSM

Fig. 2. Locations of snow courses, sites and weather stations in the explored catchments *a* – Kuchuk; *б* – Kasmala; *в* – Mayma; 1 – settlements; 2 – rivers; 3 – snow courses and sites; 4 – weather stations; 5 – catchment boundaries; 6 – forested areas; 7 – lakes. Base map: OSM

ных наблюдений (суточных измерений толщины снега по стационарной рейке и маршрутных снегомерных съёмок) весьма неоднородны по

разным ГМС. Архив данных маршрутных снегомерных съёмок по ГМС Ребриха доступен в базе данных [15], однако после 2014 г. съёмки

Таблица 2. Число измерений по годам наблюдений и метеорологические характеристики зимних периодов (составлено с использованием среднесуточных данных [15, 16])

Зимний период	Число маршрутов/площадок	Число измерений толщины/плотности снега	Сумма осадков за ноябрь–март, мм	Средняя температура воздуха за ноябрь–март, °С	Число дней со средней скоростью ветра между сроками с более 7,7 м/с	Максимальная толщина снежного покрова, см
<i>Бассейн р. Касмала</i>						
2010/11	7/0	629/19	107	–13,5	47	65
2011/12	9/0	698/77	50	–15,2	19	61
2012/13	9/0	565/78	135	–13,5	48	127
2013/14	9/0	565/78	108	–9,5	27	45
2016/17	9/0	606/78			–**	
2017/18	9/0	610/84	75	–12,8	23	60
2018/19	9/0	605/83	66	–12,5	27	81
2019/20	0/31*	2867/613	108	–8,2	42	116
<i>Бассейн р. Майма</i>						
2014/15	9/0	337/77	156	–8,7	0	77
2015/16	7/29	844/198	128	–6,9	0	41
2016/17	5/29	734/170	180	–9,3	0	75
2017/18	5/40	992/229	171	–10,0	1	56
2018/19	5/52	1151/297	101	–10,3	0	49
2019/20	0/30*	3294/702	222	–6,8	0	87
<i>Бассейн р. Кучук</i>						
2019/20	0/31*	2620/558	79	–7,6	35	58

*Схема проведения наблюдений в зимний период 2019/20 г. была изменена. **Отсутствие данных ГМС.

на станции были прекращены. На ГМС Кызыл-Озек маршрутные снегомерные съёмки проводятся, но в открытом доступе данных нет. Только по ГМС Родино данные снегомерных съёмок в полном объёме представлены в базе ВНИИГМИ-МЦД, и этот массив обновляется. Таким образом, исключительно суточные значения толщины снежного покрова по стационарной рейке – тот параметр, который был доступен одновременно для всех ГМС.

Неоднородность либо недоступность данных о маршрутных снегомерных съёмках (единственный источник данных о снегозапасах) – достаточно распространённая проблема, поэтому мы также использовали суточные значения толщины снежного покрова по стационарной рейке для перехода к снегозапасам. Плотность снежного покрова в данном случае рассчитывалась по широко применяемой статистической зависимости [29]

$$\rho_{h_i DOY_i} = (\rho_{\max} - \rho_0)(1 - \exp(-k_1 h_i - k_2 DOY_i)) + \rho_0, \quad (1)$$

где $\rho_{h_i DOY_i}$ – плотность снега на определённый день в году (DOY); ρ_{\max} , ρ_0 – максимальное и начальное значения плотности соответственно; k_1 ,

k_2 – параметры уплотнения снега для толщины и дня в году соответственно; h_i – толщина снега.

Входные параметры модели варьируют в зависимости от типов снежного покрова (более подробно рассмотрено в исследовании [29]). Для бассейна Маймы применялись параметры для тайги, для бассейнов Кучука и Касмала – степей (прерий). Таким образом, наряду с доступными данными маршрутных снегомерных съёмок (использованы данные маршрутов «поле»), применение формулы (1) позволило получить ряды значений снегозапасов с суточным разрешением. Отметим, что мы не ставили целью калибровку формулы (1) по данным наблюдений, а лишь использовали её в качестве примера простого моделирования при недостатке данных о плотности снега и снегозапасах.

Методика анализа. Сравнительный анализ данных бассейновых и стационарных наблюдений проводился с учётом временной (меж- и внутригодовой) и пространственной (внутрибассейновой) изменчивости параметров снежного покрова. Основные параметры для сравнения – толщина снежного покрова и снегозапасы

по данным стационарных измерений и бассейновых наблюдений. Анализ выполнялся на основе трёх групп данных, в каждой из которых результаты бассейновых наблюдений в целом, по отдельным природным комплексам или на определённую дату выступали в качестве референтного уровня для сравнения. Данные бассейновых наблюдений мы использовали в качестве условного базиса для оценки точности ввиду их большего пространственного охвата и числа измерений, хотя это – определённое допущение. Для анализа межгодовых различий использованы данные наблюдений по бассейнам Касмалы и Маймы в период максимума аккумуляции снега за все доступные годы (см. табл. 2). Анализ внутрибассейновых различий выполнялся с помощью данных бассейновых наблюдений также на период максимума снегонакопления 2019/20 г. в бассейнах Кучука, Касмалы и Маймы. При этом измерения были разделены по четырём группам природных комплексов: открытые луга, степи и пашни; долинные сообщества; хвойные леса; лиственные леса. Анализ внутригодовых различий проводили на основе данных реперных снегомерных площадок, где измерения выполняли в течение всего зимнего периода 2019/20 г. в трёх бассейнах (от трёх до шести площадок в бассейне, подробнее см. работу [25]). Во всех случаях для сравнения использовали значения наблюдений на ГМС непосредственно в день проведения бассейновых снегомерных наблюдений или осреднённые за период проведения наблюдений параметры.

В качестве метрик для оценки точности использованы: *среднее отклонение* (mean bias, MB); *медианное абсолютное отклонение* (median absolute deviation, MAD); *относительную ошибку* (relative error, RE), которые рассчитывали по следующим формулам:

$$MB = (\sum_{i=1}^n x_s - x_c)/n;$$

$$MAD = \text{median}(|x_{c_i} - \text{median}(x_s)|);$$

$$RE = |1 - (\bar{x}_s/\bar{x}_c)| \cdot 100\%,$$

где x_s , x_c – параметры снежного покрова по данным стационарных и бассейновых наблюдений соответственно; \bar{x}_s , \bar{x}_c – средние значения параметров снежного покрова по данным стационарных и бассейновых наблюдений соответственно.

Среднее отклонение отражает абсолютную величину отклонений и их направленность в по-

ложительную или отрицательную сторону. Однако средние отклонения чувствительны к наличию отклонений противоположных знаков и выбросам. Для нивелирования этих недостатков использовалось медианное абсолютное отклонение. Относительная ошибка отражает разницу в процентах между средними значениями толщины снега и снегозапасов по данным стационарных и бассейновых наблюдений.

При анализе пространственных различий параметров снежного покрова рассчитывались *коэффициенты корреляции* между измерениями на ГМС и данными снегомерных маршрутов, а также *пространственная корреляционная функция толщины снежного покрова*. Для расчёта использованы данные первого периода наблюдений в бассейнах Касмалы и Маймы (только маршруты и снегомерные площадки, стабильно представленные за весь период наблюдений). В бассейне Касмалы корреляция рассчитывалась на основе доступных до 2014 г. наблюдений на снегомерном маршруте ГМС. Значимость коэффициентов корреляции оценивалась с помощью *t*-критерия Стьюдента. Для построения оценки корреляционной функции использовались значения коэффициентов корреляции между стационарными и бассейновыми измерениями толщины снега, разбитые на интервалы расстояний по 5 км от ГМС. Анализ данных и расчёт метрик проводился в среде R (<https://www.r-project.org/>).

Результаты и обсуждение

Метеорологические условия в период наблюдений. Период исследований охватывал большой диапазон условий – от мало- до многоснежных зим (см. табл. 2). Иногда разница в поступающих зимних осадках была более чем двукратной, как например в 2011/12 и 2012/13 гг. в бассейне Касмалы или в 2018/19 и 2019/20 гг. в бассейне Маймы. Зимние температуры, напротив, колебались лишь в пределах 1–2 °С от нормы во всех бассейнах. Исключением была очень тёплая зима 2019/20 г. (температуры выше нормы на 4–5 °С). Значительные колебания ветрового режима характерны только для равнинных бассейнов Касмалы и Кучука. В многоснежные годы, как правило, наблюдается большее число дней с высокими скоростями ветра (более 40 дней).

Таблица 3. Средние отклонения, медианные абсолютные отклонения и относительная ошибка определения толщины снежного покрова и снегозапасов по данным ГМС относительно измерений в бассейнах р. Касмала и р. Майма

Год	Среднее отклонение		Медианное абсолютное отклонение		Относительная ошибка	
	толщины, см	снегозапасов, мм	толщины, см	снегозапасов, мм	толщины, %	снегозапасов, %
<i>Бассейн р. Касмала*</i>						
2010/11	13(–14)	83(–23)	15(13)	86(23)	31,6(34,0)	91,4(25,5)
2011/12	8(–8)	58(–13)	9(8)	59(14)	24,6(25,2)	81,5(18,5)
2012/13	48(–24)	274(–26)	50(22)	276(31)	64,6(31,5)	164,0(15,4)
2013/14	5(–6)	55(–8)	10(8)	59(14)	15,2(17,1)	69,1(9,71)
2017/18	25	120	26	120	73,6	161,0
2018/19	22	133	22	133	41,7	116,0
2019/20	47	241	45	238	72,9	160,0
<i>Бассейн р. Майма</i>						
2014/15	4	108	12	97	6,5	84,6
2015/16	–11	4	12	21	30,5	9,2
2016/17	–1	70	10	73	1,4	59,1
2017/18	–0,4	51	11	54	0,7	63,8
2018/19	2	60	9	63	4,5	74,6
2019/20	2	64	11	77	2,7	45,5

*В скобках для бассейна р. Касмала приведены значения ошибок относительно постоянного снегомерного маршрута ГМС. Для этого же бассейна ввиду отсутствия данных ГМС за 2016/17 г. расчёт ошибок для данного периода был невозможен.

В мало- и среднеснежные годы их число снижается до 19–27 дней (практически на 50% ниже нормы). В низкогорном бассейне Маймы число дней со скоростями ветра выше 7,7 м/с в среднем не превышает двух, что практически исключает влияние ветра на пространственную дифференциацию снежного покрова.

Межгодовые различия. Динамика и степень согласованности данных наблюдений на ГМС и бассейновых наблюдений существенно отличались в бассейнах Касмала и Маймы.

В бассейне Маймы значения толщины снега по стационарной рейке достаточно близки к медианным значениям по данным бассейновых наблюдений (среднее отклонение за все годы 1 см). Кроме того, значения отклонений толщины снега были стабильны в годы с разными метеорологическими условиями (табл. 3, рис. 3, а–б). Особенно наглядно это показывает диапазон значений медианных отклонений, который изменялся лишь в пределах 3 см за весь период наблюдений. Небольшие отклонения отмечены как в положительную, так и в отрицательную сторону. Из всех рассматриваемых лет только в 2015/16 г. относительная ошибка превышала 10%. Значения толщины снега по стационарной рейке в бассейне Касмала, напро-

тив, были существенно завышены относительно данных бассейновых наблюдений (среднее отклонение за все годы – 24 см). Относительные ошибки во все годы составили больше 10%, однако нестабильной была и динамика медианных отклонений. Наиболее высокие медианные отклонения толщины снега (более 40 см) отмечены в многоснежные 2012/13 и 2019/20 гг. Значения толщины снега на постоянном маршруте (данные до 2013/14 г.), напротив, отклонялись в отрицательную сторону относительно данных бассейновых наблюдений (среднее отклонение равно –13 см). При этом максимальное значение медианного отклонения также характерно для многоснежного 2012/13 г. Однако диапазон изменчивости и средних, и медианных отклонений был существенно ниже по сравнению со средними и медианными отклонениями по стационарной рейке.

Ограниченность временного охвата или полное отсутствие данных маршрутных снегомерных съёмок на ГМС не позволило в полной мере сравнить межгодовую изменчивость снегозапасов. В обоих бассейнах значения снегозапасов, рассчитанные по формуле (1), существенно превышали медианные значения по данным как бассейновых наблюдений, так и постоян-

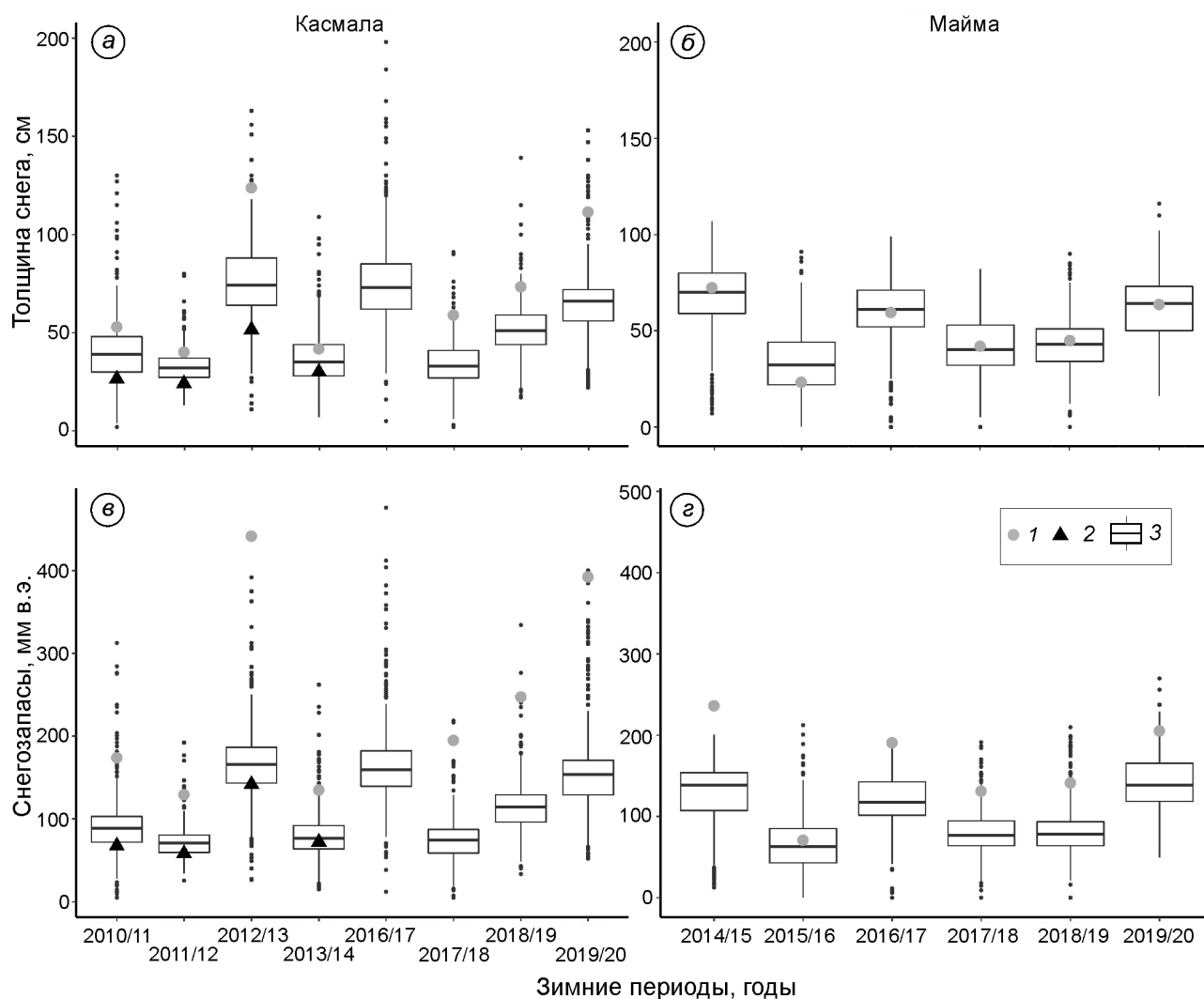


Рис. 3. Распределение значений толщины снежного покрова (а, б) и снегозапасов (в, г) в бассейнах Касмала и Маймы по данным бассейновых наблюдений в период максимума снегонакопления (конец февраля – начало марта) и наблюдений на ГМС за тот же временной период в 2010/11–2019/20 гг.:

1 – толщина снега и снегозапасы на постоянном снегомерном маршруте ГМС в период бассейновых наблюдений; 2 – средние значения толщины снега и расчётных значений снегозапасов по стационарной рейке в период бассейновых наблюдений; 3 – нижний и верхний края «ящика» обозначают первый и третий квартили соответственно, центральная линия – медиану, «усы» соответствуют максимальному значению, но не более полутора межквартильных размахов; измерения, выходящие за данный интервал, отмечены как выбросы (чёрные точки)

Fig. 3. Distribution of snow depth (а, б) and SWE (в, г) values in the Kasmala and Mayma catchments according to the data of snow surveys during the period of peak accumulation and the same date weather stations data in 2010/11–2019/20:

1 – snow depth and SWE on a weather station permanent snow course at the same dates as snow surveys; 2 – mean snow depth and modelled SWE based on a snow gauge at the same dates as snow surveys; 3 – lower and upper edges of the «box» denote the first and third quartiles, respectively, the central line denotes the median, «whiskers» correspond to the maximum value, but not more than 1,5 interquartile range, measurements beyond this interval are marked as outliers (black dots)

ных маршрутов (см. рис. 3, в–г). Часто расчётные значения снегозапасов выходили за пределы полутора межквартильных размахов. Отклонения возникали в результате завышения моделью плотности снега в среднем на $0,11 \text{ г/см}^3$ (относительно данных бассейновых наблюдений). Также

за счёт систематического завышения толщины снега по постоянной рейке в бассейне Касмала медианные отклонения снегозапасов в многоснежные годы (2012/13 и 2019/20 гг.) могли превышать собственно медианные значения (медианные отклонения составили более 200 мм).

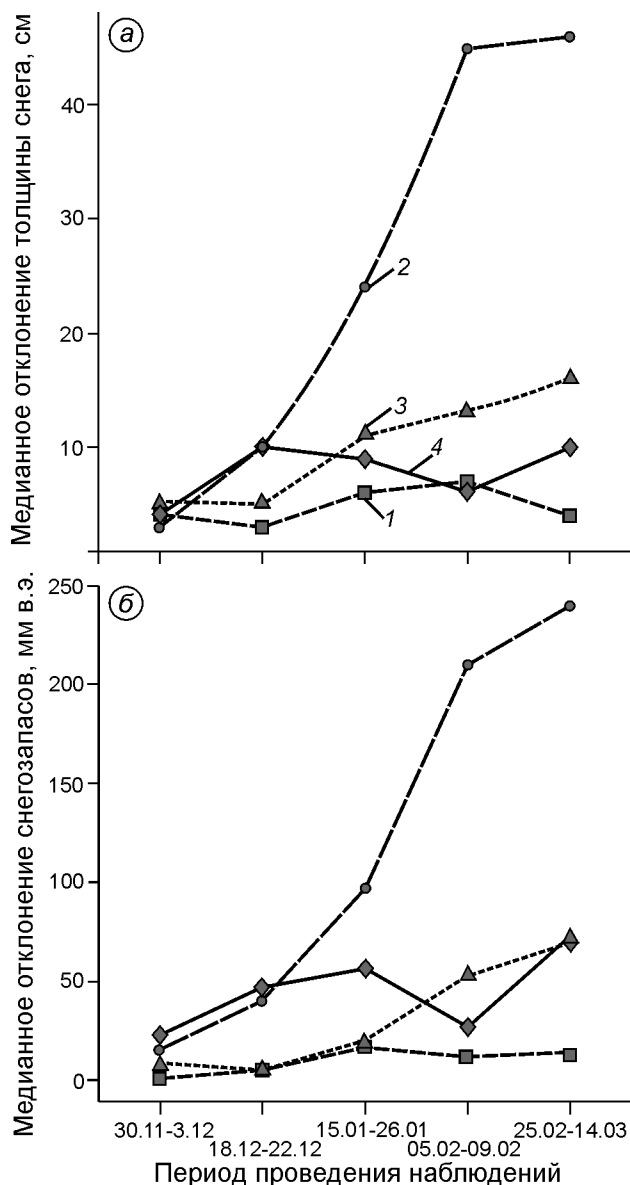


Рис. 4. Медианное абсолютное отклонение толщины снежного покрова (а) и снеготравя (б) по данным измерений по стационарной рейке и маршрута метеостанции (при наличии) относительно бассейновых наблюдений за тот же период в течение зимы 2019/20 г.:

1 – Кучук (постоянный маршрут); 2 – Касмала; 3 – Кучук; 4 – Майма

Fig. 4. Median absolute deviation of snow depth (a) and SWE (б) between the weather stations snow gauge and course data (if available) and the same date snow surveys during the winter 2019/2020:

1 – Kuchuk (permanent snow course); 2 – Kasmala; 3 – Kuchuk; 4 – Mayma

Вместе с тем, измерения на постоянном маршруте в бассейне Касмалы занижали средние значения снеготравя относительно бассейновых

данных (среднее отклонения за все годы составило –17 мм). Однако медианные отклонения снеготравя на постоянном маршруте были существенно ниже аналогичных для расчётных снеготравя (в среднем на 99 мм). Тем не менее, только в 2013/14 г. относительная ошибка снеготравя на маршруте ГМС была ниже 10%.

Величины отклонений зависели как от локальных особенностей расположения станции и конфигурации постоянного снеготравя маршрута, так и от общего диапазона изменчивости параметров снежного покрова в бассейне в конкретный зимний период. В бассейне Касмалы в многоснежные и, как правило, в более ветреные годы общий диапазон изменчивости увеличивался и, накладываясь на локальные особенности снеготравя в окрестностях самой ГМС, определял более высокие значения отклонений. В малоснежные годы (например, 2011/12 и 2013/14 гг.) диапазон изменчивости был небольшим, незначительными были и значения медианных и средних отклонений. Однако толщина снега по постоянной рейке была стабильно выше медианных значений по данным бассейновых наблюдений за счёт локальных особенностей снеготравя на ГМС как и во все остальные годы (см. рис. 3, а). Хорошая согласованность стационарных и бассейновых данных в бассейне Маймы во многом обусловлена небольшим диапазоном изменчивости параметров снежного покрова в бассейне. Кроме того, ГМС расположена достаточно удачно, без каких-либо явных искажающих факторов. Такая согласованность – во многом случайное совпадение, установить которое без дополнительных наблюдений чрезвычайно сложно. Отметим, что сложность и разнонаправленность влияния метеорологических и ландшафтных факторов на снеготравя в различные годы серьёзно усложняет задачу введения каких-либо поправочных коэффициентов к измерениям на ГМС для оценки бассейновых средних, хотя иногда определённые корректировки сделать вполне реально [30].

Внутригодовая изменчивость. Общая тенденция для всех трёх бассейнов – постепенное увеличение медианных отклонений от начала зимнего периода к периоду максимальной аккумуляции снега (рис. 4). Если в первые два срока наблюдений (ноябрь–декабрь) медианные отклонения были достаточно близки по всем трём

бассейнам (в пределах 10 см/50 мм), то уже в январе разрыв между бассейном Касмалы и двумя другими бассейнами был почти двукратным и в дальнейшем только увеличивался.

Возможно, столь существенный рост отклонений в бассейне Касмалы вызван многоснежной зимой с несколькими оттепелями и достаточно высокой интенсивностью метелевого перераспределения снега. Косвенно это выражается через значительное число дней со скоростями ветра между сроками выше 7,7 м/с (42 дня, см. табл. 2). Несмотря на схожесть температурного и ветрового режимов в бассейне Кучука, рост медианных отклонений и их абсолютные значения были существенно ниже, чем в бассейне Касмалы. Вероятно, свою роль сыграло меньшее количество снега (в абсолютных величинах). В иные годы мы можем наблюдать более существенные различия между данными ГМС и наблюдениями в бассейне. К сожалению, отсутствие в настоящее время ретроспективных данных не позволяет сделать какие-либо выводы на этот счёт. Вместе с тем медианные отклонения, рассчитанные по данным постоянного маршрута в бассейне Кучука, также показывают существенно меньшие колебания как толщины снега, так и снегозапасов (менее 10 см/25 мм). В бассейне Маймы, несмотря на значительные колебания толщины снега в течение зимы и интенсивные оттепели, рост медианных отклонений весьма умеренный. По всей видимости, практически полное отсутствие ветрового перераспределения снега играет роль стабилизирующего фактора, уменьшающего изменчивость и, как следствие, способствующего хорошей согласованности данных бассейновых и стационарных наблюдений.

Внутрибассейновые различия. Сходства и различия между данными наблюдений на ГМС и бассейновых наблюдений во многом зависели от изменчивости толщины и снегозапасов в пределах природных комплексов внутри бассейнов. При этом величина и направленность отклонений между стационарными наблюдениями и измерениями в пределах отдельных природных комплексов часто очень сильно отличались даже в границах одного бассейна.

Бассейн Маймы характеризовался самой низкой изменчивостью толщины снега и снегозапасов по различным типам природных комплексов. Величина медианных отклонений толщины

составляла от 6 до 12 см. Толщина снега в пределах хвойных лесов в среднем была занижена по сравнению с наблюдениями на ГМС, тогда как лиственные леса и долинные сообщества имели положительные средние отклонения (рис. 5, д). Измерения толщины снега на открытых участках хорошо согласовывались с наблюдениями на ГМС, где постоянная рейка также расположена на открытом участке. Ввиду завышения расчётной плотности снега значения снегозапасов всех природных комплексов были существенно ниже рассчитанных по данным ГМС (см. рис. 5, е) с медианными отклонениями от 55 до 72 мм.

В бассейне *Касмалы* (см. рис. 5, а, б) условия зимы 2019/20 г. и расположение ГМС приводили к существенному превышению значений как толщины, так и снегозапасов над измерениями в пределах всех типов природных комплексов. Медианные отклонения толщины снега составляли от 39 до 53 см, снегозапасов — от 226 до 262 мм.

В бассейне *Кучука* наблюдалась максимальная дифференциация толщины снега и снегозапасов между различными типами природных комплексов. Средние отклонения относительно уровня наблюдений на ГМС распределены практически бимодально (см. рис. 5, в). Открытые и залесённые участки сильно контрастируют между собой, образуя фактически два максимума плотности распределения. Однако если рассматривать бассейн в целом, то значение медианных отклонений толщины снега было равно 12 см (размах 4–17 см), что несколько выше, но вполне сравнимо с бассейном Маймы (в среднем 9 см). Объясняется это тем, что уровень значений толщины снега, измеренных по стационарной рейке на ГМС, находился между измерениями по открытым и залесённым участкам, что вызывало достаточно низкие медианные и средние отклонения (см. рис. 5, в). В данном случае низкие значения отклонений могут вводить в заблуждение о хорошей согласованности измерений по постоянной рейке и данных бассейновых наблюдений. Это — лишь совпадение, которое не отражает физических процессов аккумуляции снежного покрова в бассейне в первую очередь потому, что измерения по стационарной рейке не были близки к значениям по другим открытым участкам в бассейне. В свою очередь данные постоянного снегомерного маршрута в бассейне Кучука хорошо соотносились с данными измерений на открытых участках

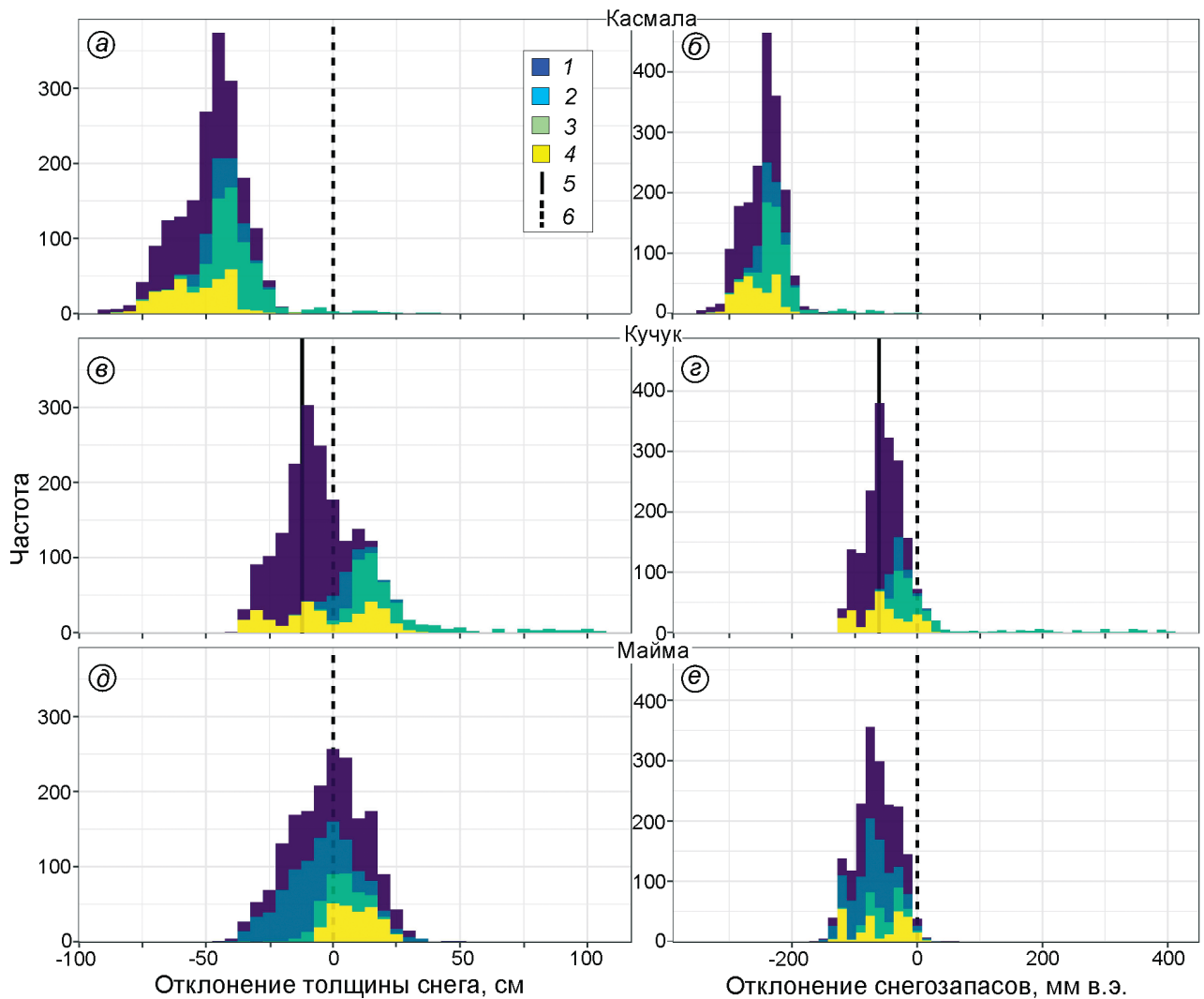


Рис. 5. Распределение значений отклонений толщины снежного покрова и снегозапасов в различных природных комплексах бассейнов рек Касмалы (а, б), Кучука (в, г) и Маймы (д, е) в период максимума снегонакопления относительно наблюдений на метеостанциях за тот же временной период в 2019/20 г.:

1 – открытые луга, степи и с/х угодья; 2 – хвойные леса; 3 – лиственные леса; 4 – долинные сообщества; 5 – уровень значений на постоянном маршруте; б – средний уровень значений по стационарной рейке

Fig. 5. Mean bias distributions of snow depth and SWE for different ecosystems in the Kasmala (a, б), Kuchuk (в, г) and Mayma (д, е) catchments during the period of peak accumulation regarding the same date weather stations data in 2019/20: 1 – open meadows, steppes and arable lands; 2 – coniferous forests; 3 – deciduous forests; 4 – valley communities; 5 – level of values on the permanent snow course; б – average level of values on the snow gauge

(сплошная линия на рис. 5, в, г). Медианное отклонение толщины снега составляло 6 см, снегозапасов – 14 мм. Относительные ошибки толщины и снегозапасов были менее 10%. Но если использовать этот критерий для бассейна Кучука в целом, то репрезентативными окажутся только значения толщины снега по стационарной рейке. Это ещё раз подтверждает, что хорошая согласованность данных по самым разным критериям может быть абсолютно случайным совпадением.

Распределение ошибок близко к нормальному по всем типам природных комплексов в бассейне Маймы, на открытых участках и в хвойных лесах в бассейнах Касмалы и Кучука. В лиственных лесах и долинных сообществах в равнинных бассейнах наблюдались выраженная асимметрия и мультимодальность распределения ошибок. Последнее связано со значительно большей неоднородностью распределения снежного покрова из-за накопления снега на опушках в колочных лесах,

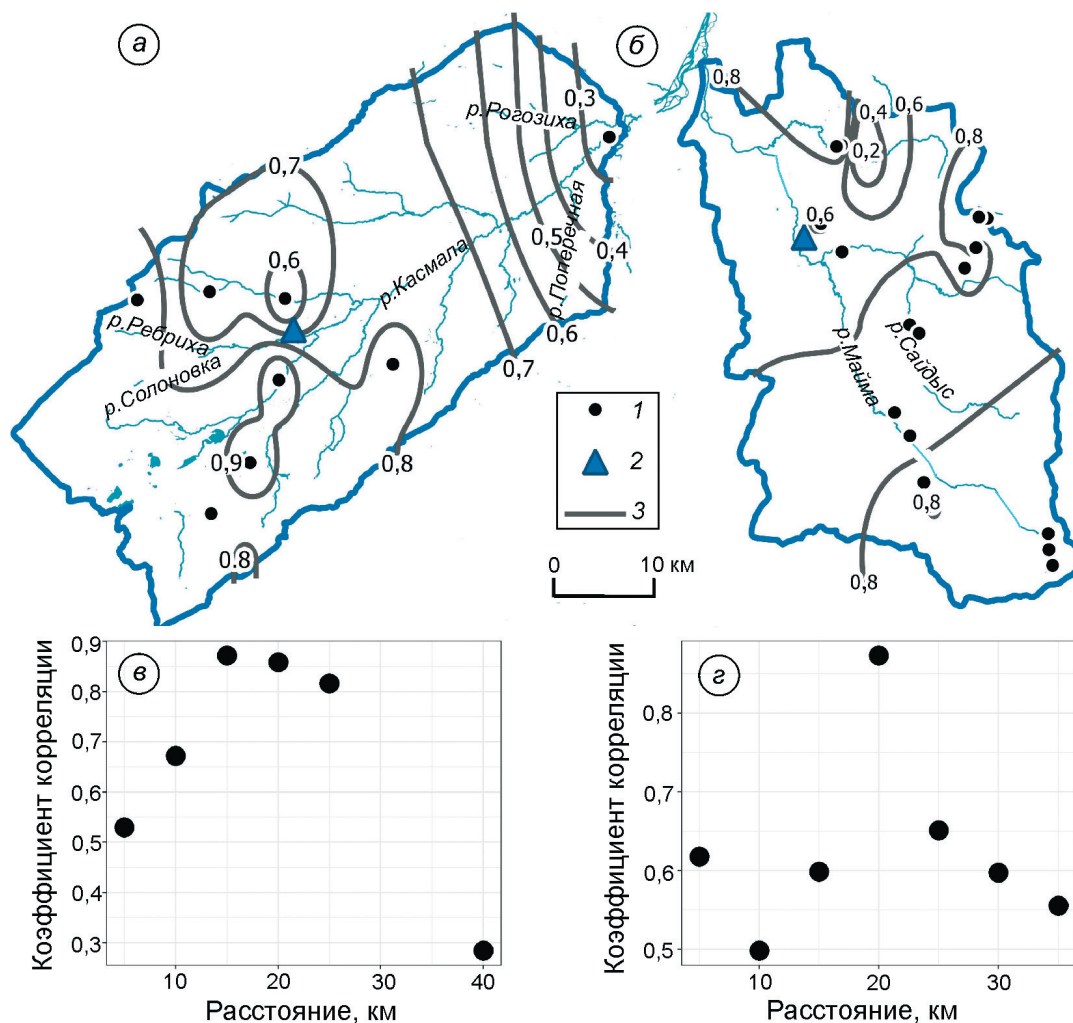


Рис. 6. Пространственная дифференциация коэффициентов корреляции и графики корреляционных функций в бассейнах рек Касмала (а, в) и Майма (б, з):

1 – маршруты и снегомерные площадки, использованные для расчётов корреляции; 2 – метеорологические станции; 3 – изокорреляты

Fig. 6. Spatial distribution of correlation coefficients and correlation functions graphs in the Kasmala (а, в) and Maya (б, з) rivers catchments:

1 – snow courses and sites used for correlation analysis; 2 – weather stations; 3 – isocorrelates

а также с мозаичной растительностью и сложным рельефом в долинах. Тем не менее, только на открытых участках в бассейне Маймы 95%-й доверительный интервал ошибок толщины снега включал ноль (уровень значений по стационарной рейке). Доверительные интервалы ошибок смоделированных значений снегозапасов повсеместно не включали нулевое значение. В бассейне Кучука доверительный интервал ошибок снегозапасов относительно измерений на постоянном маршруте, напротив, включал ноль для открытых участков.

Стационарные и бассейновые наблюдения значимо коррелируют (при $p < 0,001$) практиче-

ски по всем снегомерным маршрутам в бассейнах Касмалы и Маймы. Во многом это обусловлено синхронностью межгодовой изменчивости параметров снежного покрова. Статистически не значимы были только коэффициенты корреляции между стационарными наблюдениями и измерениями толщины снега на крутых южных склонах в бассейне Маймы (коэффициенты корреляции ниже 0,2). Однако пространственная дифференциация коэффициентов корреляции была существенно более неоднородна (рис. 6, а, б). В бассейне Касмалы самые высокие значения коэффициентов корреляции (> 0,9)

отмечены с близкими к ГМС лесными маршрутами, тогда как самый ближний и преимущественно открытый снегомерный маршрут имел коэффициент около 0,6. Скорее всего, свою роль здесь также сыграло весьма специфическое расположение снегомерного маршрута ГМС, занижающее значения параметров снежного покрова. В бассейне Маймы наиболее высокая корреляция отмечена с маршрутами и снегомерными площадками в схожих с ГМС открытых долинных местоположениях. В целом, как показывают графики корреляционных функций (см. рис. 6, в, г), на масштабе небольших речных бассейнов (несколько десятков километров) не наблюдается выраженного затухания функции в зависимости от расстояния от ГМС и чёткой зависимости, описывающей поведение функции. Во многом теснота связей зависит от близости характеристик местоположений снегомерных маршрутов в бассейне и ГМС (параметров мезорельефа и растительности) или от иных случайных факторов. Кроме того, в бассейне Маймы не наблюдалось какой-либо зависимости от изменения абсолютной высоты (изменяется пропорционально расстоянию от метеостанции). Определённое затухание корреляционных связей отмечено в бассейне Касмалы на расстояниях более 40 км от ГМС. Но и здесь мы не можем точно сказать, связано это с удалением от ГМС или представляет собой следствие специфических характеристик снегомерного маршрута.

Рассмотренные здесь результаты хорошо соотносятся с исследованиями по оценке репрезентативности для окружающей территории станций мониторинга снегозапасов SNOTEL в Северной Америке [31, 32]. Было показано, что лишь около половины станций SNOTEL имеют ошибку в пределах 10% средней толщины снега на окружающей территории. Кроме того, ошибки, как правило, не зависят от расстояния от станций, а связаны с характеристиками окружающей территории: абсолютными высотами, инсоляцией, характером растительности. С учётом сильной пространственной неоднородности параметров снежного покрова и ограниченности применения точечных данных наиболее оптимально применять методы ассимиляции данных из различных источников — наземных, дистанционных и модельных. Обзор данных методов приведён в работе [33].

Выводы

Исследования на примере трёх речных бассейнов на юге Западной Сибири показали, что данные наблюдений за снежным покровом на метеостанциях существенно отличаются от результатов измерений в окрестностях этих станций. Кроме того, расхождения возникают как у наблюдений по стационарной рейке, так и на постоянных снегомерных маршрутах. Подобные закономерности ранее отмечались в Северной Америке [31, 32], однако для данного региона Сибири они получены впервые. На равнинных бассейнах межгодовые различия в снежности зим в сочетании с различной интенсивностью метелевого переноса вызывают увеличение расхождений между стационарными и бассейновыми данными.

В бассейне Касмалы отклонения измерений толщины снега по стационарной рейке увеличиваются в многоснежные и ветреные годы и уменьшаются вместе со снижением общей изменчивости в малоснежные годы (относительная ошибка — от 73,6 до 15,2%). Вместе с тем расположение метеостанции в любом случае способствует превышению значений толщины снега над бассейновым средним уровнем (в среднем на 24 см). В низкогорном бассейне Маймы, напротив, при практически полном отсутствии влияния метелевого перераспределения значения толщины снега по стационарной рейке и средние по бассейну были близки в годы с разной снежностью (относительная ошибка составляет 0,8–30,5%).

Распределение отклонений по разным типам природных комплексов показало, что расположение метеостанции может случайным образом повлиять на уменьшение различий между стационарными и бассейновыми данными. В бассейне Кучука значительные различия между открытыми и залесёнными местоположениями приводили к неоднородному распределению отклонений с двумя пиками плотности распределения. Уровень наблюдений толщины снега по стационарной рейке на метеостанции располагался между этими пиками, что обусловило небольшую относительную ошибку (7,4%). Оценка пространственной корреляции между стационарными и бассейновыми наблюдениями показала практически полное отсутствие изменений силы кор-

реляционных связей по мере удаления от метеостанции. На уровне небольших речных бассейнов корреляция в большей степени зависела от локальных характеристик местоположения как метеостанции, так и снегомерных маршрутов.

Данные постоянных снегомерных маршрутов (при их доступности) гораздо лучше описывают изменчивость параметров снежного покрова, однако также существенно зависят от характеристик маршрута. В бассейне Касмалы измерения на постоянном маршруте занижают значения толщины и снегозапасов по сравнению с бассейновыми средними (–13 см/–17 мм). В бассейне Кучука измерения на маршруте хорошо сходятся со значениями толщины снега и снегозапасов по пашням и степям (отклонения –1 см/1 мм). В целом, значения отклонений по постоянным маршрутам в абсолютных величинах существенно ниже таковых для измерений по стационарной рейке. Иными словами: данные с постоянного снегомерного маршрута в большинстве случаев будут предпочтительнее данных по стационарной рейке. Однако репрезентативность данных постоянного маршрута в лучшем случае ограничивается участками, схожими с расположением самого маршрута.

Взаимное расположение постоянного снегомерного маршрута и метеостанции – ключевой фактор потенциальной применимости данных к более обширной окрестной территории. В ус-

ловиях активного влияния метелевого перераспределения расположение станции с большой долей вероятности будет вызывать какие-либо отклонения в положительную или отрицательную сторону. Использование простой параметризации плотности для перехода к снегозапасам показало, что, кроме завышения моделью самих значений плотности (на 0,11 г/см³), специфика расположения метеостанции может увеличивать различия между расчётными и измеренными значениями снегозапасов.

Благодарности. Снегомерные наблюдения до зимы 2018/19 г., их обработка и последующий анализ выполнялись в рамках Государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН (№ 1021032422891-7). Анализ репрезентативности на различных уровнях и проведение наблюдений в зимний период 2019/20 г. выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-35-60006).

Acknowledgments. Snow surveys until winter 2018/19, their processing and analysis were carried out within the framework of the state project of the Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (№ 1021032422891-7). The representativeness analysis on various scales and observations during winter 2019/20 were funded by the Russian Foundation for Basic Research (project № 19-35-60006).

Литература

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Г.В. Алексеев, М.Д. Ананичева, О.А. Анисимов и др. М.: Росгидромет, 2014. 93 с.
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. М.: Росгидромет, 2021. 104 с.
3. Китаев Л.М., Желтухин А.С., Коробов Е.Д., Аблеева В.А. Снежный покров: особенности локального распределения в лесных массивах как возможный источник погрешностей спутниковых данных // Изв. РАН. Серия геогр. 2020. Т. 84. № 6. С. 855–863. doi: 10.31857/S2587556620060072.
4. Китаев Л.М., Титкова Т.Б., Турков Д.В. Точность воспроизведения межгодовой изменчивости снегозапасов Восточно-Европейской равнины по данным спутниковой информации на при-

References

1. *Vtoroj ocenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii.* Second Assessment Report of Roshydromet on Climate Changes and Their Consequences on the Territory of the Russian Federation. G.V. Alexeev, M.D. Ananicheva, O.A. Anisimov et al. Moscow: Roshydromet, 2014. 264 p. [In Russian].
2. *Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2020 god.* Report on climate features on the territory of Russian Federation in 2020. Moscow: Roshydromet, 2021: 104 p. [In Russian].
3. *Kitaev L.M., Zheltukhin A.S., Korobov E.D., Ableeva V.A.* Snow Cover: Characteristics of Local Distribution in Forests as Possible Source of Satellite Data Errors. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya.* Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographic Series. 2020, 84 (6): 855–863. doi: 10.31857/S2587556620060072. [In Russian].

- мере продукта GlobSnow (SWE) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 164–175. doi: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175.
5. Bormann K.J., Brown R.D., Derksen C., Painter T.H. Estimating snow-cover trends from space // Nature Climate Change. 2018. № 8. P. 924–928. doi: 10.1038/s41558-018-0318-3.
 6. Pulliainen J., Luojus K., Derksen K., Mudryk L., Lemmetyinen J., Salminen M., Ikonen J., Takala M., Cohen J., Smolander T., Norberg J. Patterns and Trends of Northern Hemisphere Snow Mass from 1980 to 2018 // Nature. 2020. № 581 (7808). P. 294–98. doi: 10.1038/s41586-020-2258-0.
 7. Hammond J.C., Saavedra F.A., Kampf S.K. Global snow zone maps and trends in snow persistence 2001–2016 // Intern. Journ. of Climatology. 2018. № 38. 4369–4383. doi: 10.1002/joc.5674.
 8. Туткова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-25-33.
 9. Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 183–190. doi: /10.15356/2076-6734-2018-2-183-190.
 10. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Мониторинг снежного покрова на территории Российской Федерации // Тр. Гидрометцентра России. 2017. Вып. 366. С. 87–96.
 11. Попова В.В., Морозова П.А., Туткова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86.
 12. Grünwald T., Lehning M. Are flat-field snow depth measurements representative? A comparison of selected index sites with areal snow depth measurements at the small catchment scale // Hydrological Processes. 2015. № 29. P. 1717–1728. doi: 10.1002/hyp.10295.
 13. Blöschl G. Scaling issues in snow hydrology // Hydrological Processes. 1999. № 13. P. 2149–2175. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15<2149::AID-HYP847>3.0.CO;2-8.
 14. López-Moreno J.I., Fassnacht S.R., Beguería S., Latron J.B.P. Variability of Snow Depth at the Plot Scale: Implications for Mean Depth Estimation and Sampling Strategies // Cryosphere. 2011. V. 5. № 3. P. 617–29. https://doi.org/10.5194/tc-5-617-2011.
 15. Электронный ресурс: Всерос. НИИ гидрометеорологической информации / Официальный сайт
 4. Kitaev L.M., Titkova T.B., Turkov D.V. Accuracy of reproduction of interannual variability of snow storages of the East European Plain by satellite data illustrated by the example of the GlobSnow (SWE) product. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2020, 17 (1): 164–175. doi: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175. [In Russian].
 5. Bormann K.J., Brown R.D., Derksen C., Painter T.H. Estimating snow-cover trends from space. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 924–928. doi: 10.1038/s41558-018-0318-3.
 6. Pulliainen J., Luojus K., Derksen K., Mudryk L., Lemmetyinen J., Salminen M., Ikonen J., Takala M., Cohen J., Smolander T., Norberg J. Patterns and Trends of Northern Hemisphere Snow Mass from 1980 to 2018. *Nature*. 2020, 581 (7808): 294–98. doi: 10.1038/s41586-020-2258-0.
 7. Hammond J.C., Saavedra F.A., Kampf S.K. Global snow zone maps and trends in snow persistence 2001–2016. *Intern. Journ. of Climatology*. 2018, 38: 4369–4383. doi: 10.1002/joc.5674.
 8. Titkova T.B., Vinogradova V.V. Snow occurrence time on the Russia’s territory in the early 21st century (from satellite data). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 25–33. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-25-33. [In Russian].
 9. Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 183–190. doi: /10.15356/2076-6734-2018-2-183-190. [In Russian].
 10. Bulygina O.N., Korshunova, N.N., Razuvaev V.N. Monitoring snow cover on the territory of Russia. *Trudy Gidrometcentra Rossii*. Proc. of Hydrometcentre of Russia. 2017, 366: 87–96. [In Russian].
 11. Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryayeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86. [In Russian].
 12. Grünwald T., Lehning M. Are flat-field snow depth measurements representative? A comparison of selected index sites with areal snow depth measurements at the small catchment scale. *Hydrol. Process*. 2015, 29: 1717–1728. doi: 10.1002/hyp.10295.
 13. Blöschl G. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*. 1999, 13: 2149–2175. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15<2149::AID-HYP847>3.0.CO;2-8.
 14. López-Moreno J.I., Fassnacht S.R., Beguería S., Latron J.B.P. Variability of Snow Depth at the Plot Scale: Implications for Mean Depth Estimation and Sam-

- Всерос. НИИ гидрометеорологической информации. <http://www.meteo.ru>.
16. Электронный ресурс: Архив погоды. <http://www.rp5.ru>.
 17. *Li L., Pomeroy J.W.* Estimates of Threshold Wind Speeds for Snow Transport Using Meteorological Data // *Journ. of Applied Meteorology*. 1997. V. 36. № 3. P. 205–213. doi: 10.1175/1520-0450(1997)036<0205:EO-TWSF>2.0.CO;2.
 18. Алтайский край. Атлас. Т. 1. М.–Барнаул, 1978. 222 с.
 19. *Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б.* Биоклиматическая субгумидная зона на равнинах России: засухи, опустынивание/деградация // *Аридные экосистемы*. 2018. Т. 24. № 1 (74). С. 13–20.
 20. *Meyer B.C., Schreiner V., Smolentseva E.N., Smolentsev B.A.* Indicators of desertification in the Kulunda Steppe in the south of Western Siberia // *Archives of Agronomy and Soil Science*. 2008. V. 54. № 6. P. 585–603. doi: 10.1080/03650340802342268.
 21. *Золотов Д.В., Черных Д.В.* Репрезентативность модельного бассейна р. Касмалы для сравнительных ландшафтно-гидрологических исследований на Приобском плато // *Изв. АлтГУ. Сер. биол. науки, науки о Земле, химия*. 2014. № 3/1 (83). С. 133–138.
 22. *Черных Д.В., Золотов Д.В., Першин Д.К., Бiryukov Р.Ю.* Пространственно-временная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Касмалы (Алтайский край) // *Водные ресурсы*. 2019. Т. 46. № 4. С. 359–369. doi: 10.31857/S0321-0596464359-369.
 23. *Лубенец Л.Ф., Черных Д.В.* Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (Русский Алтай) // *Геодезия и картография*. 2018. Т. 79. № 11. С. 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-941-11-15-24.
 24. *Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Першин Д.К.* Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 56–64. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-56-64.
 25. *Pershin D., Chernykh D., Lubenets L., Biryukov R., Zolotov D.* Snow surveys in the south of the Western Siberia (Russia) // *Mendeley Data*. 2020. V. 4. doi: 10.17632/8f4ky92by9.4.
 26. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 300 с.
 27. Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 148 с.
 28. *Jost G., Weiler M., Gluns D.R., Younes A.* The Influence of Forest and Topography on Snow Accumulation and Melt at the Watershed-Scale // *Journ. of pling Strategies. Cryosphere*. 2011, 5 (3): 617–29. <https://doi.org/10.5194/tc-5-617-2011>.
 15. RIHMI–WDC Official website: <http://www.meteo.ru>.
 16. Weather archive, website: <http://www.rp5.ru>.
 17. *Li L., Pomeroy J.W.* Estimates of Threshold Wind Speeds for Snow Transport Using Meteorological Data. *Journ. of Applied Meteorology*. 1997, 36 (3): 205–213. doi: 10.1175/1520-0450(1997)036<0205:EO-TWSF>2.0.CO;2.
 18. *Altajskij kraj. Atlas. T. 1.* Atlas of the Altai Krai. V. 1. M.–Barnaul, 1978: 222 p. [In Russian].
 19. *Zolotokrylin A.N., Cherenkova E.A., Titkova T.B.* Bioclimatic Subhumid Zone of Russian Plains: Droughts, Desertification, and Land Degradation. *Aridnye ekosistemy. Arid Ecosystems*. 2018, 1 (74): 13–20. [In Russian].
 20. *Meyer B.C., Schreiner V., Smolentseva E.N., Smolentsev B.A.* Indicators of desertification in the Kulunda Steppe in the south of Western Siberia. *Archives of Agronomy and Soil Science*. 2008, 54 (6): 585–603. doi: 10.1080/03650340802342268.
 21. *Zolotov D.V., Chernykh D.V.* The representativity of the Kasmala River Model Watershed for Comparative Landscape-Hydrological Studies at the Ob Plateau. *Izvestia Altayskogo Universiteta. Izvestiya of Altai State University. Ser. biol. nauki, nauki o Zemle, himiya*. 2014, 3/1 (83): 133–138. [In Russian].
 22. *Chernykh D.V., Zolotov D.V., Pershin D.K., Biryukov R.Y.* Space and time differentiation of snow cover in the Kasmala river basin, Altai krai. *Vodnye resursy. Water Resources*. 2019, 46 (4): 359–369. doi: 10.31857/S0321-0596464359-369. [In Russian].
 23. *Lubenets L.F., Chernykh D.V.* Landscape structure of Maima river basin (Russian Altai). *Geodeziya i kartografiya. Geodesy and Cartography*. 2018, 79 (11): 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-941-11-15-24. [In Russian].
 24. *Lubenets L.F., Chernykh D.V., Pershin D.K.* Features of spatial differentiation of snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (case study of the Maima river basin). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (1): 56–64. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-56-64. [In Russian].
 25. *Pershin D., Chernykh D., Lubenets L., Biryukov R., Zolotov D.* Snow surveys in the south of the Western Siberia (Russia). *Mendeley Data*. 2020. Version 4. doi: 10.17632/8f4ky92by9.4.
 26. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stanciyam i postam.* Guidance to hydrometeorological stations and posts. Is. 3. Pt. 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 300 p. [In Russian].
 27. *Rukovodstvo po snegomernym rabotam v gorah.* Manual on snow-measuring works in the mountains. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1958: 148 p. [In Russian].
 28. *Jost G., Weiler M., Gluns D.R., Younes A.* The Influence of Forest and Topography on Snow Accumu-

- Hydrology. 2007. V. 347. № 1–2. P. 101–115. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.09.006.
29. *Sturm M., Taras B., Liston G.E., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes // *Journ. of Hydrometeorology*. 2010. V. 11. № 6. P. 1380–94. doi: 10.1175/2010JHM1202.1.
30. *Beaton A.D., Metcalfe R.A., Buttle J.M., Franklin S.E.* Investigating Snowpack across Scale in the Northern Great Lakes–St. Lawrence Forest Region of Central Ontario, Canada // *Hydrological Processes*. 2019. V. 33. № 26. P. 3310–29. doi: 10.1002/hyp.13558.
31. *Molotch N.P., Bales R.C.* Scaling snow observations from the point to the grid element: Implications for observation network design // *Water Resources Research*. 2005. V. 41. W11421. doi: 10.1029/2005WR004229.
32. *Meromy L., Molotch N.P., Link T.E., Fassnacht S.R., Rice R.* Subgrid variability of snow water equivalent at operational snow stations in the western USA // *Hydrological Processes*. 2013. V. 27. P. 2383–2400. doi: 10.1002/hyp.9355.
33. *Largerone C., Dumont M., Morin S., Boone A., Lafaysse M., Metref S., Cosme E., Jonas T., Winstral A., Margulis S.A.* Toward Snow Cover Estimation in Mountainous Areas Using Modern Data Assimilation Methods: A Review // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. doi:10.3389/feart.2020.00325.
29. *Sturm M., Taras B., Liston G.E., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journ. of Hydrometeorology*. 2010, 11 (6): 1380–94. doi: 10.1175/2010JHM1202.1.
30. *Beaton A.D., Metcalfe R.A., Buttle J.M., Franklin S.E.* Investigating Snowpack across Scale in the Northern Great Lakes–St. Lawrence Forest Region of Central Ontario, Canada. *Hydrological Processes*. 2019, 33 (26): 3310–29. doi: 10.1002/hyp.13558.
31. *Molotch N.P., Bales R.C.* Scaling snow observations from the point to the grid element: Implications for observation network design. *Water Resources Research*. 2005, 41: W11421. doi:10.1029/2005WR004229.
32. *Meromy L., Molotch N.P., Link T.E., Fassnacht S.R., Rice R.* Subgrid variability of snow water equivalent at operational snow stations in the western USA. *Hydrological Processes*. 2013, 27: 2383–2400. doi: 10.1002/hyp.9355.
33. *Largerone C., Dumont M., Morin S., Boone A., Lafaysse M., Metref S., Cosme E., Jonas T., Winstral A., Margulis S.A.* Toward Snow Cover Estimation in Mountainous Areas Using Modern Data Assimilation Methods: A Review. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8. doi:10.3389/feart.2020.00325.

Катастрофические лавины на Сахалине и Курильских островах (1910–2020 гг.)© 2022 г. Е.Н. Казакова^{1*}, Е.А. Подольский², Н.А. Казаков¹¹Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия;²Центр исследований Арктики, Университет Хоккайдо, Япония

*kazakova-e-n@yandex.ru

Catastrophic avalanches on Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2020)E.N. Kazakova^{1*}, E.A. Podolskiy², N.A. Kazakov¹¹The Special Research Bureau for Automation of Marine Research FEB RAS; Yuzhno-Sakhalinsk, Russia;²Arctic Research Center, Hokkaido University, Japan

*kazakova-e-n@yandex.ru

*Received April 6, 2021 / Revised December 6, 2021 / Accepted December 23, 2021***Keywords:** *avalanche, avalanche catastrophe, avalanche release, Sakhalin Island, Kuril Islands.***Summary**

Sakhalin Island and the Kuril Islands are among the most dangerous regions in Russia in terms of the impact of avalanches on the population and economics. The orographic conditions of Sakhalin Island and the Kuril Islands impose limitations on the selection of areas for housing settlements and economic enterprises, that is why many of them are situated in avalanche-prone zones. Sixty-three settlements of the region are located in such zones. The article provides the most complete recent information about catastrophic avalanches on Sakhalin Island and the Kuril Islands for the period from 1910 to 2020. During this time, 256 events of releases of the catastrophic avalanches were recorded; as a result of which 1203 people were injured, and 783 died. Information on the conditions when catastrophic avalanches release and their characteristics are presented. It was found that during this period cases of people being caught or deceased in avalanches took place in 72% of winters, and in 12% of them there were five or more catastrophic avalanches per season. The largest number of catastrophic avalanches released on the western coast of Southern Sakhalin, which was conditioned by significant economic development and the high avalanche activity on this area. Despite the large number of avalanche victims, engineering avalanche protection still exists on Sakhalin and the Kuril Islands only on a very limited number of sites, and avalanche prevention services are few and cannot provide an adequate level of avalanche safety on these territories.

Citation: Kazakova E.N., Podolskiy E.A., Kazakov N.A. Catastrophic avalanches of Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2020). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 99–112. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010119.

*Поступила 6 апреля 2021 г. / После доработки 6 декабря 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.***Ключевые слова:** *лавина, лавинная катастрофа, лавинная опасность, Сахалин, Курильские острова.*

Приведены сведения о катастрофических лавинах на острове Сахалин и Курильских островах за период с 1910 по 2020 г. За это время зафиксировано 256 случаев схода катастрофических лавин (пострадали 1203 человека, из них 783 – погибли). Рассмотрены условия схода катастрофических лавин и даны их характеристики. Установлено, что случаи попадания или гибели людей в лавинах отмечены в 72% зим этого периода, а в 12% зим происходило пять и более лавинных катастроф.

Введение

Изучение катастрофических лавин – необходимый этап исследования лавинной опасности, так как позволяет установить наиболее значимые факторы, определяющие ущерб и число жертв схода лавин в разных ситуациях, а также наглядно подтверждает необходимость мер по защите от лавин в конкретной местности. Существует два основных определения катастрофической лавины: 1) лавина редкой повторяемости, возникающая при оптимальном сочетании лавинообра-

зующих факторов и распространяющаяся далеко за пределы минерального конуса выноса, сформированного обычными лавинами в данном лавиноборе; 2) лавина, вызвавшая значительный материальный ущерб и человеческие жертвы [1]. В статье мы рассмотрим лавины, соответствующие второму определению. В Сахалинской области лавины, вызвавшие материальный ущерб и человеческие жертвы, в основном имели небольшие объёмы. В работе приведены данные о катастрофических лавинах, зафиксированных на территориях острова Сахалин и Курильских

островов, а также острова Монерон за период с 1910 по 2020 г. Опубликованные ранее работы на эту тему ограничивались обзором русскоязычных документов [2] или учитывали японский период, но покрывали период до 2010 г. [3].

Постановка проблемы

Сахалинская область относится к числу самых лавиноопасных территорий России с точки зрения воздействия лавин на население и хозяйство. В лавиноопасных зонах области находятся 63 населённых пункта – 12 городских поселений (города Холмск, Невельск, Корсаков, Углегорск и др.) и 51 сельское поселение, а также зелёная зона областного центра – Южно-Сахалинска (территория горнолыжного комплекса «Горный воздух»). В лавиноопасных зонах расположено более 1000 жилых домов, производственные сооружения, объекты социального значения. Площадная поражённость территории населённых пунктов лавинными процессами варьирует от 1 до 45% (г. Невельск). Кроме того, в лавиноопасных зонах проходят около 180 км железных и более 200 км автомобильных дорог [4]. Тем не менее, мероприятия по противолавинной защите проводятся в минимальном объёме, а инженерная защита от лавин существует на крайне ограниченном числе участков.

Данные о катастрофических лавинах, произошедших на территории Сахалина и Курильских островов, недостаточно точны. Во-первых, известны только документально зафиксированные в тех или иных источниках (газетах, архивах и т.п.) случаи. Опрос местного населения в разных районах Сахалинской области в большинстве случаев показал, что люди могут назвать только район схода лавины, но не помнят точно не только дату, но и год события. Во-вторых, в нескольких случаях в разных источниках отмечены катастрофические лавины, произошедшие в одном и том же месте и с одинаковым количеством жертв, но с разницей в несколько лет. В этих случаях практически невозможно установить, идёт речь об одном случае с достоверно не известной датой или о двух случаях.

Информация о катастрофических лавинах чаще всего ограничивается только датой (во многих случаях – только годом), местом происше-

Таблица 1. Наличие информации о характеристиках катастрофических лавин на территории Сахалина и Курильских островов за период 1910–2020 гг.

Тип информации	Число лавин, %
Дата схода	75*
Морфологический тип лавины	34
Влажность снега	23
Генезис лавины	34
Причина схода лавины	18
Форма отрыва лавины	33
Превышение лавиносбора	9
Уклон склона	11
Экспозиция склона в зоне отрыва	16
Объём лавины	26

*Точная дата известна для 193 случаев, для 16 случаев – год и месяц, для 43 случаев – только год, в четырёх случаях год известен не точно.

ствия (чаще всего названием населённого пункта) и числом жертв. Характеристики лавины или лавиносбора, как правило, отсутствуют. Например, данные о морфологическом типе лавиносбора есть только для 34% случаев катастрофических лавин, о превышении лавиносбора – для 10% (табл. 1). На протяжении рассматриваемого периода (1910–2020 гг.) территория Сахалина и Курильских островов меняла государственную принадлежность. Так, с 1905 по 1945 г. южная часть Сахалина (до 50-й параллели), а также Курильские острова принадлежали Японии. Кроме того, с 1920 по 1925 г. Японией была оккупирована и северная часть Сахалина. С 1945 г. вся территория Сахалина и Курильских островов перешла к СССР. Такие перемены статуса уменьшили объём доступной информации о лавинах.

Этот существенный исторический пробел был пополнен анализом японских документов (рис. 1), которые вместе с русскоязычными источниками позволили сделать три основных вывода [3]: 1) Сахалин относится к регионам с высокой смертностью от лавин; 2) 60% погибших были японскими гражданами; 3) с 1930-х по 1960-е годы наблюдалась волна катастрофических лавин, связанная с интенсивным освоением региона. Работа [3] покрыла период с 1910 по 2010 г. и была опубликована на английском языке. Без интеграции восстановленной ей статистики в продолжающиеся русскоязычные исследования потенциал обеих частей будет ограничен. В настоящей работе представлена интегрирован-

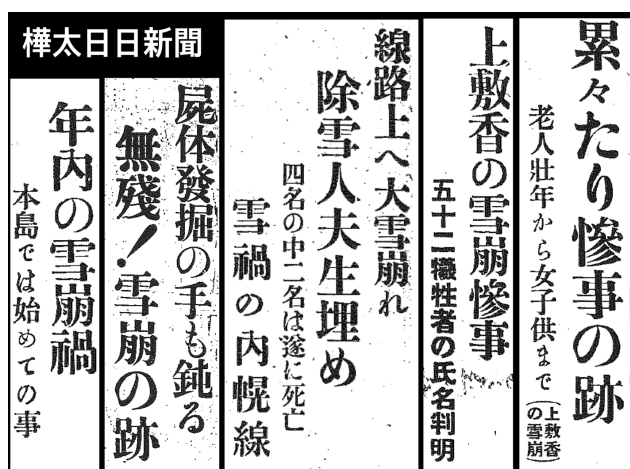


Рис. 1. Заголовки разных выпусков японской газеты «Карафуту—нитиничи—синбун» («Ежедневная газета Карафуту») о катастрофических лавинах, которые произошли на Сахалине в то время, когда юг острова принадлежал Японии (1910–1945 гг.) – интересный исторический пример источников информации о катастрофических лавинах (любезно предоставлены К. Изуми). *Справа налево*

«Гора трупов после катастрофы: от пожилых до детей и женщин (лалина Камисисука/Леонидово)».

«Лавинная катастрофа под Камисисука/Леонидово: 52 погибших идентифицированы».

«Большая лавина на железной дороге. 4 рабочих, расчищавших пути от снега, погребены, из них двое погибли. Снежная катастрофа на железнодорожной линии Найхоро/Горнозаводск».

«Руки немеют, откапывая трупы, ужас! Последствия лавины».

«Лавинная катастрофа этого года произошла впервые на этом острове» (о. Монерон)

Fig. 1. Headlines of various issues of the Japanese newspaper «Karafuto—nitinichi—shinbun» («Karafuto daily newspaper») about avalanche disasters that occurred on Sakhalin during the time when the south of the island belonged to Japan (1910–1945) – an interesting historical example of sources of information about avalanche disasters (courtesy of K. Izumi). *From right to left*

«A mountain of corpses after a disaster: from the elderly to children and women (Kamisisuka / Leonidovo avalanche)».

«Avalanche disaster near Kamisisuka/Leonidovo: 52 dead identified».

«A big avalanche on the railroad. 4 workers, clearing the paths from snow, were buried, 2 of them died. Snow disaster on the Nailhor/Gornozavodsk railway line».

«Hands go numb, digging up corpses, horror! The consequences of an avalanche».

«This year's avalanche disaster happened for the first time on this island» (Moneron Island)

ная, дополненная (например, за период 2010–2020 гг.) и уточнённая информация. Это – первый обзор катастрофических лавин Сахалина и Курильских островов на русском языке за столь

продолжительный период (110 лет). Подобные материалы (см. рис. 1) позволили проанализировать всю имеющуюся здесь информацию [3]. Основной источник информации о катастрофических лавинах за японский период – японские газеты, выходившие в 1910–1945 гг. (см. рис. 1), за советский и российский периоды – Каталоги и Кадастры лавин [5, 6], средства массовой информации, опрос местного населения.

Факторы лавинообразования на Сахалине и Курильских островах

Широкое распространение лавин на территории Сахалина и Курильских островов обусловлено благоприятным сочетанием геоморфологических и метеорологических факторов. На территории островов природные лавинные комплексы можно разделить на *горные, береговые и равнинные* [7]. В *горных* природных лавинных комплексах средние объёмы лавин составляют 500–15 тыс. м³, а максимальные превышают 1 млн м³ [7]. Так, 3 января 1991 г. на Чамгинском перевале (Восточно-Сахалинские горы) сошли две лавины объёмом 1 млн м³ и 1,4 млн м³. В *береговых* природных лавинных комплексах, расположенных на уступах морских террас и отмытых клифов, перепады высот лавиносборов составляют 5–200 м. Средние объёмы лавин здесь невелики и составляют обычно 100–1000 м³, а максимальные на Сахалине могут достигать 30 тыс. м³, а на Курильских островах – 50 тыс. м³ [8]. В *равнинных* природных лавинных комплексах лавины формируются на склонах речных террас, оврагов с перепадом высот от 5 м. Объёмы лавин здесь – 50–500 м³ [9]. Отдельно необходимо выделить *антропогенные лавинные комплексы*, расположенные на склонах различных насыпей, выемок, отвалов, дорожных откосов и т.п. Для таких склонов характерен небольшой перепад высот (обычно 5–30 м) и уклоны 30–45°. Средние объёмы лавин составляют 10–200 м³, а максимальные не превышают 1 тыс. м³.

Высокую лавинную активность на Сахалине и Курильских островах обеспечивают достаточно большое количество твёрдых осадков и значительная продолжительность зимнего сезона. Образование устойчивого снежного покрова на Сахалине наблюдается с октября в горной части

Среднего Сахалина по конец ноября в прибрежной части юга острова, на Курильских островах – в первой–второй декаде декабря [10]. Максимальных значений толщина снежного покрова достигает во второй–третьей декаде марта и составляет в горах в особо многоснежные годы 250–400 см. Снежный покров исчезает в начале–середине мая на юге острова и в конце мая – на севере [11]. Таким образом, продолжительность лавиноопасного периода длится от четырёх месяцев в прибрежной части Южного Сахалина и на Курильских островах до восьми месяцев в горной части Сахалина. Сумма твёрдых осадков на Сахалине и Курильских островах составляет в среднем от 150–300 мм на побережьях и в долинах и до 500–1200 мм в горах. Важную роль в формировании лавин на территории островов играет метелевый перенос снега, обеспечивающий дополнительный принос снега в зоны зарождения лавин, а также образование снежных карнизов. Средняя продолжительность метелей за зиму на побережьях острова достигает 400–600 часов [10].

Один из основных факторов, влияющих на лавинообразование на Сахалине и Курильских островах, – перекристаллизация снежного покрова [12, 13], определяющая частоту формирования лавин и значения их динамических характеристик. Как показывают наблюдения за лавинным режимом на о. Сахалин в 1977–2020 гг., активность лавинных процессов, объёмы и энергия лавин в большей степени зависят от степени перекристаллизации снежного покрова, чем от морфометрических характеристик лавиносборов [14].

Результаты исследования

За последние 110 лет (1910–2020 гг.) на территории Сахалина и Курильских островов зафиксировано 256 случаев схода катастрофических лавин. По информации из доступных нам источников, в этих лавинах пострадали 1203 человека, из них 783 погибли. Приведённое число случаев немного ниже предыдущей оценки (275 случаев схода [3]), видимо, в связи с тем, что за японский период эта оценка содержала и случаи без смертельного исхода и сопровождалась крайне малым объёмом деталей о месте и дате схода. Тем не менее, общее число людей,

попавших в лавины, превышает предыдущую оценку (>994 [3]) примерно на 200 человек, вероятно, из-за того, что новая оценка включает в себя ~87 выживших в трагедии Средняя Медвежка и ещё ряд нерассмотренных ранее случаев попадания людей в лавины без тяжёлых последствий. Кроме того, возможно, что реальное число людей, попавших в лавины, остаётся плохо задокументированным в тех случаях, когда люди не получили увечий.

На рис. 2 приведён график распределения по зимним сезонам числа случаев и числа жертв катастрофических лавин на Сахалине и Курильских островах. В 12% зимних сезонов число катастрофических лавин составляло пять и более (табл. 2). Периоды с наибольшим за зимний сезон числом катастрофических лавин и наибольшим числом жертв лавин отмечены в 1936–1939 и 1968–1970 гг. (см. табл. 2 и рис. 2). В 1936–1939 гг. 58 катастрофических лавин из 60 произошли на территории Южного и Среднего Сахалина – в японской части острова. Зимой 1936/37 г. 71% катастрофических лавин (15 из 21) сошли в период с 14 по 17 февраля 1937 г. в южной части острова, в основном на его южном и западном побережьях (табл. 3). Вероятно, это связано с прохождением циклона. Так, на метеостанции в Одомари (в настоящее время город Корсаков) 14–16 февраля была метель, выпало 26 мм осадков, ветер в порывах достигал 29 м/с [15].

Наибольшее за зимний сезон число катастрофических лавин (28 случаев) на Сахалине отмечено зимой 1937/38 г. в южной, в тот момент японской части острова. В этих лавинах погибли 123 человека. Все эти лавины, за исключением одной, сошли в 17–19 февраля 1938 г. (см. табл. 3). К сожалению, метеоданных для данного района за этот период нет. В зимний сезон 1938/39 г. семь катастрофических лавин из 11 сошли 20–23 января 1939 г. По данным гидрометеорологической станции (ГМС) «Углегорск» 14–15 января наблюдалась метель, за двое суток выпало 28 мм осадков, а 20–23 января выпало ещё 15 мм осадков при сильном потеплении. Всего за январь ко времени схода лавин выпало 65 мм осадков, что несколько превышает месячную норму (47 мм [10]); данных за декабрь нет. По данным ГМС в Отомари (г. Корсаков) 19–20 января выпал 41 мм осадков и наблюдалась сильная метель [15].

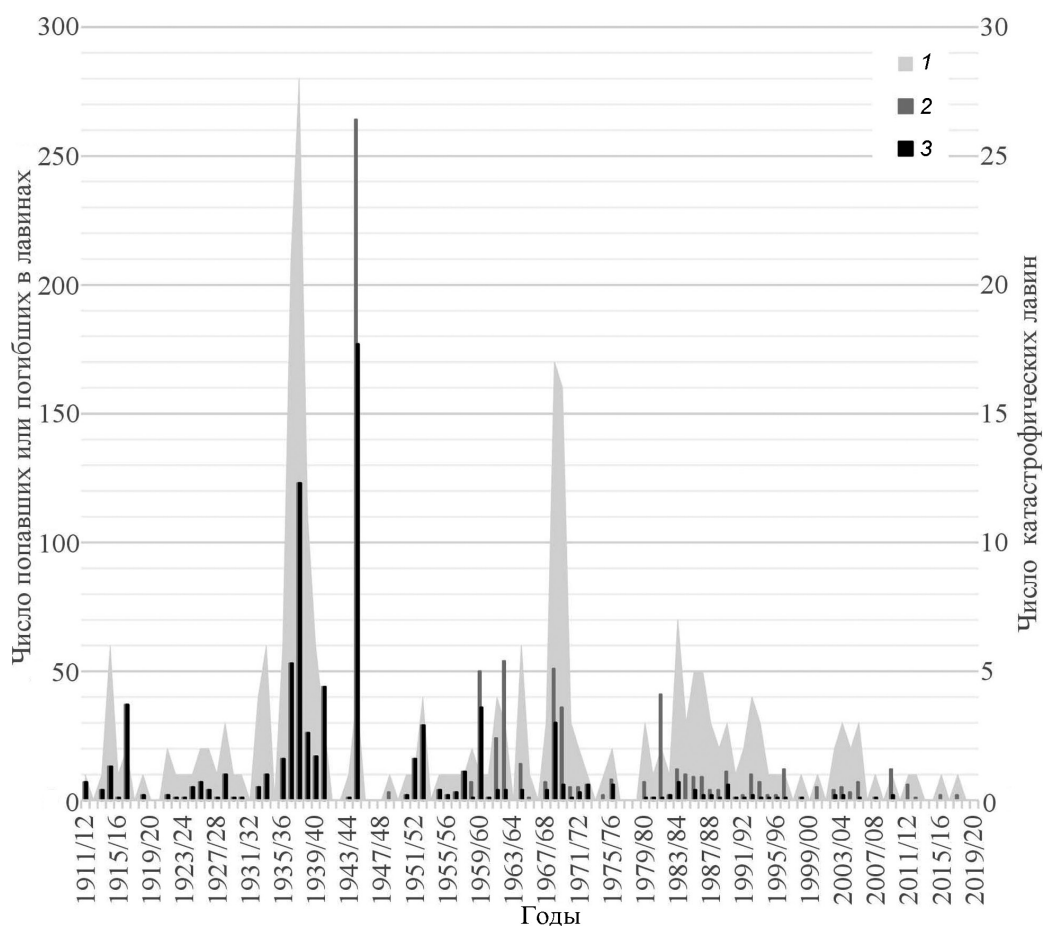


Рис. 2. Распределение по зимним сезонам числа зафиксированных случаев и числа жертв катастрофических лавин на Сахалине и Курильских островах (1911–2020 гг.).

1 – число случаев схода катастрофических лавин за зимний сезон; 2 – число людей, попавших в лавину; 3 – число людей, погибших в лавинах

Fig. 2. Distribution of the number of cases and the number of victims of catastrophic avalanches on Sakhalin and the Kuril Islands by winter seasons (1911–2020).

1 – the number of avalanche accidents during the winter season; 2 – the number of people caught in the avalanche; 3 – the number of deaths in the avalanches.

Следующий период массового схода катастрофических лавин выпадает на 1968–1970 гг. (см. табл. 2). Большинство катастрофических лавин сошло в южной части Сахалина – на побережье залива Анива, на западном побережье и в Мицульском хребте. Зимой 1968/69 г. 15 из 17 катастрофических лавин сошли 4–7 февраля 1969 г. на Южном Сахалине во время метели. Большая часть (12 из 15) катастрофических лавин случилась на западном побережье Южного Сахалина, на участке между селом Байково и городом Невельск, ещё две – в горной части Южного Сахалина, одна – на побережье залива Анива. В эти лавины попали 40 человек, 19 из них погибли (см. табл. 2). За эти даты по данным ГМС «Не-

вельск» выпало 15 мм осадков, по данным ГМС «Южно-Сахалинск» – 51 мм [16]. В целом с 1 по 7 февраля 1969 г. в южной части о. Сахалин было зарегистрировано более 60 лавин, вызвавших жертвы среди населения и причинивших ущерб хозяйству острова (завалы автомобильных и железных дорог, приведшие к прекращению транспортного сообщения, разрушению и повреждению зданий и сооружений).

В зиму 1969/70 г. зарегистрировано 16 катастрофических лавин (см. табл. 2), которые сошли главным образом в январе, феврале и марте на западном побережье Южного Сахалина, а также в Мицульском хребте. Эта зима была многоснежной, сумма твёрдых осадков

Таблица 2. Зимние сезоны с большим числом случаев схода катастрофических лавин (более пяти случаев за сезон) на территории Сахалина и Курильских островов за период 1910–2020 гг.

Дата	Число случаев	Число людей, попавших в лавину	Число людей, погибших в лавинах
1914–1915	6	13	13
1933–1934	6	10	10
1935–1936	6	16	16
1936–1937	21	53	53
1937–1938	28	123	123
1938–1939	11	26	26
1939–1940	6	17	17
1964–1965	6	14	4
1968–1969	17	51	30
1969–1970	16	36	6
1983–1984	7	12	7
1985–1986	5	9	4
1986–1987	5	9	2

на Южном Сахалине значительно превышала норму, был отмечен массовый сход лавин [17]. Пять катастрофических лавин сошли 17–18 января 1970 г. в Мицунском хребте (см. табл. 3). По данным ГМС «Южно-Сахалинск» 16–18 января 1970 г. выпало 45 мм осадков, ГМС «Невельск» – 16 мм, а сумма осадков с начала зимы к этому времени составила 178 и 207 мм соответственно [16]. В большинстве случаев периоды массового схода катастрофических лавин наблюдались в конце января – феврале во время метелей, что вызвано выпадением значительного количества снега на сильно перекристаллизованную снежную толщу.

На территории Сахалина и Курильских островов зарегистрировано восемь случаев, когда число пострадавших в одной лавине превысило 20 человек (табл. 4). Два из них произошли на о. Парамушир, один – на о. Шумшу, пять – на о. Сахалин за период с 1917 по 1982 г. Самая крупная из зарегистрированных катастрофических лавин сошла 9 февраля 1945 г. в пос. Средняя Медвежка (Александровский район, приблизительно в 20 км к югу от г. Александровск-Сахалинский). Посёлок был расположен рядом с рудником «Октябрьский», проживали там в основном рабочие рудника со своими семьями. Посёлок Средняя Медвежка находился в днище V-образной долины р. Чаша

в зоне аккумуляции лавин с обеих её бортов. Согласно [18], лес на склонах здесь выгорел в годы японской оккупации Северного Сахалина и вторично – при пожаре в 1935 г. 9 февраля 1945 г. в 23 часа 25 минут со склона горы Маяк (абсолютная высота 564 м) сошла лавина объёмом 170 тыс. м³ [5]. Она разрушила шесть жилых домов, магазин и здание, где находились горноспасательная станция и детский сад, а также здание кочегарки. В лавину попали 236 человек. Погибли по разным данным от 137 до 149 человек [5, 18]. Лавина сошла из лавиносбора лоткового типа, расположенного на склоне южной экспозиции.

Зима 1944/45 г. по данным ближайшей к месту схода лавины ГМС «Александровск-Сахалинский» (абсолютная высота 29 м), расположенной в 20 км к северу от пос. Средняя Медвежка, была многоснежной. Сумма твёрдых осадков за ноябрь–март почти в два раза превышала среднемноголетнее значение (397 мм [16] при среднемноголетнем значении 209 мм [10]). К моменту схода катастрофической лавины 9 февраля сумма твёрдых осадков на ГМС составляла 175,7 мм (для сравнения: среднемноголетнее количество твёрдых осадков за ноябрь–январь, согласно данным ГМС «Александровск-Сахалинский», составляет 135 мм [10]). За 5–7 февраля выпало 29,8 мм. 7–8 февраля было потепление до +1,4 °С. 9 февраля на ГМС выпало всего 0,6 мм осадков [16]. Информация о генетическом типе лавины отсутствует, но, судя по имеющимся данным, это была лавина смешанного снега (метелевого и перекристаллизованного). В районе пос. Средняя Медвежка и рудника «Октябрьский» зафиксировано ещё шесть случаев гибели людей в лавинах (в 1937, 1939, 1943, 1945, 1955 и 1962 гг.). В эти лавины попали 22 человека, из них 12 – погибли. Были разрушены жилые дома и хозяйственно-бытовые строения. Всего с 1937 по 1962 г. на этом участке в лавины попали 258 человек, 161 из которых – погибли. В 1962–1963 гг. посёлок и рудник были закрыты.

Отметим, что не всегда лавины, вызвавшие большое число жертв, сходили из лавиносборов с большим перепадом высот. Так, 1 марта 1945 г. на о. Шумшу с уступа клифа относительной высотой всего 10 м сошла лавина, разрушившая расположенные у подножия казармы сол-

Таблица 3. Случаи массового схода катастрофических лавин (более пяти случаев за несколько дней) на территории Сахалина за период 1910–2020 гг.

Дата	Район	Число случаев	Число людей,	
			попавших в лавины	погибших в лавинах
14–17.02.1937 г.	Побережье залива Анива (с. Новиково – с. Муравьево – г. Корсаков – с. Соловьевка); западное побережье Южного Сахалина (г. Невельск, с. Садовники, с. Новоселово, с. Томари); горная часть Южного Сахалина (Мицунский хр., с. Чистоводное)	15	39*	39
17–19.02.1938 г.	Западное побережье Южного и Среднего Сахалина (с. Тельновский, г. Томари, с. Байково, с. Костромское, с. Пионеры – с. Садовники, с. Яблочное, с. Калинино, с. Заветы Ильича, с. Ясноморский, г. Невельск, с. Горнозаводск, с. Шебунино); горная часть Южного Сахалина (район станции Перевал, с. Синегорск, с. Чапаево); побережье залива Анива (с. Новиково – с. Муравьево – г. Корсаков – с. Первая Падь)	27	122*	122
20–23.01.1939 г.	Западное побережье Южного и Среднего Сахалина (с. Лесогорск, с. Пензенское, с. Яблочное), п-ов Терпения; горная часть Южного Сахалина (Чистоводное)	7	17*	17
04–07.02.1969 г.	Побережье залива Анива (г. Корсаков – с. Пригородное); горная часть Южного Сахалина (с. Чапланово – с. Бамбучки, с. Синегорск); западное побережье Южного Сахалина (с. Байково, г. Холмск, с. Поляково, с. Заветы Ильича, г. Невельск)	15	40	19
17–18.01.1970 г.	Горная часть Южного Сахалина (с. Быков, с. Синегорск, с. Загорский)	5	12	0

*Точное число людей, попавших в лавину, неизвестно, есть данные только о числе погибших.

Таблица 4. Катастрофические лавины Сахалинской области с большим числом жертв (более 20 пострадавших в одной лавине).

Местоположение	Дата	Число людей,		Ущерб
		попавших в лавину	погибших в лавине	
О. Сахалин, Томаринский район, рудничный посёлок при угольном карьере Акигава	22.01.1917 г.	Не менее 36	36	Нет данных
О. Сахалин, Поронайский район, около с. Леонидово	13.12.1940 г.	Не менее 41	41	Разбито рабочее общежитие
О. Шумшу	01.03.1945 г.	Не менее 23	23	Нет данных
О. Сахалин, Александровский район, пос. Средняя Медвежка	09.02.1945 г.	236	149	Разрушено шесть жилых домов и три объекта социально-бытового значения
О. Сахалин, Томаринский район, пос. Неводское, порт	1950 г. (1952?)	Не менее 20 (по другим данным – 24)	20 (по другим данным – 24)	Разрушено два барака
О. Парамушир, г. Северо-Курильск	25.12.1959 г.	50 (по неофициальным данным – 72)	36 (по неофициальным данным – 48)	Разрушены жилые дома
	25–26.12.1962 г.	51	2	Воздушной волной лавины разрушено пять домов
О. Сахалин, Холмский район, железная дорога Южно-Сахалинск – Холмск (Камышевый перевал)	31.03.1982 г.	40	0	Сбито два вагона поезда

дат японской армии (погибли 23 человека) [19]. Лавина сошла в результате обрушения снежного карниза. В 1950 г. (по другим данным в 1952 г.) в порту пос. Неводское Томаринского района с уступа морской террасы сошла лавина (осов),

в которой погибли 20 человек (по другим данным – 24 человека), было разрушено два барака. Превышение лавиносбора составляло 35 м. Таким образом, даже сход лавины с низкого склона может вызвать значительное число жертв.

К сожалению, из-за недостаточного объёма данных трудно проанализировать метеорологические условия периода, предшествующего сходу большинства катастрофических лавин. И даже при наличии данных о количестве осадков из-за ошибок, появившихся при измерении или оцифровке материалов, в некоторых случаях возникает искажение общей картины метеорологических условий.

Обсуждение результатов

За последние 110 лет (1910–2020 гг.) случаи попадания или гибели людей в лавинах отмечены в 72% зим, причём в 12% зим сходили пять и более катастрофических лавин. Ранняя оценка числа зим с катастрофическими лавинами дала похожий результат (70%), поскольку большинство случаев приходится на период до 2010 г. [3]. Среднее число попавших в лавины составляет 11 человек в год, погибших – семь человек за зимний сезон, а медиана – 2 и 1 соответственно. Такое большое значение среднего арифметического обусловлено большим числом жертв в катастрофической лавине 9 февраля 1945 г. Максимальное число попавших в лавины за зимний сезон – 264, погибших – 177 (1945 г.).

Наибольшее число катастрофических лавин сошло на западном побережье Сахалина – от с. Шебунино до г. Александровск-Сахалинский, что обусловлено высокой степенью хозяйственного освоения этого участка: здесь находится много населённых пунктов и дорог острова (рис. 3). Большинство из них расположено у подножия уступов морских террас и отмытых клифов, с которых и сходят лавины. На Курильских островах зарегистрировано 19 катастрофических лавин, в которых пострадали 177 человек, 113 из них – погибли. Эти события произошли на островах Итуруп, Кунашир, Шумшу, Матуа, Шикотан, причём в 13 случаях – на территории населённых пунктов (шесть случаев из них – в г. Северо-Курильск).

Информация о морфологическом типе лавин по Сахалинской области есть только для 34% случаев схода катастрофических лавин. Доля осовов среди этих случаев составляет 30%. Информация об объёме лавин есть только для 25% случаев. В половине из них (33 случая) объём лавины составлял менее 1 тыс. м³. Минималь-

ный объём лавины, в которой погиб человек, – 10 м³ (1999 г., пос. Санаторный, в лавине погиб школьник), максимальный – 170 тыс. м³ (1945 г., пос. Средняя Медвежка). Небольшие объёмы катастрофических лавин обусловлены относительной высотой лавиносборов, расположенных в заселённой местности, которая в большинстве случаев не превышает 200 м. Заметим, что в ряде случаев (<10% [3]) жертвы были вызваны лавинами, сошедшими с невысоких склонов с относительной высотой менее 35 м (табл. 5). В большинстве случаев это – уступы морских и речных террас и отмытых клифов.

В числе катастрофических лавин зарегистрирована 21 антропогенная (45 человек попали в лавины, из них 17 – погибли), причём 10 из них спустились дети, катавшиеся на склонах. В остальных случаях лавины были вызваны выходом в лавиносбор туристов и лыжников, а также выездом снегоходов. В одном случае погиб рабочий, подрезавший лавину. В 17% случаев катастрофических лавин число попавших в одну лавину составляло пять человек и более, в 7% случаев – 10 и более. Такие случаи связаны, как правило, со сходом больших лавин на жилые дома или хозяйственные объекты. Преобладающее большинство катастрофических лавин сошло в январе и феврале (рис. 4), что связано с сочетанием ряда факторов: высокой степени перекристаллизации снежной толщи в это время, частыми метелями, значительной толщиной снежного покрова, накопившегося к этому времени на склонах. В результате перекристаллизации снежная толща к началу января становится неустойчивой, что обусловлено формированием в ней лавиноопасных слоёв, в связи с чем к сходу лавин больших объёмов может привести даже незначительное воздействие на склон, например, снегопад, метель, движение человека по склону или техники по автодороге у подножия склона [13].

Поскольку сход катастрофических лавин вызван не только природными, но и социальными факторами, не всегда в многоснежные зимы жертв лавин больше, чем в мало- и среднеснежные. Кроме того, почти все периоды массового схода катастрофических лавин на Сахалине связаны с прохождением циклонов и сильными метелями с большим количеством осадков. Так, в г. Невельск из 15 зим с катастрофическими лавинами только в шести зимах сумма осад-

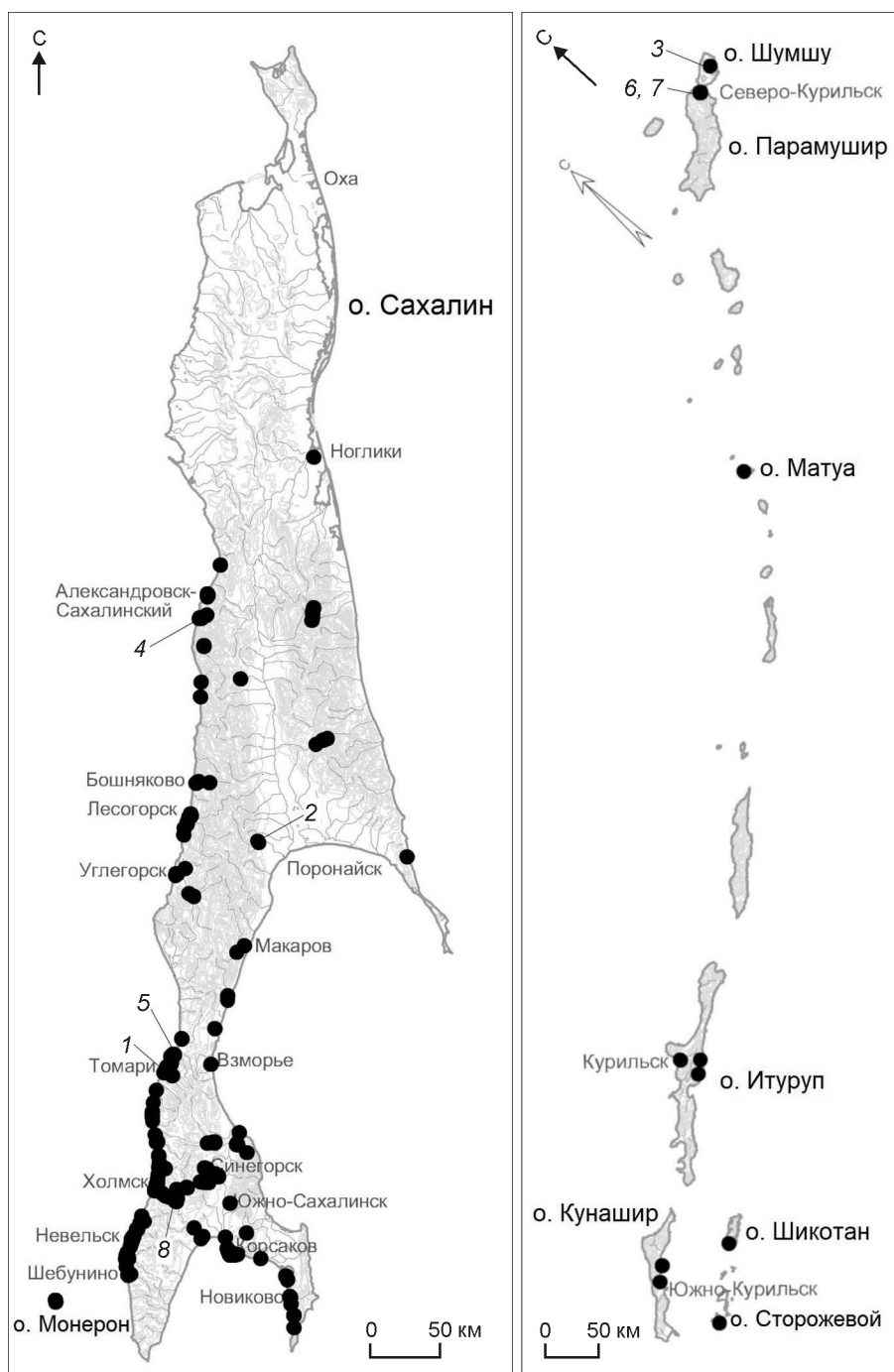


Рис. 3. Карта-схема расположения мест схода катастрофических лавин на Сахалине и Курильских островах. Места схода катастрофических лавин, в которых пострадали более 20 человек: 1 – о. Сахалин, Томаринский район, рудничный посёлок при угольном карьере Акигава; 2 – о. Сахалин, Поронайский район, около с. Леонидово; 3 – о. Шумшу; 4 – о. Сахалин, Александровский район, пос. Средняя Медвежка; 5 – о. Сахалин, Томаринский район, пос. Неводское, порт; 6, 7 – о. Парамушир, г. Северо-Курильск; 8 – о. Сахалин, Холмский район, железная дорога Южно-Сахалинск – Холмск (Камышевый перевал)

Fig. 3. Schematic map of the location of catastrophic avalanche sites on Sakhalin and the Kuril Islands. The places of avalanche disasters in which more than 20 people were injured: 1 – Sakhalin Island, Tomarinsky District, mine settlement at the Akigawa coal mine; 2 – Sakhalin Island, Poronaysky district, near the village Leonidovo; 3 – Shumshu Island; 4 – Sakhalin Island, Aleksandrovsky district, settlement SrednyMedvezhka; 5 – Sakhalin Island, Tomarinsky district, settlement Nevodskoe, harbor; 6, 7 – Paramushir Island, SeveKurilsk; 8 – Sakhalin Island, Kholmsk region, railway Yuzhno-Sakhalinsk – Kholmsk (Kamyshev pass)

Таблица 5. Лавины с низких склонов (35 м и ниже), повлёкшие за собой человеческие жертвы в Сахалинской области

Место схода	Дата схода	Относительная высота лавиносбора, м	Число людей,	
			попавших в лавину	погибших в лавине
О. Шумшу	01.03.1945 г.	10	40	23
Томаринский район, с. Неводское	1952 г., декабрь	30	24	24
Город Невельск	06.02.1969 г.	20	3	3
Холмский район, с. Поляково	06.02.1969 г.	35	1	1
Макаровский район, пос. Восточный	15.02.1972 г.	30	2	2
Город Александровск-Сахалинский	21.12.1986 г.	10	2	0
Углегорский район, около с. Медвежье	05.02.1988 г.	15	2	2
Город Углегорск	06.02.1988 г.	5	1	0
ПГТ Ноглики	01.02.1993 г.	5	1	0
Долинский район, пос. Быков	31.12.2007 г.	27	1	1

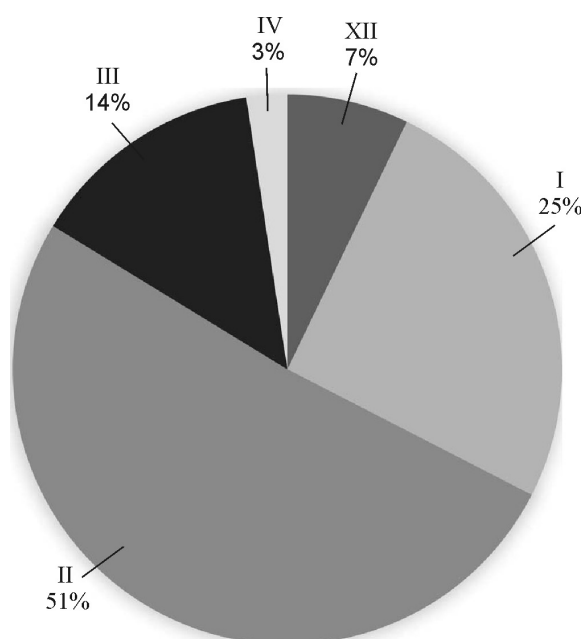


Рис. 4. Процентное соотношение катастрофических лавин на Сахалине и Курильских островах по месяцам за период 1910–2020 гг.

I – январь; II – февраль; III – март; IV – апрель; XII – декабрь

Fig. 4. Percentage of catastrophic avalanches in the Sakhalin and the Kuril Islands by months for the period 1910–2020.

I – January; II – February; III – March; IV – April; XII – December

ков превышала норму (рис. 5). 66% случаев катастрофических лавин произошли на территориях населённых пунктов (67% погибших в лавинах), ещё 12% – на автомобильных и железных дорогах. За исключением двух десятилетий (1981–1990 и 2001–2010) не менее 50% людей, попавших в лавины, пострадали на территориях населённых пунктов (рис. 6, а). Эти исключения

обусловлены двумя случаями схода катастрофических лавин на железных дорогах, повлиявших на статистику происшествий. В марте 1982 г. на железной дороге Южно-Сахалинск – Холмск в районе Камышевого перевала лавиной был сбит поезд, пострадало более 40 человек. 31 декабря 2009 г. на 219 км линии Корсаков – Ноглики на перегоне Заозерное – Пугачево в лавину при расчистке лавинного завала попали 12 человек. Число погибших в лавинах на территориях населённых пунктов в каждом десятилетии составляло не менее 50% всех погибших, а в некоторые десятилетия (1911–1920, 1921–1930, 1941–1950, 1971–1980, 1991–2000) превышало 80% (см. рис. 6, б).

Только на территории г. Невельск зарегистрировано 15 случаев попадания людей в лавины (42 человека попали в лавины, из них 23 – погибли). Это связано с расположением застройки и транспортных магистралей в лавиноопасных зонах – у подножия уступов морских и речных террас и отмытых клифов, а также в узких речных долинах в горной местности. Из-за близкого к лавиносборам расположения этих объектов даже лавины небольшого объёма и с небольшой, до 500 м, дальностью выброса причиняют регулярный ущерб и вызывают жертвы. В японский период среднее число погибших в год было значительно больше, чем позже, в советский, а затем и в российский периоды (12 и 4 погибших в год соответственно). Большое число жертв лавин в японский период связано, во-первых, с активным освоением территории, а во-вторых – с обезлесением склонов. Масштабные лесозаготовки, лесные пожары и нашествие сибирского

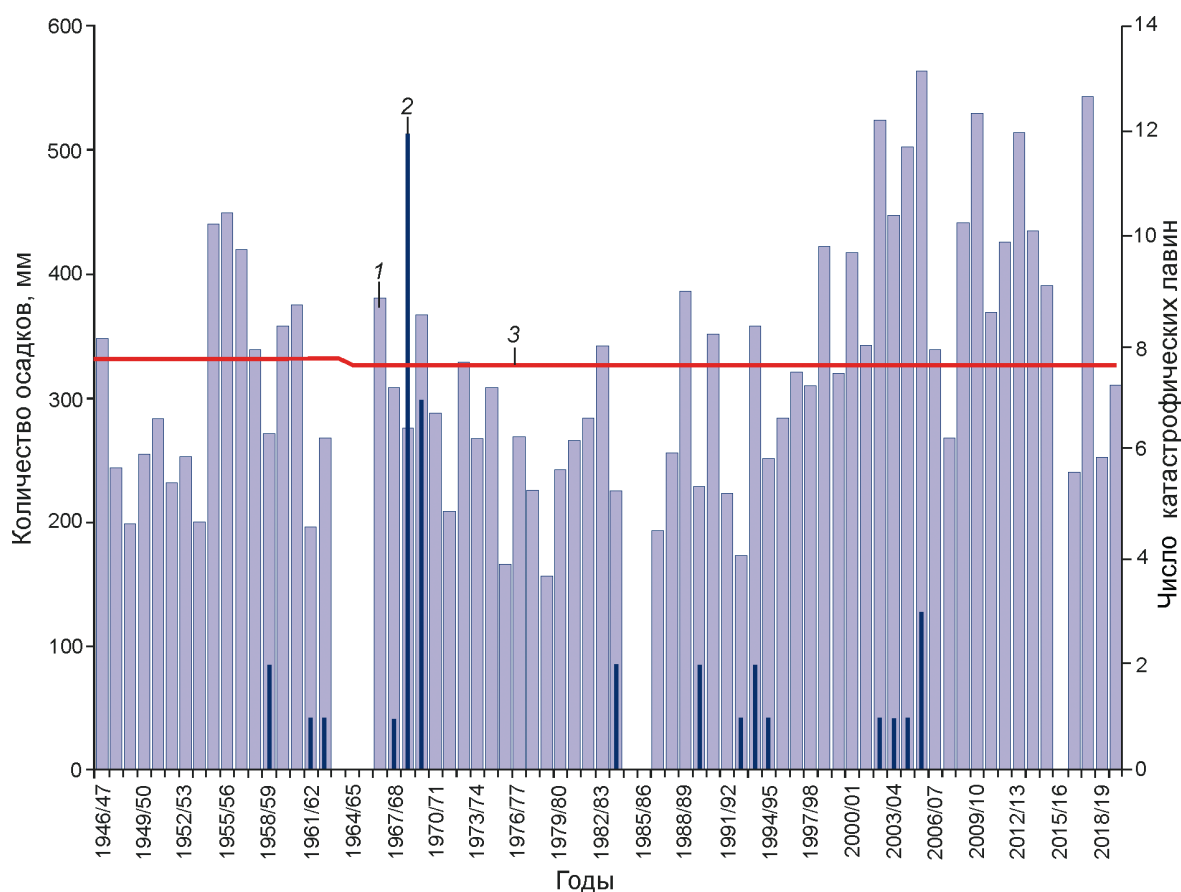


Рис. 5. Количество твёрдых осадков за ноябрь–март и число катастрофических лавин за зимний сезон в г. Невельск.

1 – количество осадков за ноябрь–март, мм; 2 – число катастрофических лавин за зимний сезон; 3 – среднее многолетнее количество осадков за ноябрь–март, мм

Fig. 5. Amount of solid precipitation for November–March and the number of catastrophic avalanches for the winter season in the city of Nevelsk.

1 – the amount of precipitation for November–March, mm; 2 – the number of catastrophic avalanches during the winter season; 3 – the average long–term amount of precipitation for November–March, mm

шелкопряда в первой половине XX в. привели к обезлесению склонов и активизации лавинных процессов [3, 19]. Кроме того, у японцев на Сахалине и Курильских островах было больше посёлков вдоль берега моря и в долинах рек, т.е. в лавиноопасных зонах.

Уменьшение числа жертв лавин на Сахалине и Курильских островах в последние десятилетия связано с оттоком населения с начала 1990-х годов и зарастанием лавиноопасных склонов лесом (последнее привело к уменьшению объёмов лавин и их повторяемости). В качестве примера можно привести лавиносоры на горе Джамбул в пос. Санаторный, где в 1965 г. был частично разрушен санаторий «Сахалин». Люди попадали в лавины из этих лавиносоров в 1965, 1985, 1994, 1999 и

2001 гг. В последние два десятилетия объёмы и повторяемость лавин на этом участке уменьшились из-за леса, выросшего в лавиносорках под защитой снегоудерживающих сооружений.

Большое число жертв лавин в первой половине XX в. связано и с тем, что до 1950-х годов на Сахалине и Курильских островах не было служб по защите от лавин. Активизация работ по противолавинной защите на Сахалине произошла после схода катастрофических лавин. Так, сход лавины в 1965 г. на санаторий «Сахалин» послужил толчком для развития противолавинной деятельности Сахалинского управления гидрометеослужбы, а сход лавины на железнодорожные пути 31.12.2009 г. [20] на 219-м километре линии Корсаков – Ноглики, на перегоне Заозерное –

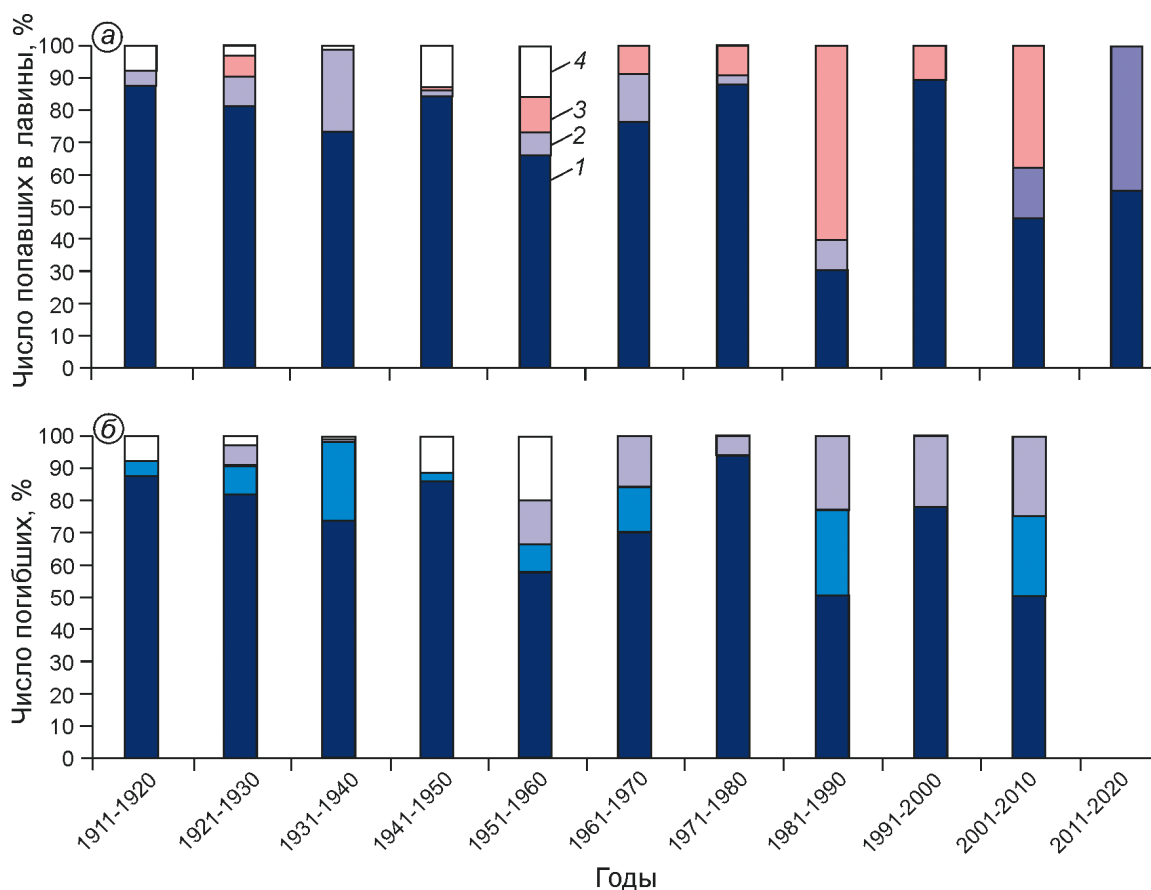


Рис. 6. Процентное соотношение катастрофических лавин на антропогенных территориях и вне их на Сахалине и Курильских островах:

a – число людей, попавших в лавины; *b* – число людей, погибших в лавинах: 1 – в населённых пунктах; 2 – вне антропогенных территорий; 3 – на автомобильных и железных дорогах; 4 – нет данных

Fig. 6. Percentage of catastrophic avalanches in anthropogenic territories and outside of them on Sakhalin and the Kuril Islands:

a – the number of injured people; *b* – the number of fatalities: 1 – in settlements; 2 – outside anthropogenic territories; 3 – on roads and railways; 4 – no data

Пугачёво, когда в лавину при расчистке лавинного завала попали 12 человек, двое из которых погибли, – к созданию снеголавинной станции Центра диагностики и мониторинга устройств инфраструктуры Дальневосточной железной дороги взамен расформированной в 1991 г. [21]. К сожалению, когда катастрофические лавины случаются редко, внимание к лавинной опасности ослабевает и работы по противолавинной защите приостанавливаются до следующей катастрофической лавины.

К сходу катастрофических лавин приводит сложное сочетание социальных (размещение населения в лавиноопасных зонах, недостаточная информированность населения, невнимание населения к лавинной опасности) и при-

родных (многоснежные зимы и т.п.) факторов, и выделить какие-то из них как первостепенные сложно. В целом, сход катастрофических лавин с большим числом жертв больше зависит от социальных факторов, а большое число случаев за зимний сезон – от природных.

Заключение

Основные выводы в результате выполненных исследований таковы: 1) с 1910 по 2020 гг. на территории Сахалинской области зафиксировано 256 случаев схода катастрофических лавин, в которых пострадали 1203 человек, из них 783 – погибли; 2) случаи попадания людей в лавины или

их гибели в лавинах отмечены в 72% зим, причём в 12% зим происходило пять и более катастрофических лавин; 3) наибольшее число катастрофических лавин сошло на западном побережье Сахалина – от с. Шебунино до г. Александровск-Сахалинский, что обусловлено высокой степенью хозяйственного освоения этого участка в сочетании со значительной площадной поражённостью территории лавинными процессами; минимальный объём лавины, в которой погиб человек, составляет 10 м³; 4) 66% случаев схода катастрофических лавин произошли на территориях населённых пунктов (67% погибших в лавинах), 12% – на автомобильных и железных дорогах.

Несмотря на большое число жертв лавин, в настоящее время на Сахалине и Курильских островах инженерная защита от лавин существу-

ет на очень ограниченном числе участков, а противолавинные службы крайне малочисленны и недостаточны для обеспечения лавинной безопасности на территории Сахалинской области.

Благодарности. Представленные результаты получены при финансовой поддержке Государственного задания FWWW-2022-0005. Авторы выражают признательность К. Изуми из Университета Ниигата (Япония) за сбор и обработку информации о лавинах по данным японских архивов.

Acknowledgments. The presented results were obtained with the financial support of the state assignment FWWW-2022-0005. The authors express their gratitude to K. Izumi from Niigata University for collecting and processing avalanche information from the Japanese archives.

Литература

1. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
2. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Лавинные катастрофы Сахалинской области // Материалы гляциологических исследований. 2007. № 103. С. 185–190.
3. Podolskiy E., Izumi K., Suchkov V., Eckert N. Physical and societal statistics for a century of snow-avalanche hazards on Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2010) // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. С. 409–430.
4. Жирюев С.П., Окопный В.И., Казаков Н.А., Генсировский Ю.В. Лавинная опасность на автомобильных и железных дорогах Сахалина и Курил // Геориск. 2010. № 4. С. 50–57.
5. Каталог лавин о. Сахалин и Курильских островов за период 1935–1989 гг. (препринт). Южно-Сахалинск: Сахалинское УГМС, 1990. 233 с.
6. Кадастр лавин СССР. Вып. 4. Т. 18. Дальний Восток, Сахалин и Курильские острова. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 182 с.
7. Казаков Н.А., Жирюев С.П., Древилло М.С. Лавинные геосистемы острова Сахалин и Курильских островов // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. № 3. С. 329–380.
8. Казакова Е.Н. Природные лавинные комплексы берегов Сахалина // География и прир. ресурсы. 2012. № 4. С. 184–187.
9. Боброва Д.А. Построение карты природных лавинных комплексов для равнинных территорий (на примере острова Сахалин) // Вестн. Дальневосточного отделения РАН. 2017. № 4 (194). С. 141–146.
10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 34. Сахалинская область / Ред.

References

1. *Glaciologicheskij slovar*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
2. Kazakova E.N., Lobkina V.A. Avalanche catastrophes of the Sakhalin region. *Materialy glyaciologicheskikh issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 2007, 103: 185–190. [In Russian].
3. Podolskiy E., Izumi K., Suchkov V., Eckert N. Physical and societal statistics for a century of snow-avalanche hazards on Sakhalin and the Kuril Islands (1910–2010). *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (221): 409–430.
4. Zhiruev S.P., Okopny V.I., Kazakov N.A., Gensiorovskiy Yu.V. Avalanche danger on the roads and railways of Sakhalin and the Kuriles. *Georisk*. Georisk. 2010, 4: 50–57. [In Russian].
5. *Katalog lavin o. Sahalin i Kuril'skih ostrovov za period 1935–1989 gg.* Catalog of avalanches of Sakhalin and the Kuril Islands for the period 1935–1989. Yuzhno-Sakhalinsk: Sakhalinskoe UGMS, 1990: 233 p. [In Russian].
6. *Kadastr lavin SSSR*. Cadastre of avalanches of the USSR. Is. 4. V. 18. Far East, Sakhalin and the Kuril Islands. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986: 182 p. [In Russian].
7. Kazakov N.A., Zhiruev S.P., Drevilo M.S. Avalanche geosystems of Sakhalin Island and the Kuril Islands. *Gidrosfera. Opasnye process i yavleniya*. *Gidrosfera*. Dangerous processes and phenomena. 2019, 1 (3): 329–380. [In Russian].
8. Kazakova E.N. Natural avalanche complexes of the Sakhalin coast. *Geografiya i prirodnye resursy*. *Geography and Natural Resources*. 2012, 4: 184–187. [In Russian].
9. Bobrova D.A. Building a map of natural avalanche complexes for flat areas (on the example of Sakhalin Island). *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya RAN*. Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2017, 4 (194): 141–146. [In Russian].

- З.Н. Пильникова. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 350 с.
11. *Земцова А.И.* Климат Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 100 с.
 12. *Drevilo M.* Map of snow cover structures of Sakhalin Island // Data of Glaciological Studies. 2003. № 94. P. 131–138.
 13. *Kazakov N.A., Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S.P., Drevilo M.S.* Stratigrafic complexes of a snow cover // Annals of Glaciology. 2012. V. 58 (61). P. 39–44.
 14. *Казakov Н.А.* Перекристаллизация снега и особенности лавинообразования на Сахалине и Курильских островах // Материалы Междунар. науч. конф. «Гляциология в начале XXI века». М.: Наука, 2009. С. 70–77.
 15. Электронный ресурс: <https://dl.ndl.go.jp>.
 16. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation>. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТТР).
 17. *Иванов А.В.* Массовый сход лавин на Южном Сахалине зимой 1969–70 г. // Лавины Сахалина и Курильских островов. Л.: Гидрометеиздат, 1971. С. 74–87.
 18. *Кузин А.Т.* Гибель Средней Медвежки // Краеведческий бюллетень. Южно-Сахалинск, 1996. № 1. С. 170–172.
 19. *Васильев А.Б., Иванов А.В.* Опыт организации лавинной службы на Южно-Сахалинском отделении ДВЖД // Снег и лавины Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 84–92.
 20. *Suchkov V., Podolskiy E.* Train derailed by an avalanche, Sakhalin Island, Russia, 31 December 2010 // Seppyo. Journ. of Japan. Society of Snow and Ice. 2010. T. 72. № 3. С. v-vi.
 21. Электронный ресурс: <https://www.gudok.ru/zdr/171/?ID=595623>.
 10. *Nauchno-prikladnoj spravochnik po klimatu SSSR.* Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Is. 34. Sakhalin Region. Ed. Z.N. Pil'nikova. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990: 350 p. [In Russian].
 11. *Zemtsova A.I.* *Klimat Sahalina.* Climate of Sakhalin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1968: 100 p. [In Russian].
 12. *Drevilo M.* Map of snow cover structures of Sakhalin snow Island. *Materialy glyaciologicheskikh issledovanij.* Data of Glaciological Studies. 2003, 94: 131–138. [In Russian].
 13. *Kazakov N.A., Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S.P., Drevilo M.S.* Stratigrafic complexes of a snow cover. Annals of Glaciology. 2012, 58 (61): 39–44.
 14. *Kazakov N.A.* Recrystallization of snow and features of avalanche formation on Sakhalin and the Kuril Islands. *Materialy Mezhdunar. nauch. konferencii «Glyaciologiya v nachale XXI veka».* Proc. of the intern. conf. «Glaciology at the beginning of the XXI century». М.: Nauka, 2009: 70–77.
 15. <https://dl.ndl.go.jp>.
 16. <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation>: Bulygina O.N, Razuvaev V.N, Alexandrova T.M. Description of the data set of daily air temperature and precipitation at meteorological stations in Russia and the former USSR (TTTR).
 17. *Ivanov A.V.* Mass avalanches on southern Sakhalin in the winter of 1969–70. *Laviny Sahalina I Kuril'skih ostrovov.* Avalanches of Sakhalin and the Kuril Islands. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1971: 74–87. [In Russian].
 18. *Kuzin A.T.* The death of Srednaya Medvezhka. *Kraevedcheskiy byulleten.* Local history bulletin. Yuzhno-Sakhalinsk, 1996, 1: 170–172. [In Russian].
 19. *Vasiliev A.B., Ivanov A.V.* The experience of organizing an avalanche service at the Yuzhno-Sakhalin branch of the Far Eastern Railway. *Sneg i laviny Sahalina.* Snow and Avalanches of Sakhalin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 84–92. [In Russian].
 20. *Suchkov V., Podolskiy E.* Train derailed by an avalanche, Sakhalin Island, Russia, 31 December 2010. Seppyo. Journ. of Japan. Society of Snow and Ice. 2010, 72 (3): v-vi.
 21. <https://www.gudok.ru/zdr/171/?ID=595623>.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467.3+004.942+551.326.2

doi: 10.31857/S2076673422010120, EDN: MBOKYM

Баланс льда в Северном Ледовитом океане в 1979–2019 гг. (по данным моделирования)

© 2022 г. И.Е. Фролов, М.Ю. Кулаков*, К.В. Фильчук

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
*mod@aari.ru

Ice balance modeling in the Arctic Ocean in 1979–2019

I.E. Frolov, M.Yu. Kulakov*, K.V. Filchuk

Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg, Russia
*mod@aari.ru

Received June 23, 2021 / Revised October 11, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Arctic Ocean, climate change, sea ice, numerical modeling, interannual variability.*

Summary

The results of numerical experiments on the model of joint water and ice circulation for the period from September 1979 to December 2019, aimed at studying the interannual variability of the ice balance in the Arctic Ocean, are considered. The results obtained made it possible to analyze the geographical features of the processes of ice formation and melting in the Arctic Ocean and to identify key areas that determine the volume of ice in the ocean. It is established that the main quantity of ice is formed in waters of the Siberian seas, and the most intense melting occurs in the North European Basin, where the ice transported by the Transpolar Current through the Fram Strait enters the relatively warm water of the Greenland Sea, heated by the North Atlantic Current. The formation of the absolute minimum of ice coverage in 2012 was promoted by the anomalous position of the anticyclonic hydrological cycle – much closer to the Canadian coast. This resulted in the fact that only a small part of the ice formed in the Siberian seas was involved into a weakened circulation, while most of the ice in the stream of the Transpolar Current was transported through the Fram Strait to the Greenland Sea. Statistical analysis of the results of numerical experiments demonstrated that the trend towards a decrease in the volume of ice in the Arctic Ocean is primarily determined by the global warming, and dynamic forcing exerts significant effect on local extremes.

Citation: Frolov I.E., Kulakov M.Yu., Filchuk K.V. Ice balance modeling in the Arctic Ocean in 1979–2019. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 113–124. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010120.

Поступила 23 июня 2021 г. / После доработки 11 октября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: **Северный Ледовитый океан, изменение климата, морской лёд, численное моделирование, межгодовая изменчивость.**

Для исследования изменчивости баланса льда Северного Ледовитого океана использовалась модель совместной циркуляции вод и льдов. Результаты специальных численных экспериментов для периода с сентября 1979 г. по декабрь 2019 г. позволили установить некоторые географические особенности процессов образования и таяния льда. Статистический анализ результатов показал, что тренд на уменьшение объёма льда в Северном Ледовитом океане определяется в первую очередь глобальным потеплением, а на локальные экстремумы сильное влияние оказывает динамический форсинг.

Статья посвящается памяти Ивана Евгеньевича Фролова – выдающегося учёного-океанолога, гляциолога, полярника, Заслуженного деятеля науки РФ, члена-корреспондента РАН, многолетнего директора Арктического и Антарктического научно-исследовательского института – инициатора и руководителя проекта, в рамках которого была выполнена одна из последних его работ.

Введение

Современное изменение климата характеризуется значительным ростом температуры в Арктике по сравнению с его глобальным ростом (более чем в 2 раза). Это – так называемое по-

лярное усиление [1]. Одновременно наблюдаются сокращение в сезонном ходе площади и толщин морского льда и интенсификация динамики морского льда, выражающаяся в увеличении скоростей дрейфа льда, его дивергенции и конвергенции и перераспределении толщин, что

увеличивает риски ледового плавания при интенсификации судоходства в Российской Арктике [2]. Баланс морского льда, определяющийся изменением объёма льда в единицу времени в фиксированной области, — ключевой индикатор климатических изменений. Он интегрирует как термические факторы (таяние и нарастание льда), так и динамические (адвекция, процессы торошения, наслоения, разрежения) в результате влияния атмосферы и океана.

В настоящее время дистанционные измерения объёма морского льда основаны на оценках сплочённости, возраста, теплового баланса поверхности по данным мультиспектральных данных искусственных спутников Земли (ИСЗ) и оценках толщины льда с привлечением альтиметрических и микроволновых данных. Однако даже при самом полном обобщении дистанционных измерений толщины льда остаются значительные пространственно-временные лакуны. Выход из этой ситуации — привлечение методов численного моделирования, позволяющих получать количественные оценки баланса льда за любой момент времени и в любом районе Арктики и тем самым восполнять нехватку данных наблюдений.

Значительные усилия в области повышения качества моделирования ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана (СЛО) были предприняты в рамках Международного проекта АОМIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project, <http://www.who.edu/projects/AOMIP>) [3] и его продолжения — проекта FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis) [4]. В работе [5] проведено сравнение результатов воспроизведения ледовых условий в СЛО в период 1948–2000 гг. различными моделями из АОМIP. Всего протестировали шесть моделей. Приведём пять из них: Goddard Space Flight Center, GSFC; Institute of Ocean Science, IOS, Sydney, British Columbia; Alfred Wegener Institute, AWI; Naval Postgraduate School, NPS; University of Washington, UW, Seattle. Все модели продемонстрировали уменьшение площади льда, однако в меньшей степени, чем дают наблюдения. Для большинства из моделей отмечаются проблемы с воспроизведением пространственного распределения толщины морского льда, особенно для летнего периода.

Проблемы в моделировании морского льда в СЛО также обсуждаются в работе [6]. Сравнив

результаты моделирования арктического льда в XXI в. по 14 глобальным климатическим моделям, авторы отметили большой разброс в результатах, что объясняется, по их мнению, различиями в параметризации альбедо на поверхности льда. В течение XXI в. все модели дают уменьшение объёма льда в результате увеличения преобладания таяния над ростом льда, который частично компенсируется уменьшением выноса в низкие широты. Несмотря на общее согласие, модели значительно различаются по количественным оценкам потери объёма льда и относительной роли таяния и нарастания в этой потере. Продолжительность сезона таяния колеблется от трёх до пяти месяцев, а в некоторых моделях продолжается даже до ноября. Прогнозируемые изменения в бюджетах морского льда частично зависят от начальных ледовых условий; моделям с более толстым исходным льдом обычно соответствуют большие объёмные потери. Чистый транспорт (дивергенция) льда из Арктики, как правило, имеющий меньшее воздействие на климатологический бюджет льда, также сильно варьирует по всем моделям.

Одно из первых исследований, в котором сравнивали результаты моделирования ледовых условий в СЛО с широкомасштабными данными наблюдений, опубликовано в работе [7]. Его авторы отмечали, что концентрация морского льда — наиболее предпочтительная величина для оценки долгосрочных расчётов, так как это — единственный параметр климата, оперативно проверенный в течение длительного времени на всей акватории Северного Ледовитого океана. Авторы сопоставляли результаты моделирования площади морского льда в океане со спутниковыми наблюдениями в течение периода 1978–2001 гг. Была продемонстрирована способность модели AWI воспроизводить долгосрочный тренд и сезонную изменчивость ледовитости СЛО.

Авторы работы [8] на основе модели циркуляции вод и льдов Массачусетского технологического института исследовали потенциальное влияние термодинамического атмосферного воздействия на межгодовую изменчивость сентябрьского минимума концентрации и объёма льда в Арктике для трёх периодов: 1980–1989, 1990–1999 и 2000–2009 гг. Результаты показали, что только крупные аномалии форсингов до начала весеннего таяния в мае могут повлиять на характери-

стики сентябрьского морского льда, хотя даже небольшие изменения атмосферных переменных в последующие месяцы могут существенно повлиять на состояние морского льда в сентябре. В частности, в арктических морях с июня по июль зона кромки льда очень чувствительна к термодинамическим изменениям атмосферного воздействия. Напротив, объём льда очень чувствителен к изменениям температуры воздуха, происходящим в тот же период в центральных частях Северного Ледовитого океана. Сравнение чувствительности морского льда в течение трёх разных периодов показывает, что из-за сильного снижения концентрации и толщины морского льда его площадь стала существенно более чувствительной к тем же амплитудным термодинамическим атмосферным форсингам, вызывающим аномалии в течение 2000–2009 гг. по сравнению с более ранними периодами. В мае и сентябре наблюдаются самые сильные вклады различий поверхностных атмосферных температур в изменения концентрации и объёма льда. Наибольший вклад от нисходящего длинноволнового теплового потока в изменения концентрации происходит в сентябре, а в изменения объёма — в июле–августе. Около 62% уменьшения площади, демонстрируемой моделью, можно объяснить суммированием всех вкладов в термодинамическое атмосферное воздействие.

В работе [9] продолжается сравнение результатов моделирования различными моделями морского льда с данными наблюдений. Авторы использовали: данные наблюдений с проходящих судов (2004–2008 гг.), а также электромагнитных измерений с воздуха (2001–2009 гг.); сведения от заякоренных станций в проливе Фрама, Гренландском море и море Бофорта (1992–2008 гг.); материалы с подводных лодок (1975–2000 гг.); данные бурения в Арктическом бассейне, морях Лаптевых и Восточно-Сибирском (1982–1986 гг.) и на прибрежных станциях (1998–2009 гг.). Несмотря на различия в численных методах, сеточных разрешениях, доменах, форсингах и граничных условиях, все протестированные модели обычно переоценивают толщину льда тоньше 2 м и недооценивают толщину льда более 2 м. В районах припая (мелководные сибирские моря с глубинами менее 25–30 м) модели обычно переоценивают как толщину морского льда, так и темпы роста льда в сентябре и

октябре по сравнению с наблюдениями более чем в 4 раза. Модели не воспроизводят условия быстрого формирования припайного льда. Вместо этого смоделированный припайный лёд заменяется паковым льдом, который дрейфует, образуя хребты увеличения толщины льда в дополнение к его термодинамическому росту.

Одно из важнейших свойств численных моделей — её чувствительность к ошибкам в начальных условиях и форсингах. В работе [10] приводятся результаты специальных экспериментов на модели AARI-IOCM [11], направленные, в первую очередь, на исследование свойств модели. По результатам проведённых экспериментов сделаны следующие выводы:

- 1) модель достаточно адекватно воспроизводит наблюдаемое в последние годы уменьшение площади и объёма ледяного покрова в СЛО;
- 2) тепло из Атлантического океана, поступающее в струе Северно-Атлантического течения, не относится к ключевому фактору, формирующему ледовитость океана;
- 3) начальные условия по распределению льда существенно не влияют на результаты расчётов ледовитости СЛО на период в несколько лет;
- 4) даже если когда-нибудь весь лёд в Северном Ледовитом океане растает, то при существующем климате он через несколько лет восстановится;
- 5) минимум ледовитости в СЛО, наблюдавшийся в сентябре 2007 г., объясняется взаимным однонаправленным действием термического и динамического факторов, при этом роль тепловых и динамических процессов в формировании ледовитости практически равнозначна.

В работе [12] рассмотрены результаты численных экспериментов на основе модели совместной циркуляции льдов и вод AARI-IOCM и данных реанализа NCEP/NCAR. Выполненные расчёты за период 2001–2012 гг. позволили сделать вывод о вкладе циркуляционных механизмов в наблюдаемое уменьшение льда в Северном Ледовитом океане. Показано, что резкое уменьшение толщины льда вдоль северных побережий о. Гренландия и Канадского Арктического архипелага в первую очередь — следствие межгодовой изменчивости циркуляции атмосферы, а не следствием потепления климата Северной полярной области. В исследовании [13] приводятся результаты расчётов на модели AO-FVCOM на неструктурированной сетке с высо-

ким пространственным разрешением (до 2 км) морского льда в Арктике в период 1978–2014 гг. Такая расчётная сетка разработана для лучшего разрешения как топографических, так и бароклинных масштабов динамики океана вдоль материкового склона и узких проливов. Моделируемый морской лёд хорошо согласуется с наблюдаемым по доступным для оценки характеристикам – объёму, концентрации, скорости дрейфа, сезонной и межгодовой изменчивости, пространственному распределению.

Результаты моделирования площади морских льдов в Арктике двумя последними поколениями глобальных климатических моделей CMIP3 и CMIP5 в XX и XXI вв. сравниваются в работе [14]. Отмечается, что ускорившееся сокращение площади морских льдов в СЛО в последнее десятилетие не полностью воспроизводится моделями. Причины этого – вклад естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемый тренд, недостаточная чувствительность моделей к заданному внешнему воздействию, заниженные оценки внешнего воздействия на климат.

Задачи настоящей работы – выявление вклада термических и динамических форсингов в изменчивость баланса льда в Северном Ледовитом океане в эпоху современного потепления с помощью численных экспериментов на модели совместной циркуляции вод и льдов этого океана.

Постановка задачи

Для проведения численных экспериментов была выбрана модель совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI-IOCM (Arctic and Antarctic Research Institute – Ice and Ocean Circulation Model) [11]. AARI-IOCM представляет собой результат объединения трёх моделей: трёхмерной бароклинной модели циркуляции вод, модели дрейфа ледяного покрова и термодинамической модели морского льда. Океанский блок – это модель циркуляции вод в примитивных уравнениях, в приближениях гидростатики и Буссинеска, реализованная на z -координатах со свободной поверхностью и разделённая на баротропную (двумерную) и бароклинную моды. Ледяной покров в модели описывается следующими характеристиками: h_i – средняя толщина ровного льда,

изменяющаяся за счёт термического стаивания и нарастания; h_h – толщина торосов; N_i – относительная площадь ячейки, занятая льдом толщиной h_i ; N_h – относительная площадь, занятая торосами; N_w – относительная площадь чистой воды. За основу термодинамического блока модели принята квазистационарная нульмерная модель морского льда, разработанная Б.В. Ивановым и А.П. Макштасом [15]. Модель дрейфа льда основывается на упруго-вязко-пластической реологии ледяного покрова, предложенной в работе [16].

В настоящее время модель AARI-IOCM адаптирована ко всей акватории СЛО и прилегающей части Северной Атлантики (до 44° с.ш.) на равномерной прямоугольной сетке с пространственным разрешением 13,8 км. По вертикали – разрешение переменное, расчёт проводится на 33 горизонтах. На модели AARI-IOCM основаны технологии расчёта и краткосрочного прогноза уровня моря, течений и дрейфа льда в Северном Ледовитом океане и его морях. Она используется для обеспечения прогнозами наиболее значимых проектов в Арктике: МЛСП «Приразломная», Ямал СПГ (Сабетта), «Сахалин-1» и др. В последнее время модель успешно используется в оперативной технологии прогноза айсбергов [17].

В целом ряде работ [10–12] показано, что AARI-IOCM достаточно хорошо воспроизводит ледовитость и циркуляцию вод и льдов в Северном Ледовитом океане в режиме продолжительных диагностических расчётов. Рассчитанные на модели режимные характеристики циркуляции вод использовались при создании ряда атласов: «Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей Российской Арктики» [18], «Национальный Атлас Арктики» [19], Атлас «Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия» [20]. Модель постоянно верифицируется по всем доступным данным наблюдений. Недавно появилась возможность верифицировать результаты моделирования по результатам попутных натуральных наблюдений за толщиной льда, выполненных в СЛО с помощью судового телеметрического комплекса (СТК) [21]. Так, было проведено сопоставление рассчитанного распределения толщины льда и наблюдений за толщиной льда с помощью СТК с ледокола «50 лет Победы» в приполюсном районе в июле 2011 г., которое показало, что модель верно вос-

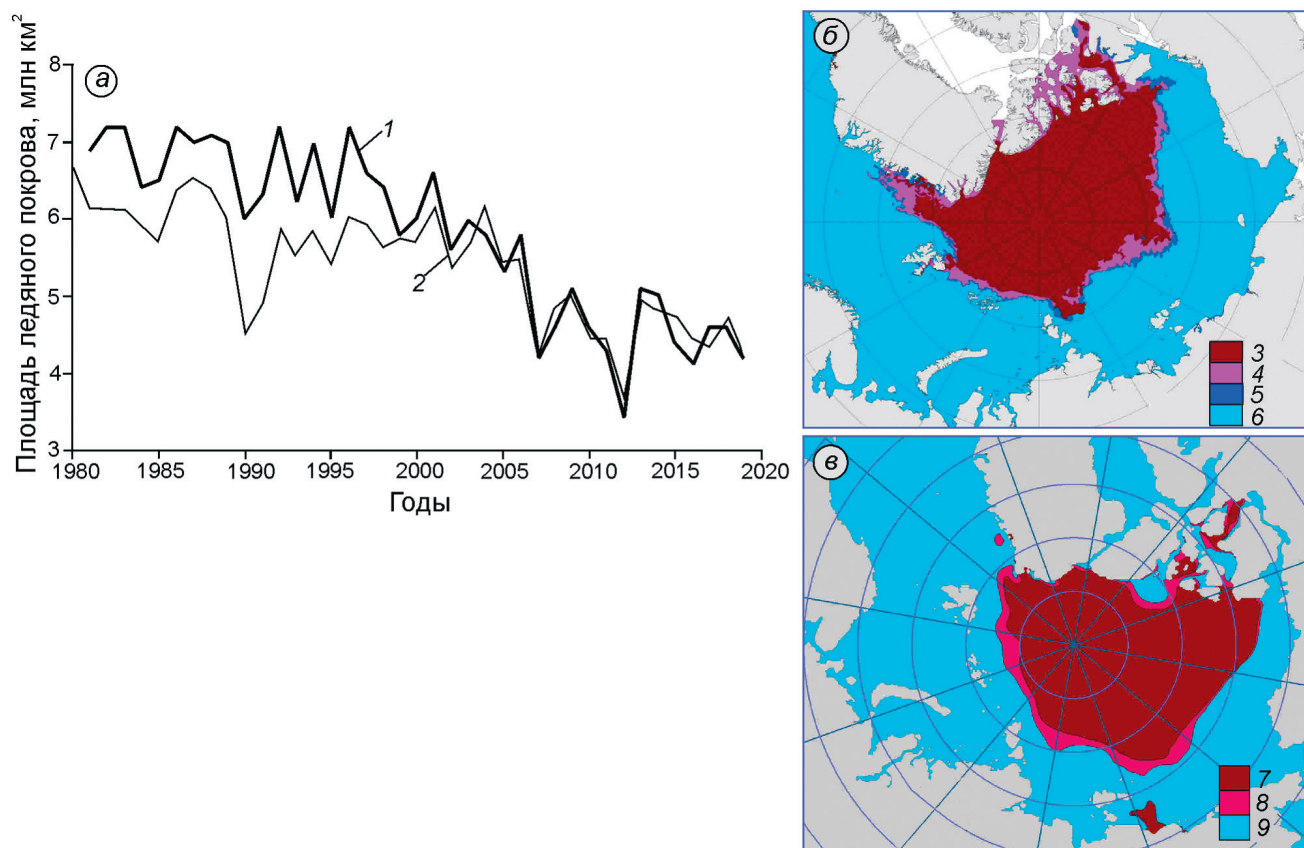


Рис. 1. Сопоставление наблюдений и результатов расчётов.

a – минимальная ежегодная ледовитость в период 1980–2020 гг.: 1 – данные наблюдений [22]; 2 – результаты расчётов; распределение льда в Северном Ледовитом океане в сентябре 2019 г. по данным [23] (*б*): 3 – старый лёд; 4 – молодой лёд; 5 – nilas; 6 – чисто; по результатам расчётов (*в*): 7 – толщина льда более 1 м; 8 – толщина льда менее 1 м; 9 – чисто

Fig. 1. Comparison of observations and calculation results.

a – minimum annual ice cover in the period 1980–2020: 1 – observational data [22], 2 – calculation results; ice distribution in the Arctic Ocean in September 2019 according to [23] (*b*): 3 – old ice; 4 – young ice; 5 – nilas; 6 – ice free; and calculation results (*c*): 7 – ice thickness more than 1 m; 8 – less than 1 m; 9 – clean

производит как основные особенности пространственного распределения толщины льда в СЛО, так и непосредственно сами их величины.

На модели AARI-IOCM был выполнен диагностический расчёт ледовых условий в СЛО для периода с сентября 1979 г. по декабрь 2019 г. В качестве внешнего атмосферного форсинга использовались данные реанализа ERA-5 Европейского центра среднесрочных прогнозов ECMWF с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ и временным разрешением три часа (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>). В качестве граничных условий использованы среднемесячные средне-многолетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в СЛО. Начальное условие по температуре и солёности воды взято из World

Ocean Atlas (WOA05). Результаты расчётов показали, что модель воспроизводит основные особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова СЛО. Один из основных показателей, позволяющих оценить современную тенденцию состояния ледяного покрова, – временной ход годового минимума его площади, который, как правило, приходится на сентябрь.

На рис. 1 приведено сравнение изменчивости годовых минимумов, полученных по наблюдениям NSIDC [22] и результатам проведённых расчётов на модели AARI-IOCM. Видно, что результаты моделирования хорошо воспроизводят современную изменчивость площади морского льда СЛО. В начале расчёта модель занижала минимальную площадь льдов, однако постепенно эта разница уменьшалась, что указывает

на постепенное согласование теплового состояния всей толщи океана и морского льда с атмосферным форсингом. Хорошим подтверждением качества модельных расчётов служит также неплохое соответствие рассчитанной и наблюдаемой площадей морского льда осенью 2019 г. За сорок лет модельного времени без всякой ассимиляции была получена очень реальная изменчивость ледовых условий СЛО. На основании выполненных сравнений можно утверждать, что полученные результаты соответствует современным представлениям о климатических изменениях в Арктике.

В процессе вычислений были рассчитаны и сохранены для дальнейшего статистического анализа поля основных характеристик ледяного покрова СЛО (сплочённость, толщина льда, средняя толщина льда, торосистость) с полумесячной временной дискретностью и с пространственным разрешением 13,8 км. Кроме того, сохранялись поля дрейфа льда, а также поля интегральных величин образования и таяния льда.

Анализ результатов

Объём морского льда – ключевой индикатор климатических изменений. Он интегрирует как термические (таяние и нарастание льда), так и динамические факторы (адвекция, процессы торшения, наслоения, разрежения) в результате влияния атмосферы и океана. Для лучшего понимания происходящих процессов в нашем численном эксперименте было введено понятие *ледового года*. Под этим термином будем понимать промежуток времени с 16 сентября по 15 сентября следующего года, т.е. период, за который лёд от наименьшего своего объёма совершает квазигармонический цикл. На рис. 2 представлено среднее поле разницы между образованием и таянием льда за ледовый год. Хорошо видно, что основное количество льда образуется на акваториях окраинных морей. В шельфовых морях небольшие глубины не позволяют накопить за летние месяцы значительный теплозапас, препятствующий льдообразованию, но самое главное – близость берега способствует

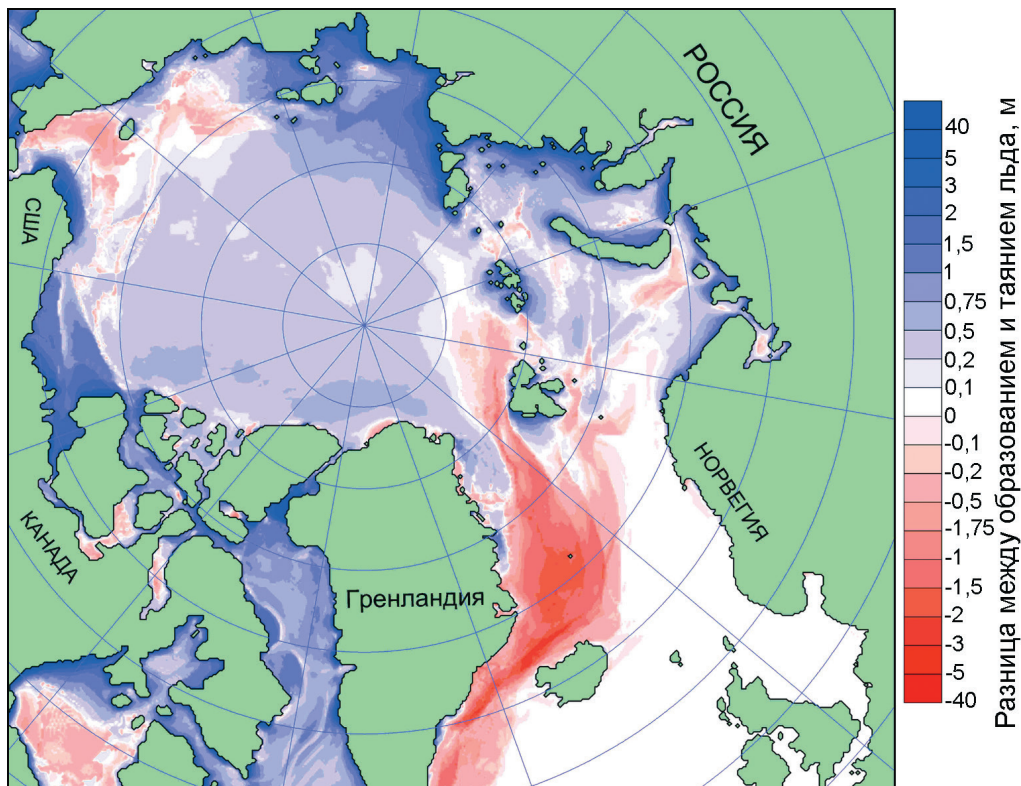


Рис. 2. Средняя за период 1980–2020 гг. разница между образованием и таянием льда в Северном Ледовитом океане за ледовый год, м

Fig. 2. Average for the period 1980–2020 the difference between the formation and melting of ice in the Arctic Ocean for an ice year, m

ет образованию полыней. Для арктических морей характерно наличие припая вдоль берега, поэтому и полынь там исторически носят название заприпайных. К сожалению, современные модели не могут адекватно воспроизводить процессы становления и взлома припая. Однако модель хорошо воспроизводит полынь непосредственно от берега, что незначительно меняет феноменологию процесса и позволяет использовать термин заприпайные полынь в нашем исследовании.

Заприпайная полынь — это пространство чистой воды и молодых льдов, расположенное непосредственно за кромкой припая и образованное в основном под действием ветра, отжимающего плавучие льды. Стационарные заприпайные полынь наблюдаются зимой и весной почти во всех Арктических морях. Они покрываются молодым льдом и вновь взламываются, но нередко непрерывной полосой шириной в десятки и длиной в сотни километров окаймляют припай или ледник. Однако система полыней в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском — это особое явление и не зря она получила название Великой Сибирской полыни. Известна она и как «фабрика льда». На чистой воде в полыне быстро образуется молодой лёд, который затем под действием отжимного дрейфа переносится на север, где он формирует гряды торосов при взаимодействии с толстым более старым льдом, а на освободившейся от льда части полыни снова нарастает лёд.

Превышение таяния над нарастанием льда наблюдается в районах, подверженных влиянию относительно тёплых вод, поступающих из сопредельных акваторий. В Чукотском море хорошо выделяется зона влияния тихоокеанских вод, поступающих туда через Берингов пролив. Наиболее интенсивное таяние происходит в Северо-Европейском бассейне, где лёд, вынесенный интенсивным и квазипостоянным Трансполярным течением через пролив Фрама, попадает на относительно тёплую воду Гренландского моря, подогреваемого Северо-Атлантическим течением.

В последнее время большое внимание уделяется району севернее архипелага Шпицберген. Здесь повышенное таяние льда определяется притоком тёплой воды, поступающей через пролив Фрама с водами Западно-Шпицбергенского течения. Авторы работы [24] считают, что в этом районе возможна глубокая конвекция, которая способствует увеличению влияния атлан-

тической воды на ледовитость СЛО. Несколько выделяется зона повышенного таяния на северо-востоке Восточно-Сибирского моря. В этом районе не наблюдаются тёплые воды, а повышенное таяние определяется особенностями дрейфа льда, благодаря которым в летние месяцы здесь располагается Айонский ледовый массив, который и вытаскивает здесь под действием атмосферного тепла и солнечной радиации. Интересная картина наблюдается и в акватории Баренцева моря. На северо-западе моря выделяется область повышенного таяния, обусловленная переносом в этот район льдов в струе холодного течения Персея из Арктического бассейна через пролив между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. На юго-востоке моря превышение таяния над льдообразованием обеспечивается адвекцией тёплой воды в Колгуево-Печорском течении.

Формирование толщины льда в СЛО связано не только с термодинамическими процессами, большое влияние на неё оказывают динамические факторы. На рис. 3, а представлен рассчитанный временной ход средних по всему океану толщин льда. Толщина ровного льда определяется только термодинамическими процессами, а средняя толщина льда рассчитывается с учётом торосов, возникших в результате динамических процессов. Из рис. 3, а видно, что и ровная, и средняя толщины имеют тенденцию к уменьшению. Объясняется это тем, что, хотя торосы и образуются в результате чисто динамического процесса — конвергенции дрейфа льда, в дальнейшем они эволюционируют в результате термодинамических процессов.

Распределение толщины ровного льда и средней (с учётом торосов) толщины по акватории СЛО в сентябре 2007 г. показано на рис. 3. Максимальная толщина ровного льда (более 1 м) находится в зоне антициклонического круговорота (см. рис. 3, б). Скорость образования льда в этом районе невелика (см. рис. 2), однако лёд здесь может циркулировать годами, постепенно наращивая свою толщину. Торосы образуются в зонах значительной конвергенции дрейфа льда. Особенности дрейфа льда в Северном Ледовитом океане приводит к тому, что наибольшее количество торосов наблюдается у северного побережья Канады и Гренландии. Именно в этом районе дрейф льда имеет устойчивую нормальную к береговой черте компоненту на периферии антициклонического круговорота и в правой части Трансаркти-

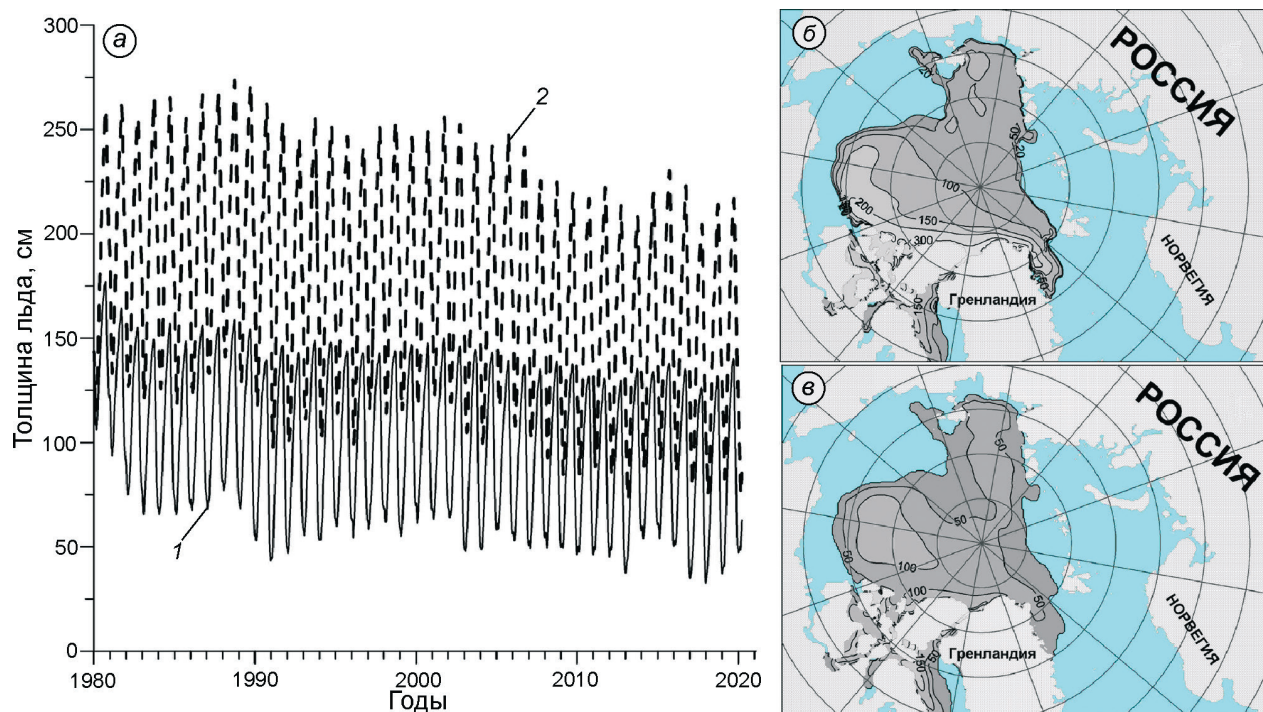


Рис. 3. Рассчитанные толщина ровного (1) и средняя толщина (с учётом торосов) (2) льда (а) и распределение средней (с учётом торосов) толщины (б) и толщины ровного льда (в) в сентябре 2007 г., см
Fig. 3. Calculated thickness of flat (1) and average thickness (including hummocks) (2) ice (a), distribution of average (including hummocks) ice thickness (b) and thickness of flat ice (в) in the Arctic Ocean in September 2007, cm

ческого течения. Значительные концентрации торосов могут образовываться и в других районах СЛО, в частности, у островов на акватории арктических морей при прохождении глубоких циклонов. Однако это происходит периодически и, как правило, там они вытаскивают в тёплый период года или выносятся в другие районы. У побережья Канады и Гренландии таяние льда, в частности торосов, практически не происходит и лёд наблюдается в любое время года. Это приводит к тому, что средняя толщина льда здесь даже в сентябре может превышать 3 м (см. рис. 3, б).

Большую роль в балансе льда в Северном Ледовитом океане играет дрейф. Выполненные вычисления позволяют оценить роль дрейфа льда в межгодовых изменениях баланса льда. На рис. 4 приведено сопоставление полей среднего дрейфа за ледовые года 1986–1987 и 2011–2012 (для наглядности приведён только каждый десятый вектор). Эти периоды выбраны из-за того, что в 1987 г. был зафиксирован максимум за период вычислений, а в 2012 г. — абсолютный минимум ледовитости СЛО. Рис. 4 позволяет качественно оценить различия в дрейфе льда, которые, воз-

можно, и определили существенную разницу в минимальной ледовитости в эти годы. В первую очередь, обращает на себя внимание разница в положении центра антициклонического круговорота в Амеразийском бассейне. В 1987 г. он был аномально близок к сибирскому берегу, при этом большая часть льда, образовавшегося на «фабрике льда» на шельфе морей Восточно-Сибирского и Лаптевых, вовлекалась в этот круговорот и циркулировала там продолжительное время. В 2012 г. центр круговорота находился значительно ближе к канадскому побережью. Это приводило к тому, что только незначительная часть льда из сибирских морей вовлекалась в ослабленный круговорот, в то время как большая часть льда в струе Трансарктического течения переносилась к проливу Фрама. В 1987 ледовом году через пролив Фрама по результатам вычислений было вынесено 1225 км³ льда. В 2012 г. вынос льда был ещё интенсивнее и составил 1793 км³. Эта величина оказалась наибольшей после 1995 г. (2039 км³). На рис. 4 видно, что лёд в 2012 г. перемещался не только в струе холодного Восточно-Гренландского течения, но в значительной степени отклонялся

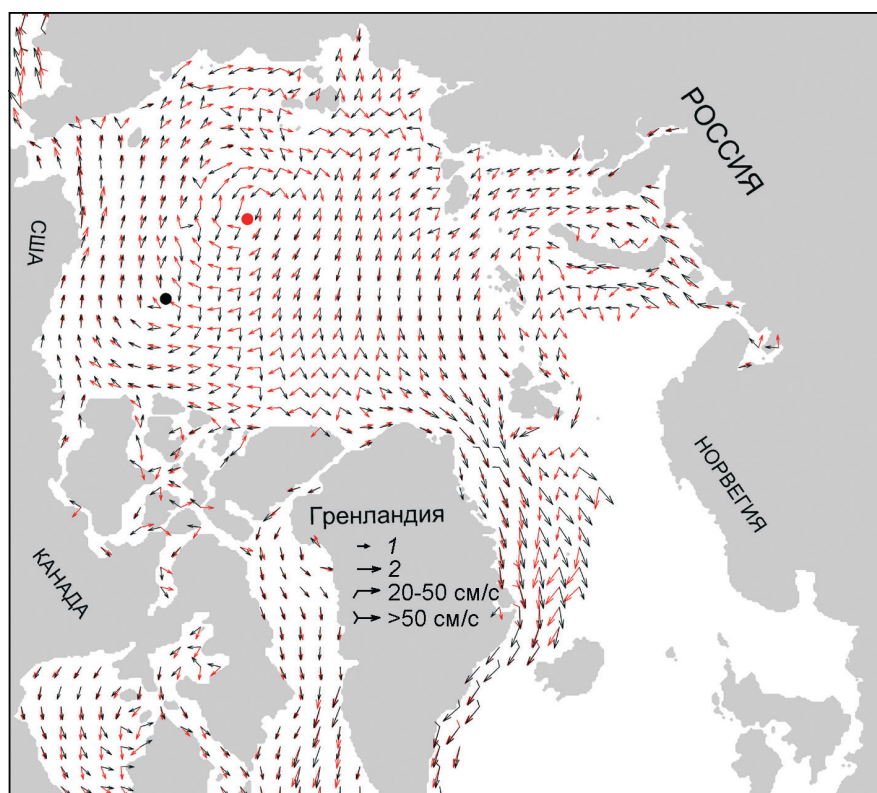


Рис. 4. Положение центров антициклонического круговорота (точки) и поля среднего дрейфа льда в 1987 (красный) и 2012 (чёрный) ледовые годы

Fig. 4. Position of the centers of the anticyclonic gyre (points) and the field of average ice drift in the 1987 (red) and 2012 (black) ice years

и на восток, в Норвежское море, где быстро таял в тёплых водах Северо-Атлантического течения.

Для исследования причины современной изменчивости баланса льда в Северном Ледовитом океане проведён корреляционный анализ ряда ежегодных минимальных значений объёма льда в СЛО V_i (рис. 5) с факторами, его определяющими. Для выявления вклада теплового фактора в баланс льда был рассчитан по данным ERA5 ряд среднегодовых (ледовый год) значений температуры воздуха в Арктике (район севернее 65° с.ш.) (см. рис. 5). Статистический совместный анализ этих рядов зафиксировал очень тесную связь с коэффициентом корреляции $R = -0,88$. Однако после удаления из рядов средней температуры воздуха в Арктике и минимальных объёмов льда линейных трендов $-0,071^\circ\text{C}/\text{год}$ и $-0,153$ тыс. км³/год соответственно, коэффициент корреляции значительно уменьшился и составил $R = -0,52$. Это показывает, что тепловой фактор определяет в основном долгосрочную изменчивость объёма льда в СЛО.

Влияние динамического атмосферного фактора на баланс льда в СЛО установить значительно сложнее, чем скалярной температуры воздуха. Как уже отмечалось, приземный ветер может усиливать или ослаблять вынос льда через проливы,

открывать или закрывать полыньи и разводья, переносить лёд на тёплую воду, формировать в той или иной степени торосы. Такая сложная феноменология не позволяет выработать какой-либо репрезентативный индикатор интенсивности и направленности динамического форсинга. Однако модели позволяют проводить различные численные эксперименты для помощи в изучении процессов, происходящих в природе.

Для выявления вклада динамических процессов в баланс льда Северного Ледовитого океана был выполнен специальный модельный эксперимент. На модели AARI-IOCM был проведён ещё один расчёт ледовых условий в СЛО для периода 1979–2019 гг. Особенность этого расчёта состояла в том, что все форсинги, определяющие термодинамические процессы, задавались постоянно повторяющимся рядом с октября 1986 по сентябрь 1987 г. и только атмосферное давление и ветер задавались как в обычном диагностическом расчёте. Ледовый 1986–1987 год был самым холодным за рассматриваемый период, и в 1987 г. наблюдался наибольший среди минимальных объём льда (см. рис. 1). Наиболее интересным результатом этого эксперимента стал ряд ежегодных минимальных значений объёма

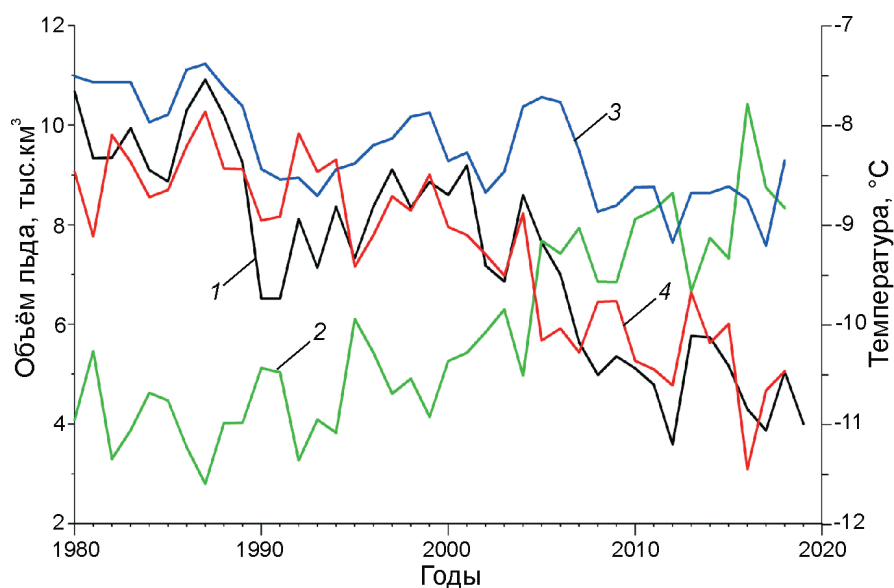


Рис. 5. Минимальный объём льда в Северном Ледовитом океане (1), среднегодовая температура в Арктике (2), объём льда, рассчитанный при постоянном температурном форсинге 1987 г. (3) и восстановленный по уравнению регрессии минимальный объём льда (4)

Fig. 5. The minimum volume of ice in the Arctic Ocean (1), the average annual temperature in the Arctic (2), the volume of ice calculated at constant temperature forcing in 1987 (3), and the minimum volume of ice restored according to the regression equation (4)

ёма льда в СЛО (см. рис. 5), изменчивость которого определялась только колебаниями динамического форсинга. Статистический совместный анализ этого ряда с рядом ежегодных минимальных значений объёма льда в СЛО, полученным при диагностическом расчёте, дал также очень высокий коэффициент корреляции – $R = -0,86$.

Множественный регрессионный анализ позволил получить следующее уравнение $V_i = -14,33 - 1,38T_a + 1,08V_{i-1987}$, определяющее минимальный объём льда в Северном Ледовитом океане V_i через среднюю температуру воздуха в Арктике T_a и условный динамический фактор V_{i-1987} , рассчитанный в последнем численном эксперименте. Восстановленный по этому уравнению ряд минимальных значений объёма льда приведён на рис. 5, а коэффициент корреляции этого ряда с рассчитанным по модели AARI-IOCM рядом ежегодных минимальных значений объёма льда имеет очень высокую величину $R = 0,96$.

Заключение

Результаты выполненных на модели совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI-IOCM оригинальных численных экспериментов подтвердили известные и позволили выявить ряд новых закономерностей в изменчивости баланса льда в Северном Ледовитом океане на рубеже XX и XXI вв. Установлено,

что основное количество льда образуется на акваториях окраинных морей, а наиболее интенсивное таяние происходит в Северо-Европейском бассейне, на акваториях Баренцева и Чукотского морей, куда поступают относительно тёплые воды из сопредельных океанов, а также на северо-востоке Восточно-Сибирского моря, где под действием атмосферного тепла и солнечной радиации вытаивает Айонский ледовый массив.

Формированию абсолютного минимума ледовитости в 2012 г. способствовало anomальное положение антициклонического круговорота значительно ближе к канадскому побережью. Это приводило к тому, что только незначительная часть льда, образовавшегося в сибирских морях, вовлекалась в ослабленный круговорот, в то время как большая часть льда в струе Трансарктического течения переносилась через пролив Фрама в Гренландское море. Статистический анализ результатов численных экспериментов показал, что тренд на уменьшение объёма льда в Северном Ледовитом океане определяется в первую очередь глобальным потеплением, а на локальные экстремумы большое влияние оказывает динамический форсинг, причём только за его счёт минимальный объём льда в океане может изменяться более чем на 3 тыс. км³.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований в рамках проекта № 18-05-60048.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-05-60048.

Литература

References

1. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23 (14). P. 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
2. Mironov Ye.U., Klyachkin S.V., Benzeman V.Yu., Adamovich N.M., Gorbunov Yu.A., Egorov A.G., Yulin A.V., Panov V.V., Frolov S.V. Ice phenomena threatening Arctic shipping. Backbone Publishing Company, USA, 2012. 196 p.
3. Proshutinsky A., Aksenov J., Kinney C., Gerdes R., Golubeva E., Holland D., Holloway G., Jahn A., Johnson M., Popova E., Steele M., Watanabe E. Recent advances in Arctic Ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project // *Oceanography*. 2011. V. 24 (3). P. 102–113. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.61>.
4. Proshutinsky A., Steele M., Timmermans M.-L. Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS): Past, current, and future activities // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016. V. 121 (6). P. 3803–3819. <https://doi.org/10.1002/2016JC011898>.
5. Gerdes R., Koberle C. Comparison of Arctic sea ice thickness variability in IPCC Climate of the 20th century experiments and in ocean-sea ice hindcasts // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2007. V. 112. C04S13. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003616>.
6. Holland M.M., Serreze M.C., Stroeve J. The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models // *Climate Dynamics*. 2010. V. 34. P. 185–200. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-008-0493-4>.
7. Kauker F., Gerdes R., Karcher M., Koberle C., Lieser J.L. Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001 // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2003. V. 108 (C6). 3182. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001573>.
8. Koldunov N.V., Köhl A., Stammer D. Properties of adjoint sea ice sensitivities to atmospheric forcing and implications for the causes of the long term trend of Arctic sea ice // *Climate Dynamics*. 2013. V. 41. P. 227–241. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1816-7>.
9. Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Ye., Nguyen A.T., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Hakkinen S., Ashik I., de Cuevas B. Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by Arctic Ocean Model Intercomparison Project models // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2012. № 117. C00D13. <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=20110012877>.
10. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 3 (93). С. 66–74.
11. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод
1. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (14): 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
2. Mironov Ye.U., Klyachkin S.V., Benzeman V.Yu., Adamovich N.M., Gorbunov Yu.A., Egorov A.G., Yulin A.V., Panov V.V., Frolov S.V. Ice phenomena threatening Arctic shipping. Backbone Publishing Company, USA. 2012: 196 p.
3. Proshutinsky A., Aksenov Y., Clement Kinney J., Gerdes R., Golubeva E., Holland D., Holloway G., Jahn A., Johnson M., Popova E., Steele M., Watanabe E. Recent advances in Arctic Ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project. *Oceanography*. 2011, 24 (3): 102–113. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.61>.
4. Proshutinsky A., Steele M., Timmermans M.-L. Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS): Past, current, and future activities. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016, 121 (6): 3803–3819. <https://doi.org/10.1002/2016JC011898>.
5. Gerdes R., Koberle C. Comparison of Arctic sea ice thickness variability in IPCC Climate of the 20th century experiments and in ocean-sea ice hindcasts. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2007, 112: C04S13. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003616>.
6. Holland M.M., Serreze M.C., Stroeve J. The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Climate Dynamics*. 2010, 34: 185–200. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-008-0493-4>.
7. Kauker F., Gerdes R., Karcher M., Koberle C., Lieser J.L. Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2003, 108 (C6): 3182. <https://doi.org/10.1029/2002JC001573>.
8. Koldunov N.V., Köhl A., Stammer D. Properties of adjoint sea ice sensitivities to atmospheric forcing and implications for the causes of the long term trend of Arctic sea ice. *Climate Dynamics*. 2013, 41: 227–241. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1816-7>.
9. Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Ye., Nguyen A.T., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Hakkinen S., Ashik I., de Cuevas B. Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by Arctic Ocean Model Intercomparison Project models. *Journ. of Geophys. Research*. 2012, 117: C00D13. <https://doi.org/10.1029/2011JC007257>.
10. Kulakov M.Yu., Makshatas A.P., Shutilin S.V. Model estimates of the sensitivity of the ice cover of the Arctic Ocean to changes in forcing. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 3 (93): 66–74. [In Russian].
11. Kulakov M.Yu., Makshatas A.P., Shutilin S.V. AARI – IOCM – Model of the Arctic Ocean Water and Ice Circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 2 (92): 6–18. [In Russian].

- и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
12. Кулаков М.Ю., Макштан А.П. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
 13. Zhang Yu., Changsheng Chen, Robert C. Beardsley, Guoping Gao, Jianhua Qi, Huichan Lin. Seasonal and interannual variability of the Arctic sea ice: A comparison between AO-FVCOM and observations // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2016. V. 121 (11). P. 8320–8350. <https://doi.org/10.1002/2016JC011841>.
 14. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
 15. Иванов Б.В., Макштан А.П. Квазистационарная нульмерная модель арктических льдов // Тр. ААНИИ. 1990. Вып. 420. С. 18–31.
 16. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics // Journ. of Physical Oceanography. 1997. V. 27. P. 1849–1867. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2).
 17. Кулаков М.Ю., Демчев Д.М. Моделирование дрейфа айсбергов как часть ледового мониторинга в западной Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 47–55.
 18. Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей Российской Арктики / Под ред. Павлова В.А., Вербицкой О.А., Миронова Е.У., Тарасова П.А., Корнишина К.А. М.: ЗАО Изд-во «Нефтяное хозяйство», 2015. 102 с.
 19. Национальный Атлас Арктики. М.: АО «Роскартография», 2017. 700 с.
 20. Aleksandrov E.I., Andronov P.Yu., Blinovskaya Ya. Yu., Bloshkina E.V., Bryazgin N.N., Grinfeld Yu.S., Datsky A.V., Dementyev A.A., Dymov V.I., Zhuravel V.I., Karklin V.P., Konyukhov N.B., Kuznetsova D.M., Kulakov M.Yu., Makhotin M.S., Moiseev A.R., Platonov N.G., Razzhivin V.Yu., Smolianitsky V.M., Solovyev B.A., Stanovoy V.V., Syroechkovsky Ye. Ye., Silchuk K.V., Fomin S.Yu., Chikina M.V., Yulin A.V. Ecosystems of the Bering Strait and Factors of Anthropogenic Impact. М.: WWF-Russia, 2019. 282 p.
 21. Алексеева Т.А., Сероветников С.С., Фролов С.В., Соколов В.Т. Ледовые условия плавания а/л «50 лет Победы» по маршруту Земля Франца-Иосифа – Северный полюс в летний период 2018 года // Российская Арктика. 2018. Т. 2. С. 31–40.
 22. Электронный ресурс <https://nsidc.org/arcticseaicenews/>.
 23. Электронный ресурс <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94>.
 24. Ivanov V., Alexeev G.V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // Journ. of Physical Oceanography. 2016. V. 46. P. 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1
 12. Kulakov M. Yu., Makshtas A. P. The role of ice drift in the formation of the ice cover of the Arctic Ocean at the beginning of the XXI century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 2 (96): 67–75. [In Russian].
 13. Zhang Yu., Changsheng Chen, Robert C. Beardsley, Guoping Gao, Jianhua Qi, Huichan Lin. Seasonal and interannual variability of the Arctic sea ice: A comparison between AO-FVCOM and observations. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016, 121 (11): 8320–8350. <https://doi.org/10.1002/2016JC011841>.
 14. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S. Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
 15. Ivanov B.V., Makshtas A.P. Quasi-stationary zero-dimensional model of the Arctic ice. *Trudy AANII*. Proc. AARI. 1990, 420: 18–31. [In Russian].
 16. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *Journ. of Physical Oceanography*. 1997, 27: 1849–1867. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2).
 17. Kulakov M. Yu., Demchev D.M. Simulation of Iceberg Drift as a Component of Ice Monitoring in the West Arctic. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015, 40 (12): 807–813.
 18. *Atlas gidrometeorologicheskikh i ledovykh uslovij morej Rossijskoj Arktiki*. Atlas of hydrometeorological and ice conditions of the Russian Arctic seas. Eds.: Pavlov V.A., Verbitskaya O.A., Mironov E.U., Tarasov P.A., Kornishin K.A. Moscow. ZAO Izdatelstvo «Neftianoe Hozyaistvo» «Oil Industry Publishing», 2015: 102 p. [In Russian].
 19. *Nacional'nyj Atlas Arktiki*. National Atlas of the Arctic. Moscow: AO «Roskartografiya», 2017: 700 p. [In Russian].
 20. Aleksandrov E.I., Andronov P.Yu., Blinovskaya Ya. Yu., Bloshkina E.V., Bryazgin N.N., Grinfeld Yu.S., Datsky A.V., Dementyev A.A., Dymov V.I., Zhuravel V.I., Karklin V.P., Konyukhov N.B., Kuznetsova D.M., Kulakov M.Yu., Makhotin M.S., Moiseev A.R., Platonov N.G., Razzhivin V.Yu., Smolianitsky V.M., Solovyev B.A., Stanovoy V.V., Syroechkovsky Ye. Ye., Silchuk K.V., Fomin S.Yu., Chikina M.V., Yulin A.V. Ecosystems of the Bering Strait and Factors of Anthropogenic Impact. М.: WWF-Russia, 2019: 282 p.
 21. Alekseeva T.A., Serovetnikov S.S., Frolov S.V., Sokolov V.T. Ice conditions of the cruise of the nuclear-powered icebreaker «50 Let Pobedy» along the Franz Josef Land – North Pole route in the summer of 2018. *Rossiyskaya Arktika*. Rossiyskaya Arktika. 2018, 2: 31–40. [In Russian].
 22. <https://nsidc.org/arcticseaicenews/>.
 23. <https://nsidc.org/arcticseaicenews/http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94>.
 24. Ivanov V., Alexeev G.V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback. *Journ. of Physical Oceanography*. 2016, 46: 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1

Стохастическое моделирование полей сплочённости ледяного покрова для оценки условий плавания по трассе Северного морского пути

© 2022 г. Р.И. Май^{1,3*}, Р.Б. Гузенко², О.В. Таровик¹, А.Г. Топаж⁴, А.В. Юлин²

¹Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ⁴ООО «Бюро Гиперборея», Санкт-Петербург, Россия

*rimay@mail.ru

Stochastic modeling of sea ice concentration fields for assessment of navigation conditions along the Northern Sea Route

R.I. May^{1,3*}, R.B. Guzenko², O.V. Tarovik¹, A.G. Topaj⁴, A.V. Yulin²

¹Krylov State Research Center, St. Petersburg, Russia; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ³Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ⁴LLC «Bureau Hyperborea»

*rimay@mail.ru

Received June 29, 2021 / Revised October 10, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: ice concentration, sea ice generator, stochastic modeling, ice conditions, Markov chain, Arctic navigation.

Summary

Article describes a probabilistic model (stochastic generator) of spatial-temporal variability of sea ice concentration. Values of the ice concentration are generated at the nodes of the spatial grid with 10 km resolution; the model time step is one day. The change in ice concentration with time (temporal variability) is modeled on the basis of a matrix of transient probabilities (discrete Markov chain), each row of which is a distribution function of the conditional probability of changes in the ice concentration. Spatial variability is determined by empirical probability fields, with which the observed changes in fields of the ice concentration are associated with known conditional probability distribution functions. To identify the parameters of the stochastic generator, satellite data from the OSI SAF project for the period 1987–2019 were used. The generator takes into account seasonal, interannual and climatic variability. Interannual and climatic variability are determined on the basis of a stochastic model of changes in the types of ice coverage. In order to verify the developed stochastic generator, we compared the statistical indicators of observed and calculated ice fields. The results showed that the field-average absolute error of statistical characteristics of the ice concentration (mean and standard deviation) does not exceed 3.3%. The discrepancy between the correlation intervals of ice coverage calculated from the model and measured ice concentration fields does not exceed 2 days. The variograms of the modeled and observed fields have a similar form and close values. As an example, we determined the duration of navigation of Arc4 ice class ships between the Barents and Kara Seas using synthetic fields of the ice concentration reproduced by the stochastic generator.

Citation: May R.I., Guzenko R.B., Tarovik O.V., Topaj A.G., Yulin A.V. Stochastic modeling of sea ice concentration fields for assessment of navigation conditions along the Northern Sea Route. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (1): 125–140. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010121.

Поступила 29 июня 2021 г. / После доработки 10 октября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: вероятностное моделирование, сплочённость льда, стохастический генератор ледяного покрова, ледовые условия, цепь Маркова, навигация в Арктике.

Описана созданная вероятностная модель пространственно-временной изменчивости сплочённости ледяного покрова. Временная связанность обеспечивается за счёт использования цепей Маркова, а пространственная – путём введения эмпирических полей вероятности. Модель учитывает синоптическую, сезонную, межгодовую и климатическую изменчивости ледяного покрова. Определение параметров стохастического генератора выполнено на основе архивных данных проекта OSI SAF. Верификация модели показала, что средняя по полю абсолютная ошибка статистических показателей сплочённости (среднее и стандартное отклонение) относительно исторических данных не превышает 1/3 балла. Автокорреляционные функции ледовитости и вариограммы отдельных полей сплочённости по модельным и фактическим данным имеют схожий вид. На основе результатов расчёта вероятностной модели полей сплочённости рассчитаны даты начала и окончания навигации судов ледового класса Arc4 между Баренцевым и Карским морями.

Введение

От наличия ледяного покрова зависят условия хозяйственной деятельности в большинстве морей России, особенно – в наиболее перспек-

тивном Арктическом регионе. В настоящее время для наблюдения за льдом и определения его параметров используется целый комплекс технологий, позволяющих получать спутниковые снимки различного типа, строить диагностические

ледовые карты, а также прогнозировать динамику льдов на основе численных моделей. Оперативные диагностические и прогностические данные служат для планирования навигации судов во льдах, а архивная информация используется для статистической оценки режимных характеристик ледяного покрова при решении многих инженерных и научных задач. В частности, необходимо не только оценивать статистические характеристики льда, но и моделировать различные процессы, связанные со льдом. К таким сферам относятся: анализ рисков ледового плавания; прогнозирование длительности рейсов судов во льдах; определение параметров работы морских транспортных систем и многое др. При выполнении таких исследований имеющихся рядов наблюдений может оказаться недостаточно для получения статистически значимых оценок интересующих параметров, поэтому необходимо получить дополнительные, искусственные варианты реализации ледовой обстановки. С этой целью могут использоваться вероятностные модели пространственно-временной изменчивости ледяного покрова.

Подобные вероятностные модели, воспроизводящие метеорологические характеристики, получили название «стохастические генераторы погоды». Их широко применяют для оценки количества атмосферных осадков [1], снегозапасов [2], температуры воздуха [1], облачности [3] и др. Некоторые стохастические генераторы дополнены физическими зависимостями между метеорологическими элементами и воспроизводят целый комплекс параметров, характеризующих состояние атмосферы [4]. Реализация генераторов погоды позволяет методом Монте-Карло оценивать вероятность стихийных бедствий [5], метеорологическое воздействие на живые организмы и экосистемы [6], сельскохозяйственную деятельность [7], потребление электроэнергии и др. Кроме того, генераторы погоды используют для имитации изменчивости синоптического масштаба при заданных климатических сценариях состояния атмосферы [8]. В большинстве генераторов погоды для воспроизведения временной динамики метеорологических параметров дискретной природы часто используется простая цепь Маркова [9]. В одномерном случае моделируемый параметр на каждом шаге модели определяют с помощью условной функции рас-

пределения как квантиль значений вероятности, созданный генератором случайных чисел, равномерно распределённых от 0 до 1.

Подобные вероятностные модели, применяемые для получения синтетической метеорологической информации в точке, получили в литературе название *одноточечных (single-site) генераторов* [9, 10]. Для расчёта связанных по пространству полей синтетической метеорологической информации созданы *многоточечные (multisite) погодные генераторы и сеточные генераторы* [9]. Многоточечные генераторы представляют собой комплекс одноточечных генераторов, для которых по данным измерений определены статистические параметры синхронного изменения.

Простые сеточные генераторы могут быть основаны на пространственном интерполировании результатов расчёта многоточечных генераторов в узлы сетки. Однако при таком подходе в синтетических реализациях погоды удаётся отобразить только пространственное распределение климатических показателей (например, сезонных трендов средних значений моделируемых величин), а не их пространственную связь — корреляцию случайных вариаций в соседних точках или областях [11]. Более *сложные погодные генераторы* основаны на использовании методов стохастического моделирования, позволяющих одновременно учесть временную (зависимость между значениями одного метеоэлемента в одной точке в разные моменты времени), пространственную (зависимость между значениями одного метеоэлемента в один момент времени в соседних точках) и структурную (зависимость между значениями разных метеоэлементов в конкретной пространственно-временной локации) корреляцию составляющих погоды как многомерного дискретного случайного процесса. При этом можно показать, что добиться абсолютного соответствия эмпирических и модельных показателей временной и пространственной связности можно только в случае одновременной генерации всех точек пространственно-временного дискретного поля [12]. Однако размерность задачи и вычислительная сложность алгоритма для многоточечных пространственных сеток — очень большие, поэтому используется следующий распространённый подход: последовательное использование на каждом шаге алгоритма статистического моде-

лирования метода генерации случайного поля с заданными пространственными корреляционными связями [9] и его дальнейшее рекурсивное развёртывание во времени отдельно для каждого узла расчётной сетки по авторегрессионным зависимостям, обеспечивающим требуемый уровень временной связности [13].

Стохастические генераторы погоды широко применяют в метеорологии и гидрологии, однако в исследованиях ледового режима замерзающих морей их использование очень ограничено. Вероятностные модели применяли при оценке условий плавания судов во льдах [14] и определении вероятности аварийных ситуаций [15]. Последние задачи – ключевые для развития арктического судоходства, поскольку именно длительность рейсов и уровень рисков определяют эффективность плавания судов в Арктике. Практически во всех задачах такого типа ледовые параметры моделируются вдоль заданных маршрутов движения. Это – достаточно условный подход, поскольку реальная траектория движения судов может изменяться в зависимости от ледовых условий как на локальном (выбор маршрута в заданном регионе), так и на стратегическом (выбор региона плавания) уровнях. Именно поэтому более точные и соответствующие реальности результаты моделирования движения судов во льдах (особенно при прогнозировании длительности рейсов в будущем, в условиях изменения климата) могут быть получены при использовании ансамбля пространственно-временных полей ледовых параметров и применении технологии ледовой маршрутизации [16, 17] для поиска оптимального пути судна.

Таким образом, для получения синтетической информации о пространственно-временной изменчивости параметров льда необходимо разработать комплекс вероятностных моделей, образующих «стохастический генератор ледяного покрова». Эта задача – новая и актуальная. Первый шаг в реализации такого генератора – моделирование изменчивости сплошности льда. Сплошность характеризует степень покрытия акватории льдом и служит одним из важнейших параметров ледяного покрова, поэтому именно с неё следует начинать разработку стохастического генератора, дополняя его затем вероятностными моделями изменчивости остальных характеристик льда.

Стохастический генератор ледяного покрова

Источник исходной информации о сплошности ледяного покрова. Из нескольких свободно распространяемых баз данных характеристик ледяного покрова был выбран продукт OSI-409 v.1.2, разработанный Норвежским и Датским метеорологическими институтами под эгидой Европейской организации по использованию метеорологических спутников EUMETSAT [18]. Данные OSI-409 охватывают отрезок времени с 25.10.1978 г. по 31.12.2019 г. Значения сплошности размещены в прямоугольной сетке, созданной в полярной стереографической проекции, с пространственным шагом 10 км и дискретностью по времени, равной одним суткам. Данные доступны на портале osisaf.met.no.

Математическое описание стохастического генератора ледяного покрова. Результаты анализа автокорреляционных функций изменения ледовитости арктических морей [19] показали, что для описания изменчивости характеристик ледяного покрова может быть применена цепь Маркова. В настоящей работе для моделирования изменения сплошности во времени использована дискретная цепь Маркова первого порядка. В стохастическом генераторе ледяного покрова был реализован алгоритм, описываемый уравнением

$$C_{t+1,x,y} = F_{(C_{t+1,x,y}|C_{t,x,y})}^{-1}(P_{t,x,y}), \quad (1)$$

где $C_{t+1,x,y}$ – поле сплошности в координатах сетки x, y на следующем временном шаге; $F_{(C_{t+1,x,y}|C_{t,x,y})}^{-1}$ – обратная условная функция распределения вероятностей переходов сплошности; $C_{t,x,y}$ – известное значение поля сплошности на предыдущем временном шаге; значение $C_{t,x,y}$ определяет номер строки матрицы переходных вероятностей, по которой формируется функция $F_{(C_{t+1,x,y}|C_{t,x,y})}$; $P_{t,x,y}$ – поле модельных величин вероятности.

Учёт синоптической, сезонной, межгодовой и климатической изменчивости. Ледяному покрову свойственны синоптическая, сезонная, межгодовая и климатическая изменчивости. Уравнение (1) описывает суточную последовательность изменения сплошности, что соответствует синоптической изменчивости, связанной со сменной атмосферных барических образований. Сезонная изменчивость учтена с помощью раз-

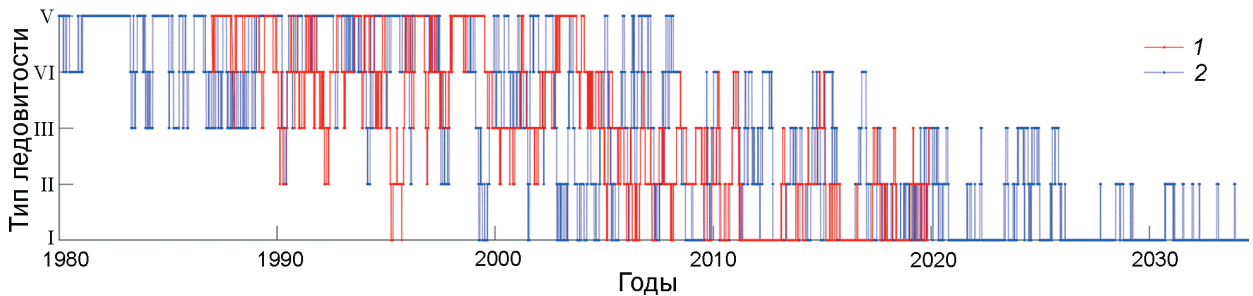


Рис. 1. Временной ряд последовательности изменения типов ледовитости по данным проекта OSI-409 (1) и на основе стохастического моделирования (2); I – V см. текст

Fig. 1. Time series of the changes in types of ice conditions from the OSI-409 project (1) and according to the stochastic model (2); I – V see text

деления временного ряда изменения сплочённости на месячные отрезки времени с годовой периодичностью. Для устранения неопределённостей, связанных с временной интерполяцией месячных оценок параметров пространственно-временной изменчивости сплочённости использован скользящий анализ данных с шагом по времени один сутки и окном 31 сут., т.е. для оценок значений $F_{(C_{t+1,x,y}|C_{t,x,y})}^{-1}$ использовались данные за отрезок времени $[t - \omega \dots t + \omega]$, где $\omega = 15$ сут. Для имитации межгодовой изменчивости описанный алгоритм был применён для пяти типов ледовых условий.

В настоящей работе рассматриваются только изменения сплочённости, поэтому в качестве критерия для типизации использовалась ледовитость рассматриваемой акватории как интегральная оценка общей сплочённости. В нашем случае ледовитость привязана не к конкретному морю, а к площади, которая охватывается сеточной областью модели. Поля сплочённости проекта OSI-409 пересчитывались во временной ряд изменения ледовитости моделируемой акватории с суточной дискретностью. Типизацию ледовитости проводили для каждого дня года: все значения за 32 года, приходящиеся на данный день года, разбивались на заданное число типов. В данной работе квантили для вероятностей рассчитывались с шагом 0,2. Полученные значения квантилей использованы в качестве пороговых значений пяти типов ледовитости, которые можно назвать «лёгкими» (I), «среднелёгкими» (II), «средними» (III), «среднетяжёлыми» (IV) и «тяжёлыми» (V). Каждому значению ледовитости, попадающему в соответствующий диапазон, был присвоен тип ледовитости. В результате такого расчёта получен

временной ряд изменения типов ледовитости (рис. 1). Типизация ледовитости проводится для каждого дня года, поэтому сезонная изменчивость никак не отражается во временных рядах изменения типов ледовых условий.

По временному ряду изменения типов ледовитости рассчитана матрица вероятностей переходов из одного типа ледовитости в другой. Результаты расчёта показали, что за одни сутки с вероятностью 0,89–0,96 тип ледовитости не изменится, а с вероятностью 0,05–0,06 изменится только на одну градацию. Полученные вероятностные характеристики временной изменчивости типов ледовитости использовались для получения модельного временного ряда типов ледовитости заданной длины реализации. Климатическая изменчивость типов ледовитости учитывается с помощью рассчитанных параметров тренда изменения ледовитости. В качестве модели климатической изменчивости типов ледовитости можно использовать любую выявленную закономерность изменения ледовитости (линейный тренд, полициклические колебания, полиномиальные регрессионные уравнения и др.). Мы использовали линейный тренд. Полученные результаты показали, что по данным проекта OSI-409 с 1987 по 2019 г. линейный тренд имеет отрицательные значения, т.е. отмечается тенденция изменения типов ледовитости к более лёгким условиям со скоростью одна градация типа ледовитости за 8,9 лет. Этот тренд прослеживается на рис. 1.

Аддитивная модель изменения типов ледовитости основана на использовании цепей Маркова с добавлением детерминистической составляющей в виде линейного тренда. По модельному

временному ряду изменения типов ледовитости, который имитирует межгодовую и климатическую изменчивость, происходит выбор условных вероятностей и эмпирических полей вероятности, рассчитанных для данного типа ледовитости. Пример смоделированного временного ряда последовательности типов ледовитости представлен на рис. 1. На этом рисунке также приведена последовательность типов ледовитости, определённая по исходным данным проекта OSI-409.

Эмпирические поля вероятности. Характерные особенности корреляционной структуры полей вероятности $P_{t,x,y}$ можно оценить по данным наблюдений. Для этого уравнение (1) преобразуем так, чтобы, подставив значения сплочённости на двух соседних шагах по времени (C_t и C_{t+1}) в условную функцию распределения сплочённости $F_{(C_{t+1}|C_t)}$, можно будет выполнить обратный расчёт, т.е. оценить единственно возможное значение вероятности P , при котором выполняется переход сплочённости C_t в C_{t+1} . Распространяя описанное действие на все ячейки сеточной области и на все последовательные пары шагов по времени, можно оценить эмпирические трёхмерные поля вероятности $P_{t,x,y}^*$:

$$P_{t,x,y}^* = F_{(C_{t+1,x,y}|C_{t,x,y})}(C_{t,x,y}, C_{t+1,x,y}). \quad (2)$$

Знак «*» в уравнении (2) указывает на то, что поле вероятностей определено по исходным данным. В нашем случае трёхмерный массив $P_{t,x,y}^*$ представляет собой временную последовательность полей вероятности, которые вызвали изменения сплочённости на рассматриваемом отрезке времени. Отметим, что в этом случае в качестве источника данных о пространственной связности выступают не исходные поля генерируемой характеристики в различные временные срезы, а эмпирические поля переходных вероятностей, вычисленные «обратным счётом» по фактическим наблюдениям смены картины сплочённости в соседние моменты времени. При этом проблема «размывания» желательной пространственной корреляции при прогоне через алгоритм цепи Маркова с различными величинами матриц перехода в соседних точках пространственной сетки [20] становится более не актуальной.

На основе полученного массива эмпирических полей вероятности $P_{t,x,y}^*$ можно подобрать модель полей вероятности $P_{t,x,y} = f(P_{t,x,y}^*)$, ко-

торые используются в уравнении (1) для стохастического моделирования полей сплочённости. В прикладной геостатистике разработано большое число алгоритмов стохастического моделирования случайных полей с заданными характеристиками пространственной коррелированности значений в близко расположенных точках или областях [21, 22]. Для их построения используют подходы скользящего среднего, разделения на локальные подобласти по средней величине, разложения Холецкого полной матрицы ковариации, дискретного преобразования Фурье и др. Многие из этих подходов включены в стандартные статистические пакеты и комплексы программ [23].

Модели полей случайных вероятностей всегда будут содержать погрешности, вызванные тем или иным методом аппроксимации, поэтому случайные поля $P_{t,x,y}$ в уравнении (1) мы предлагаем заменить массивом эмпирических полей вероятности $P_{t,x,y}^*$. Очевидно, что прямая последовательность эмпирических полей вероятности ($P_{t,x,y} = P_{t,x,y}^*$), рассчитанных по данным наблюдений, позволяет воспроизвести результаты стохастического генератора на отрезок длиной N_Y лет. Так как случайные поля $P_{t,x,y}$ и их эмпирические оценки $P_{t,x,y}^*$ имеют равномерное распределение, для увеличения длины реализации стохастического генератора последовательность полей $P_{t,x,y}^*$ можно менять местами. Выбор одного поля вероятности для момента времени t из набора $P_{t,x,y}^*$ выполняется по формуле

$$P_{t,x,y} = P_{t+[R_1 \times N_Y \times N_D] + [U^{-1}(R_2, \mu, \sigma)]_{x,y}}^* \quad (3)$$

где $U^{-1}(R_2, \mu, \sigma)$ – обратная функция нормального распределения с математическим ожиданием $\mu = t$ и стандартным отклонением $\sigma = \omega/3$; R_1, R_2 – случайные величины, созданные генератором случайных чисел; $[]$ – операция округления до целого; N_Y – число годов в рядах; N_D – число дней в году; t – порядковый номер дня в году.

В формуле (3) выбран нормальный закон распределения для сохранения сезонной изменчивости, которая присутствует в рядах эмпирических полей вероятности $P_{t,x,y}^*$. Число неповторяющихся комбинаций последовательности эмпирических полей вероятности для каждого дня года равно $(2\omega \times N_Y)^{N_D}$, максимальная длина реализации генератора будет равна 10^{1088} лет при $\omega = 15$ сут. и $N_Y = 32$ года. Такой длины рядов

синтетической информации о ледяном покрове вполне хватит для оценки параметров навигации методом Монте-Карло.

Реализация стохастического генератора ледяного покрова. Стохастическое моделирование полей сплочённости ледяного покрова выполняется следующим образом. Сначала на основе аддитивной модели генерируется временной ряд изменения типов ледовитости с суточной дискретностью. После этого для каждого суток по известным типам ледовитости выбирают условные функции распределения вероятностей изменения сплочённости, а по формуле (3) – эмпирические поля вероятностей, свойственные указанному типу ледовитости и дню года (сезону). Далее с помощью формулы (1) моделируется поле сплочённости на следующий временной шаг. Описанная последовательность действий повторяется на заданную длину реализации. Начальное поле сплочённости может быть выбрано случайно из набора исходных данных или задано в виде случайного поля. В последнем случае необходимо выделить время, чтобы начальные условия не влияли на результаты моделирования. Однократная реализация стохастической модели воспроизводит один из возможных сценариев развития ледовой обстановки. Для получения ансамбля всевозможных вариантов целесообразно повторить расчёт вероятностной модели несколько раз, и по совокупности результатов таких расчётов можно определить точечные и интервальные оценки искомых параметров. Все результаты, представленные далее в статье, получены по 20 независимым реализациям генератора.

Верификация стохастического генератора ледяного покрова

Основное требование, предъявляемое к результатам стохастического моделирования, – качественное и количественное совпадение статистических характеристик, получаемых в ходе обработки результатов моделирования и реальных наблюдений за природной обстановкой. Для оценки выполнения этого требования проведено сравнение получаемых расчётных статистических характеристик полей сплочённости с аналогичными параметрами исходных данных спутниковых наблюдений.

На рис. 2 приведены поля средних значений и значений среднеквадратического отклонения (СКО) сплочённости для апреля и июня, рассчитанные с 1987 по 2019 г. по фактическим данным и результатам стохастического моделирования. Видно, что статистические характеристики результатов моделирования хорошо согласуются с аналогичными параметрами, полученными в ходе анализа исходных данных проекта OSI-409. Градиент значений средней сплочённости и максимальные значения СКО сплочённости указывают на нахождение в этой области кромки ледяного покрова в указанное время года. В апреле кромка льда проходит в Печорском море и по линии, соединяющей южную оконечность Шпицбергена с северной оконечностью Новой Земли. Летом кромка льда в Карском море поднимается севернее и проходит по линии Шпицберген – Земля Франца-Иосифа – Северная Земля. Такая тенденция прослеживается на картах статистических характеристик сплочённости ледяного покрова как по спутниковым данным, так и по результатам расчёта стохастического генератора ледяного покрова (см. рис. 2). Совпадение средних значений сплочённости по результатам анализа фактических данных и результатам моделирования показывает, что стохастический генератор корректно воспроизводит сезонную изменчивость кромки льда, а совпадение полей СКО сплочённости за отдельные месяцы свидетельствует о правдоподобном воспроизведении синоптического изменчивости положения кромки льда.

На рис. 2 видны прибрежные области уменьшения среднего значения и увеличения СКО сплочённости. Эти локальные особенности поля среднего значения сплочённости объясняются продуцированием полыней в прибрежной области за счёт отжимных ветров. Совпадение результатов анализа фактических и модельных данных свидетельствует, что модель на качественном уровне воспроизводит образование полыней. Для зимних месяцев такие локальные области уменьшения среднемесячной сплочённости могут располагаться не у побережья, а у кромки обширного припая, например, на рис. 2, а, б такие образования видны северо-западнее Таймыра. Совпадение таких элементов в результатах анализа модельных и наблюдаемых данных указывает, что вероятностная модель также воспроизводит припай и заприпайные полыни.

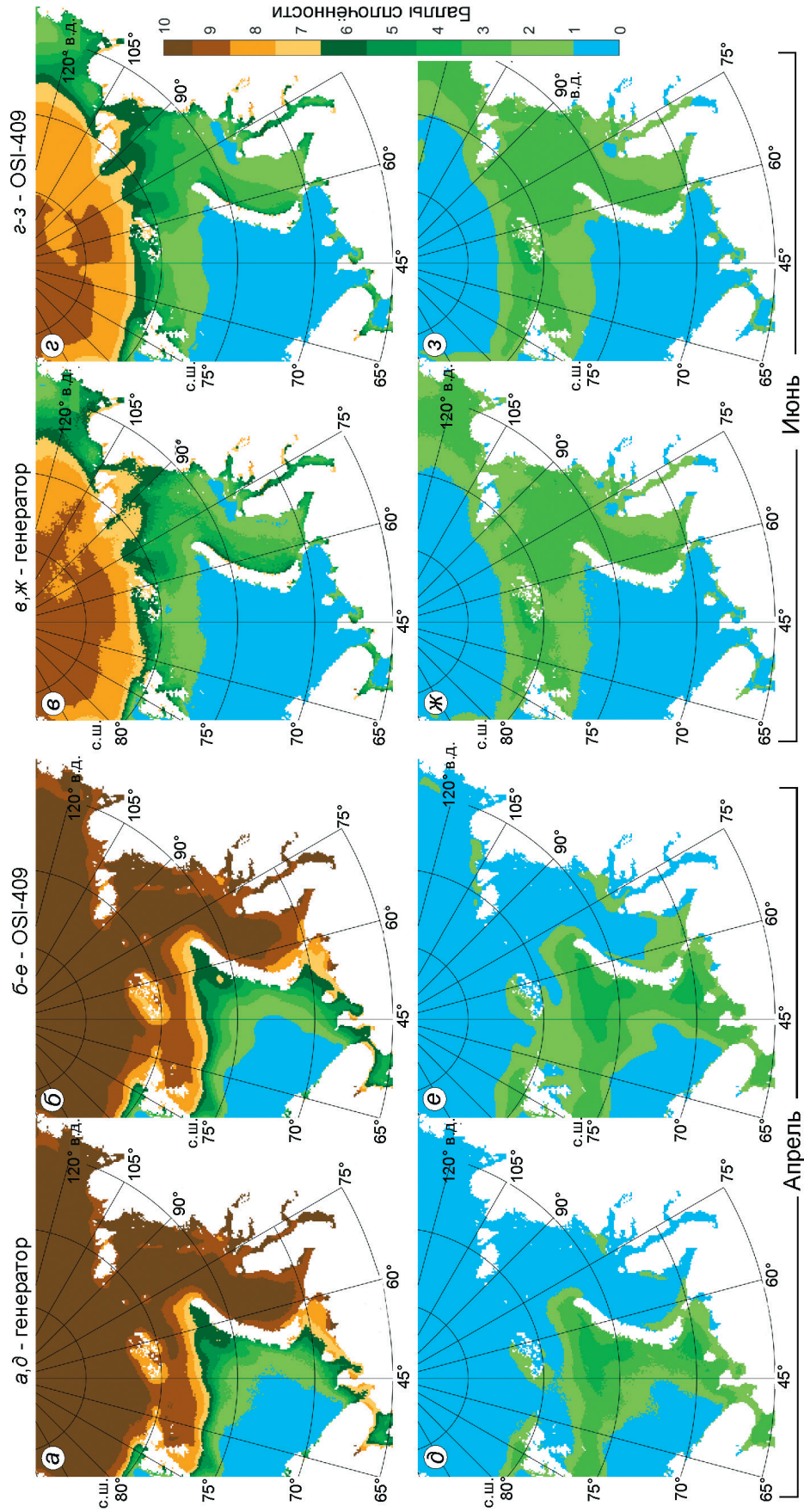


Рис. 2. Среднее значение (*а–в*) и среднеквадратическое отклонение (*д–ж*) сплочённости по результатам расчёта стохастического генератора (*а, д, е, ж*) и данным проекта OSI-409 (*б, е, з*) в апреле и июне
Fig. 2. Mean value (*а–в*) and standard deviation (*д–ж*) of sea ice concentration based on the results of stochastic generator calculations (*а, д, е, ж*) and OSI-409 project data (*б, е, з*) for April and June.

Для количественной оценки сходства полей средних значений и СКО использована средняя абсолютная ошибка (mean absolute error, MAE):

$$MAE = \sum |C_D - C_G| / N,$$

где C_D – поле характеристик, рассчитанных по исходным данным; C_G – поле характеристик, рассчитанных по результатам вероятностного моделирования; N – число сравниваемых пар ячеек в полях C_D и C_G .

В табл. 1 приведены значения средней абсолютной ошибки для полей средней сплочённости и СКО сплочённости для каждого месяца. Приведено среднее значение по 20 реализациям генератора с оценкой 95%-го доверительного интервала. Как видно из табл. 1, среднее абсолютное отклонение между полями среднего значения сплочённости не превышает 0,29 балла. Максимальное значение MAE балла полей СКО составило 0,31 балла. Выраженного сезонного изменения значений средней абсолютной ошибки полей среднего значения и СКО сплочённости не наблюдается. Корректность временной связанности результатов моделирования можно оценить сравнением автокорреляционных функций результатов моделирования и исходных данных проекта OSI-409. Так как сеточная область имеет размер 305×258 (78 690 ячеек), воспользуемся временным рядом ледовитости акватории для получения интегральной оценки временной изменчивости полей сплочённости. Автокорреляционные функции ледовитости пересекают первую нулевую отметку (интервал корреляции при $\epsilon = 0$) на сдвигах 95 сут. для исходных данных и 93 сут. для данных, воспроизведённых генератором ледяного покрова. Интервал корреляции при $\epsilon = 0,7$ составляет 44 сут. для исходных данных и 43 сут. для результатов моделирования.

Характеристики пространственной корреляции случайных полей принято оценивать с помощью вариограмм, которые показывают распределение ковариации значений элементов поля в зависимости от пространственного смещения. Длина исходных данных о сплочённости проекта OSI-409 составляет 11 853 сут., 20 реализаций стохастического генератора дают на каждое поле фактических данных 20 равноценных альтернативных друг другу вариантов. Сопоставить такое число вариограмм в рамках одной статьи технически невозможно, поэтому

Таблица 1. Сравнение статистических характеристик сплочённости, полученных по исходным спутниковым данным проекта OSI-409 и по результатам стохастического моделирования

Месяц	Средняя абсолютная ошибка (mean absolute error, MAE) полей средней сплочённости, баллы	MAE полей среднеквадратического отклонения сплочённости, баллы
I	0,18±0,05	0,25±0,07
II	0,19±0,06	0,27±0,06
III	0,16±0,04	0,23±0,05
IV	0,18±0,05	0,23±0,04
V	0,23±0,04	0,30±0,05
VI	0,29±0,06	0,30±0,06
VII	0,23±0,06	0,21±0,04
VIII	0,21±0,05	0,25±0,06
IX	0,24±0,06	0,31±0,08
X	0,28±0,06	0,24±0,05
XI	0,19±0,04	0,26±0,07
XII	0,17±0,07	0,25±0,07

мы выполнили расчёт вариограмм для 15 числа каждого месяца 2010 г. (год выбран случайно). Результаты показали, что вариограммы, рассчитанные по наблюдаемым и модельным полям сплочённости, имеют схожий вид и сопоставимые значения дисперсии на всех пространственных сдвигах. На рис. 3 для примера представлены эмпирические вариограммы полей сплочённости для 15 марта и 15 июля: линии 1 – это вариограммы, рассчитанные для исходных спутниковых данных проекта OSI-409, линии 2 – вариограммы, рассчитанные для каждой даты по 20 реализациям стохастического генератора. Как видно из рис. 3, вариограммы, рассчитанные по фактическим данным, находятся внутри облака данных, полученных в ходе 20 независимых реализаций генератора.

Для получения количественных оценок сравнения вариограмм воспользуемся значением расстояния, при котором эмпирическая вариограмма $\gamma(h)$ пересекает значение по оси ординат, равное 9. Это пороговое значение вариограммы выбрано, исходя из соображения, что в номенклатуре морских льдов первые две градации льда по сплочённости содержат 3 балла (редкий лёд – 1–3 балла, разреженный – 4–6 баллов). Радиус вариограммы $h(\gamma = 9)$ можно интерпретировать как расстояние, которое в среднем покрывает одна градация сплочённости. Вариограмма, рассчитанная по полю сплочённости на 15 марта 2010 г, пересе-

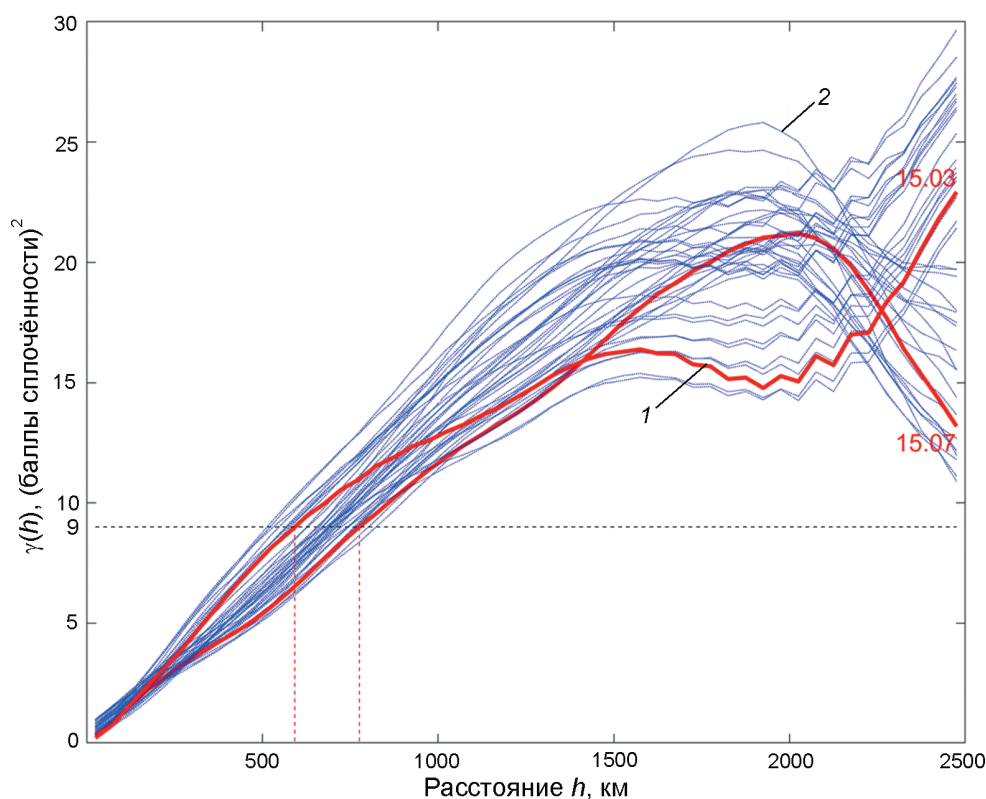


Рис. 3. Примеры вариограмм полей сплочённости для 15 марта и 15 июля 2010 г. по данным проекта OSI-409 (1) и 20 реализациям стохастического генератора (2)

Fig. 3. Examples of variograms of sea ice concentration fields for March 15 and July 15, 2010 according to the OSI-409 project (1), and 20 realizations of the stochastic generator (2)

кает пороговую отметку на сдвиге 592 км; аналогичные показатели $h(\gamma = 9)$ для 20 реализаций генератора находятся в диапазоне от 513 до 741 км, среднее значение радиуса вариограммы составило 623 ± 141 км (в качестве доверительного интервала используется удвоенное значение СКО). Аналогичный радиус вариограммы $h(\gamma = 9)$ для 15 июля 2010 г. равен 776 км по фактическим данным и $h(\gamma = 9) = 730 \pm 90$ км по 20 реализациям стохастического генератора (минимальное значение $h(\gamma = 9) = 663$ км, максимальное – 824 км).

Примеры модельных полей сплочённости, созданных стохастическим генератором ледяного покрова для 15 июня, приведены на рис. 4, где видны такие специфические элементы ледяного покрова, свойственные данному сезону, как Ямальская полынья, Новоземельский и Североземельский ледяные массивы. В результатах расчёта для зимних месяцев (в статье не показаны) отмечаются припай и заприпайные полыньи. Воспроизведение моделью таких особых элементов ледового режима, как припай, полыньи, ледяные массивы, косвенно свидетельствует об адекватности созданного стохастического генератора ледяного покрова и о пригодности его использования для решения различных научных и прикладных

задач, где требуется неограниченная во времени синтетическая информация о ледяном покрове.

Пример использования стохастического генератора ледяного покрова для оценок навигационных параметров на участке трассы Северного морского пути между Баренцевым и Карским морями

Описанную в статье вероятностную модель изменения полей ледяного покрова можно применять для краткосрочного прогностического расчёта ансамбля возможных состояний сплочённости с оценкой вероятности наступления каждого состояния, восстановления недостающего фрагмента поля сплочённости, полученного, например, по спутниковым снимкам. Однако основная задача стохастического генератора – воспроизведение неограниченных по времени синтетических полей ледяного покрова, которые можно использовать для оценок параметров, зависящих от льда, методом Монте-Карло. В качестве примера возможностей использования синтетической информации о ледяном покрове проведём расчёт навигационных параметров на трассах Северного морского пути

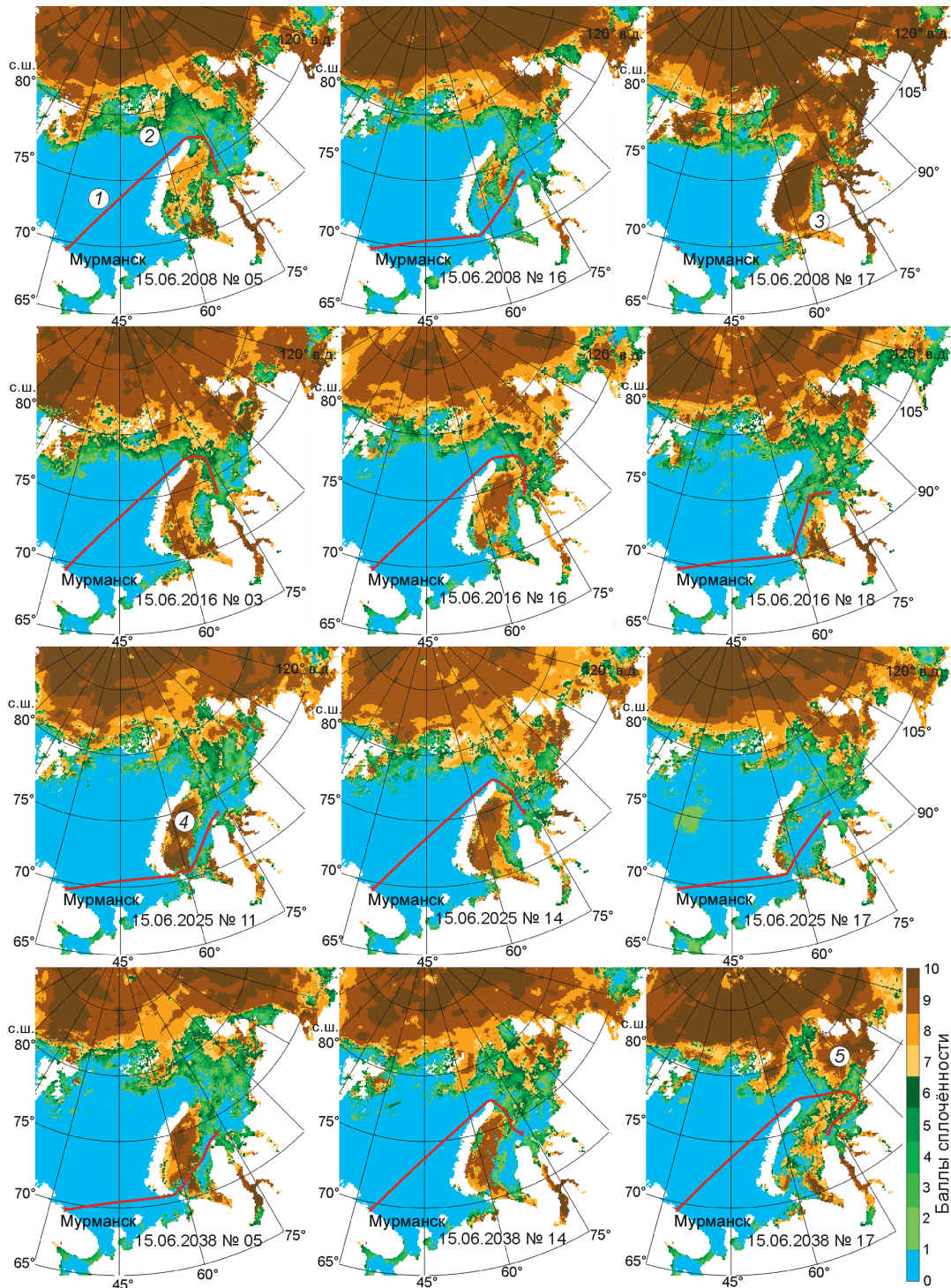


Рис. 4. Примеры синтетических полей сплочённости ледяного покрова, созданные стохастическим генератором для 15 июня, и соответствующие этим полям оптимальные пути судов ледового класса Arc4 на маршруте Мурманск – Обь-Енисейский район.

1 – оптимальный путь судна; 2 – кромка ледяного покрова; 3 – Ямальская полынья; 4 – Новоземельский ледяной массив; 5 – Североземельский ледяной массив

Fig. 4. Examples of synthetic ice concentration fields, created by a stochastic generator for June 15, and corresponding optimal paths of Arc4 ice class vessels on the route from Murmansk to Ob-Yenisei region.

1 – optimal path of a vessel; 2 – edge of ice cover; 3 – the Yamal polynya; 4 – the Novaya Zemlya ice massif; 5 – the Severnaya Zemlya ice massif

между Баренцевым и Карским морями. Согласно «Правилам классификации и постройки морских судов» Российского морского регистра судоходства [24], для судов класса Arc4, Arc5 и Arc6 навигация во льдах Баренцева и Карского морей допустима в однолетнем разреженном льду (сплочённость 4–6 баллов). Лёд в проливе Карские Ворота и севернее Новой Земли тает летом, поэтому единственным лимитирующим фактором для ледового плавания судов класса Arc4, Arc5 и Arc6 между Баренцевым и Карским морями будет только общая сплочённость льда.

Для оценки навигационных параметров по набору искусственных полей сплочённости использовался метод автоматического нахождения оптимального пути судна во льдах, детально изложенный в работе [17]. Данный метод основан на последовательном расчёте положения виртуальных судов, одновременно вышедших из начальной точки. Рассчитанные с определённой временной дискретностью грани полигонов максимального продвижения судов называются *изохроной*. Начальная точка пути была расположена в незамерзающей части Баренцева моря, а конечная — в районе входа в Обскую губу вне границ припая. В зависимости от скорости судна от каждой вершины изохроны рассчитывались новые полигоны возможного перемещения судна. Объединение этих полигонов даёт новую линию изохроны на следующий временной шаг. При попадании конечной точки внутрь полигона максимального продвижения построение новых изохрон прекращается, а от точки, попавшей в полигон, в обратном порядке рассчитывается оптимальный путь судна, который в методе изохрон представляет собой линию, соединяющую наиболее близкие вершины соседних во времени полигонов изохрон.

Чтобы абстрагироваться от характеристик ледопроеходимости конкретного судна, будем считать, что при сплочённости от 0 до 6 баллов скорость судна не меняется, а при сплочённости льда более 6 баллов скорость судна равна нулю. Такой подход позволяет оценить только формальную возможность или невозможность достижения конечной точки маршрута судном с ледовым классом Arc4. На рис. 4 приведены примеры полей сплочённости, рассчитанные стохастическим генератором, и оптимальные пути плавания судов класса Arc4, соответствующие данному полю сплочённости. В качестве оцениваемых навигационных параметров выступают: дата начала

навигации; дата окончания навигации; продолжительность навигации. Дата начала навигации определяется как первый возможный в данном году оптимальный путь, проведённый между начальной и конечной точками маршрута. Аналогично определяется дата окончания навигации — это последний день года, в который возможно провести маршрут между точками пути.

На основе описанного стохастического генератора были рассчитаны 20 реализаций на отрезок времени с 1980 по 2042 г. Выбранный интервал реализации генератора обусловлен линейным трендом типов ледовитости, рассчитанным по данным проекта OSI-409 (1987–2019 гг.). До и после этого отрезка линейный тренд выдаёт нереалистичные значения типов ледовитости. Таким образом, 2042 г. — предел реализации генератора при выбранном климатическом сценарии. Очевидно, что при аппроксимации изменчивости типов ледовитости другой функцией (полиномиальная функция, тренды с долгопериодными колебаниями) предельная длина реализации и результаты расчёта стохастического генератора будут другими. Однако при исследовании климатических изменений первые оценки такой изменчивости — параметры линейного тренда. Также очевидно, что сама типизация ледовитости, выполненная по данным 1987–2019 гг., будет терять актуальность на концах временного отрезка расчёта стохастического генератора с заданным линейным трендом.

Для каждого дня каждой реализации полученно синтетическое поле сплочённости и по каждому полю сплочённости определена возможность соединить начальную и конечную точки маршрута по чистой воде и льдам сплочённостью менее 6 баллов. Для каждого года каждой реализации были выбраны даты начала и окончания навигации. На рис. 5 приведены даты сроков начала навигации по чистой воде, редким льдам и разреженным льдам на выбранном маршруте. Область, закрашенная голубым цветом, показывает среднее значение \pm удвоенное значение СКО за 20 реализаций — $\mu \pm 2\sigma$. Если предположить, что распределение дат начала и окончания навигации за 20 реализаций генератора соответствует нормальному распределению, то закрашенную область можно интерпретировать как область доверительного интервала с вероятностью $\approx 95,5\%$. Из рис. 5 видно, что даты начала

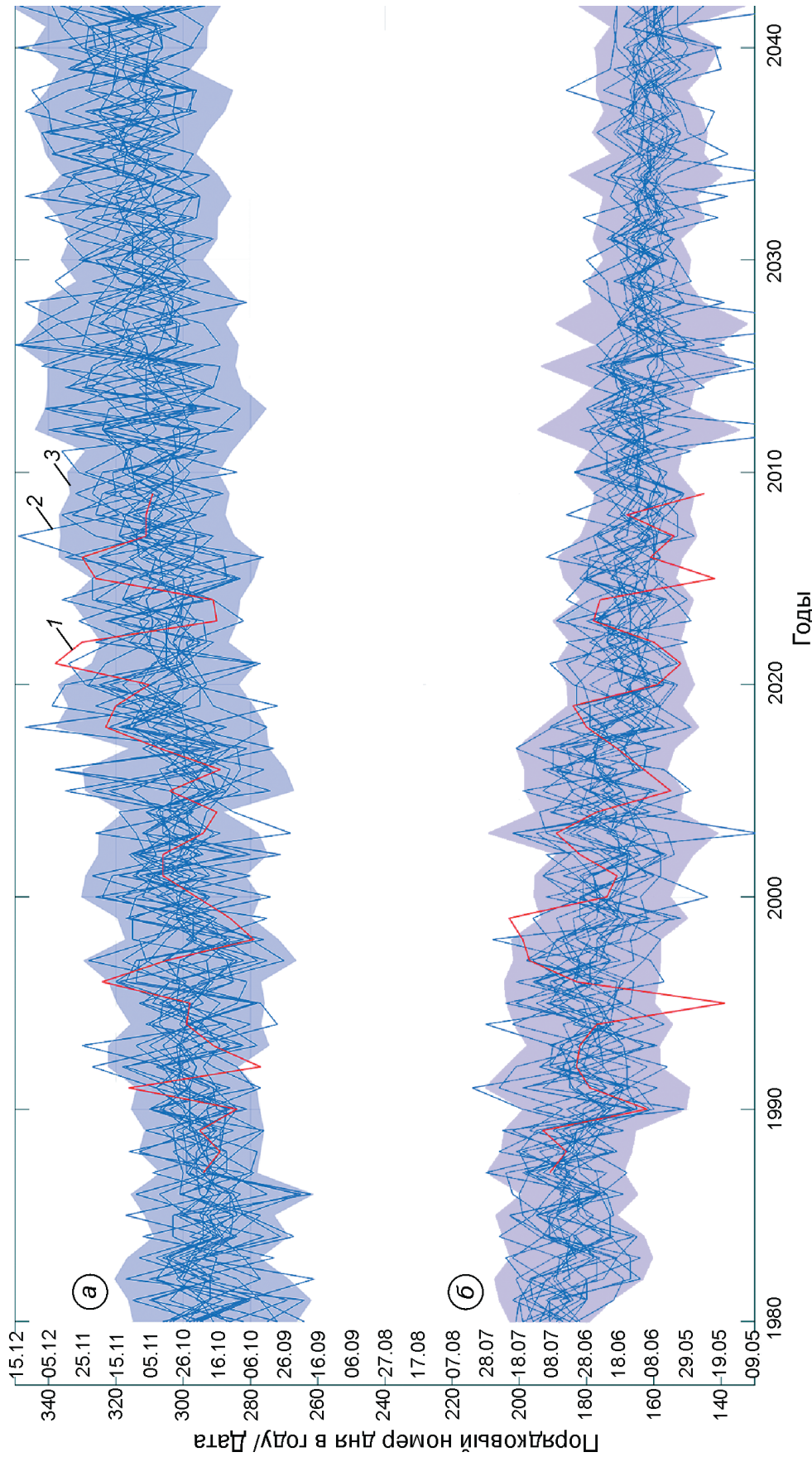


Рис. 5. Результаты расчёта даты начала (а) и окончания навигации судов класса Arc4 (а) на маршруте Мурманск – Обь-Енисейский район по данным проекта OSI-409 (1) и 20 реализациям стохастического генератора (2), $\mu \pm 2\sigma$ (3)
Fig. 5. The results of calculating the date of navigation start (a) and end for Arc4 (a) ice class vessels on the route from Murmansk to Ob-Yenisei region according to the OSI-409 project (1) and 20 realizations of the stochastic generator (2), $\mu \pm 2\sigma$ (3)

Таблица 2. Параметры навигации судов ледового класса Arc4 из Баренцева моря в Обь-Енисейский район Карского моря, оценённые по результатам расчёта стохастического генератора ледяного покрова и исходным данным проекта OSI-409

Отрезок времени, годы	Средняя дата навигации, начало/окончание		Средняя продолжительность навигации, сутки	
	OSI-409	генератор	OSI-409	генератор
1980–1990	–*	04.07/18.10	–	106
1990–2000	28.06/ 21.10	26.06/23.10	116	119
2000–2010	22.06/ 29.10	21.06/27.10	129	128
2010–2020	07.06/09.11	15.06/02.11	155	140
2020–2030	–	11.06/06.11	–	148
2030–2040	–	09.06/10.11	–	153

*Прочерки – данные проекта OSI-409 отсутствуют.

и окончания навигации судов ледового класса Arc4, рассчитанные по исходным данным проекта OSI-409 (линии 1), находятся в массиве дат, рассчитанных по результатам стохастического моделирования (20 линий 2) и имеют схожие тенденции и масштабы изменчивости. Как правило, функция дат начала навигации, рассчитанных по спутниковым данным, лежит внутри области 95,5%-го доверительного интервала, рассчитанного по данным стохастического генератора.

Количественный анализ сроков начала навигации между Баренцевым морем и Обь-Енисейским районом показал, что средняя дата начала навигации по данным проекта OSI-409 за 1987–2019 гг. приходится на 21 июня, а конец навигации – на 29 октября (средняя продолжительность навигации судов класса Arc4 составила 130 дней). Аналогичные параметры, полученные на основе синтетических полей сплочённости, составили 22 июня, 27 октября и 127 дней соответственно. Таким образом, основные навигационные параметры для судов ледового класса Arc4, воспроизведённые моделью и оценённые по спутниковым данным, отличаются всего на несколько суток, что косвенно указывает на качество созданной стохастической модели изменчивости полей сплочённости. Ещё раз отметим, что полученные результаты учитывают параметры льда не в какой-либо точке, линии (установленном ранее маршруте) или полигоне (район возможных маршрутов судов), а во всей расчётной области (т.е. полностью Карское и Баренцево моря, западная часть моря Лаптевых с прилегающими акваториями Арктического бассейна).

Подекадные оценки параметров навигации между Баренцевым морем и Обь-Енисейским районом Карского моря для судов ледового класса Arc4 приведены в табл. 2. Для данных проекта OSI-409 такие оценки доступны толь-

ко для 1990-, 2000- и 2010-х годов, стохастический генератор воспроизвёл такие же оценки для шести десятилетий. Как видно из табл. 2, для 1990- и 2000-х годов характеристики начала и окончания навигации, рассчитанные как по наблюдаемым, так и по смоделированным данным, совпадают: отклонения дат составляют трое суток и менее. Однако за отрезок времени с 2010 по 2020 г. средняя продолжительность навигации, оценённая по данным синтетических полей сплочённости, меньше почти на две недели по сравнению с результатами расчёта параметров навигации по данным проекта OSI-409.

В настоящий момент созданный стохастический генератор ледяного покрова может воспроизводить только те ледовые условия, для которых выведены основные вероятностные закономерности, заложенные в модель. В нашем случае делается прогноз ледовых условий и связанных с ними параметров арктической навигации на несколько десятилетий вперёд, исходя из следующих допущений: а) существуют только пять типов ледовитости, выделенных за 1987–2019 гг.; б) только эти пять типов ледовитости будут отмечаться в будущем. При этом оценённый нами параметр линейного тренда обуславливает наличие в результатах моделирования только I (лёгкий) тип ледовитости после 2030-х годов. В действительности, на данном отрезке времени возможны более лёгкие условия, чем оценённые нами по данным за 1987–2019 гг. Поэтому полученные прогностические оценки параметров арктической навигации могут давать более «суровые» условия, чем они будут на самом деле: а) заниженные оценки для средней даты начала навигации, дисперсии дат начала и конца навигации, средней продолжительности навигации; б) увеличенные оценки для средней

даты окончания навигации. До некоторой степени этот эффект можно будет сгладить введением новых (не существующих в данных наблюдений за 1987–2019 гг.) прогнозируемых типов ледовитости (например, очень лёгкий или нулевой тип ледовитости и т.д.). Для прогнозируемых типов ледовитости можно определить условные функции распределения вероятности как результат экстраполяции функций распределения, диагностированных для пяти типов ледовитости.

Заключение

Разработка вероятностных моделей пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей — важная задача, подобные модели применяют в различных научных и прикладных сферах. Стохастические модели, воспроизводящие пространственно-временную изменчивость параметров ледяного покрова, также востребованы и могут быть использованы для оценки параметров навигации в Арктике, при стратегическом планировании работы морских транспортных систем, а также при решении прикладных задач из совершенно разных областей знаний.

Здесь описана созданная вероятностная модель сплочённости льда, в которой для имитации временной связанности изменчивости параметров ледяного покрова использованы цепи Маркова. Для придания случайным полям пространственной связанности предварительно были рассчитаны эмпирические поля переходных вероятностей, вычисленные по условной функции распределения вероятностей переходов из одной градации сплочённости в другую и исходными значениями сплочённости в узлах сеточной области. Такой подход, на наш взгляд, может быть применён в стохастических генераторах погоды,

и он позволит устранить проблему «размывания» установленной пространственной корреляции, которая возникает при моделировании случайных полей по характеристикам метеопараметров.

Стохастический генератор ледяного покрова воспроизводит реалистичные изменения полей сплочённости: в результатах моделирования корректно отражаются положение и динамика кромки ледяного покрова, заприпайных полыней, ледяных массивов. Верификация вероятностной модели выполнялась сравнением статистических характеристик (среднее значение и СКО) полей сплочённости, автокорреляционных функций временных рядов ледовитости, вариограмм полей сплочённости на отдельные календарные даты. Во всех случаях результаты стохастического моделирования качественно и количественно были близки к измеренным полям сплочённости.

Объединение стохастического генератора и технологии ледового рутинга (поиска оптимального пути судна во льдах) позволяет перейти к моделированию параметров арктической навигации методом Монте-Карло, где стохастическому генератору отводится роль неограниченного источника синтетической информации о ледяном покрове. В данной статье с использованием стохастического генератора проведён расчёт дат начала и конца навигации судов ледового класса Arc4 между Мурманском и Обь-Енисейским районом. Полученные результаты показывают, что создание стохастического генератора ледяного покрова принципиально возможно, а выбранное направление исследований следует развивать.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-79-20162).

Acknowledgments. The study is supported by the Russian Science Foundation (Project № 17-79-20162).

Литература

1. Richardson C.W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation // *Water Resources Research*. 1981. № 17. P. 182–190. doi: 10.1029/WR017i001p00182.
2. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // *Лёд и Снег*. 2014. № 2 (126). С. 44–52.

References

1. Richardson C.W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resources Research*, 1981, 17: 182–190. doi: 10.1029/WR017i001p00182.
2. Gelfan A.N., Moreido V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 44–52. [In Russian].

3. Laslett D., Creagh C., Jennings P. A method for generating synthetic hourly solar radiation data for any location in the south west of Western Australia, in a world wide web page // Renewable Energy. 2014. V. 68. P. 87–102. doi: 10.1016/j.renene.2014.01.015.
4. Peleg N., Fatichi S., Paschalis A., Molnar P., Burlando P. An advanced stochastic weather generator for simulating 2-D high resolution climate variables // Journ. of Advances in Modeling Earth Systems. 2017. V. 9. P. 1–33. doi: 10.1002/2016MS000854.
5. Youngman B.D., Stephenson D.B. A geostatistical extreme-value framework for fast simulation of natural hazard events // Proc. of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science. 2016. № 472 (2189). 20150855. doi: 10.1098/rspa.2015.0855.
6. Schlabing D. Frassl M.A., Eder M.M., Rinke K., Bardossy A. Use of a weather generator for simulating climate change effects on ecosystems: A case study on Lake Constance // Environmental Modelling & Software. 2014. V. 61. P. 326–338. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.06.028>.
7. Dubrovsky M., Buchtele J., Zalud Z. High-frequency and low-frequency variability in stochastic daily weather generator and its effect on agricultural and hydrologic modelling // Climatic Change. 2004. V. 63 (1–2). P. 145–179. doi: 10.1023/B:CLIM.0000018504.99914.60.
8. Keller D.E., Fischer A.M., Liniger M.A., Appenzeller C., Knutti R. Testing a weather generator for downscaling climate change projections over Switzerland // Intern. Journ. of Climatology. 2016. V. 37 (2). P. 928–942. doi: 10.1002/joc.4750.
9. Ailliot P., Allard D., Monbet V., Naveau P. Stochastic weather generators: an overview of weather type models // Journ. de la Société Française de Statistique. 2015. V. 156 (1). P. 101–113.
10. Маї Р.И., Таровик О.В., Топаж А.Г. Моделирование морской погоды как входного сигнала имитационных моделей транспортных и экологических систем в арктическом регионе // Проблемы экологического мониторинга и моделирование экосистем. 2018. Т. XXIX. № 3. С. 20–38. doi: 10.21513/0207-2564-2018-3-20-38.
11. Semenov M.A., Brooks R.J. Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in Great Britain // Climate Research. 1999. V. 11. P. 137–148. doi: 10.3354/cr011137.
12. Iwanski S., Kuchar L. Spatial generation of daily meteorological data // Acta Scientiarum Polonorum – Formatio Circumiectus. 2003. V. 2 (1). P. 113–121.
13. Khalili M., Brissette F., Leconte R. Stochastic multi-site generation of daily weather data // Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 2009. V. 23. № 6. P. 837–849. doi: 10.1007/s00477-008-0275-x.
14. Bergström M., Erikstad S.O., Ehlers S. A simulation-based probabilistic design method for arctic sea trans-
3. Laslett D., Creagh C., Jennings P. A method for generating synthetic hourly solar radiation data for any location in the south west of Western Australia, in a world wide web page. Renewable Energy. 2014, 68: 87–102. doi: 10.1016/j.renene.2014.01.015.
4. Peleg N., Fatichi S., Paschalis A., Molnar P., Burlando P. An advanced stochastic weather generator for simulating 2-D high resolution climate variables. Journ. of Advances in Modeling Earth Systems. 2017, 9: 1–33. doi: 10.1002/2016MS000854.
5. Youngman B.D., Stephenson D.B. A geostatistical extreme-value framework for fast simulation of natural hazard events. Proc. of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science. 2016, 472 (2189): 20150855. doi: 10.1098/rspa.2015.0855.
6. Schlabing D. Frassl M.A., Eder M.M., Rinke K., Bardossy A. Use of a weather generator for simulating climate change effects on ecosystems: A case study on Lake Constance. Environmental Modelling & Software. 2014, 61: 326–338. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.06.028>.
7. Dubrovsky M., Buchtele J., Zalud Z. High-frequency and low-frequency variability in stochastic daily weather generator and its effect on agricultural and hydrologic modelling. Climatic Change. 2004, 63 (1–2): 145–179. doi: 10.1023/B:CLIM.0000018504.99914.60.
8. Keller D.E., Fischer A.M., Liniger M.A., Appenzeller C., Knutti R. Testing a weather generator for downscaling climate change projections over Switzerland. Intern. Journ. of Climatology. 2016, 37 (2): 928–942. doi: 10.1002/joc.4750.
9. Ailliot P., Allard D., Monbet V., Naveau P. Stochastic weather generators: an overview of weather type models. Journ. de la Société Française de Statistique. 2015, 156 (1): 101–113.
10. May R.I., Tarovik O.V., Topazh A.G. Maritime weather as an input data of simulation models of transportation and ecological systems in Arctic regions. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniye ekosistem*. Problems of ecological monitoring and modeling of ecosystems. 2018, XXIX (3): 20–38. doi: 10.21513/0207-2564-2018-3-20-38. [In Russian].
11. Semenov M.A., Brooks R.J. Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in Great Britain. Climate Research. 1999, 11: 137–148. doi: 10.3354/cr011137.
12. Iwanski S., Kuchar L. Spatial generation of daily meteorological data. Acta Scientiarum Polonorum – Formatio Circumiectus. 2003, 2 (1): 113–121.
13. Khalili M., Brissette F., Leconte R. Stochastic multi-site generation of daily weather data. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 2009, 23 (6): 837–849. doi: 10.1007/s00477-008-0275-x.
14. Bergström M., Erikstad S.O., Ehlers S. A simulation-based probabilistic design method for arctic sea trans-

- port systems // *Journ. of Marine Science and Application*. 2016. № 15. P. 349–369. doi: 10.1007/s11804-016-1379-1.
15. Третьяков В.Ю., Фролов С.В., Сарафанов М.И. Результаты компьютерного моделирования вероятности аварийных ситуаций из-за сжатий судов дрейфующими льдами на участке Северного морского пути // *Российская Арктика*. 2019. № 5. С. 4–11. doi: 10.24411/2658-4255-2019-10051.
 16. Topaj A., Tarovik O., Bakharev A.A. Modification of ship routing algorithms for the case of navigation in ice // *Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC-2019)*, Delft, The Netherlands. June 9–13. 2019. 12 p.
 17. May R.I., Fedyakov V.E., Frolov S.V., Tarovik O.V., Topaj A.G. Method for finding the optimal ship route in ice based on vector geo-algorithms // *Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering*. 2020. № 30 (1). P. 78–85.
 18. Lavergne T., Tonboe R., Lavelle J., Eastwood S. Algorithm Theoretical Basis Document for the OSI SAF Global Sea Ice Concentration Climate Data Record. OSI-450, OSI-430-b. Version 1.2. EUMETSAT Ocean and Sea Ice SAF High Latitude Processing Centre. 2019. 33 p.
 19. Трапезников Ю.А., Чепурина М.А. Вероятностная модель ледовитости арктических морей // *Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов*. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 39–42.
 20. Wilks D. Multisite generalization of a daily stochastic precipitation generation model // *Journ. of Hydrology*. 1998. № 210 (1). P. 178–191. doi: 10.1016/S0022-1694(98)00186-3.
 21. Пригарин С.М. Методы численного моделирования случайных процессов и полей. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, 2005. 259 с.
 22. Dolloff J., Doucette P. The Sequential Generation of Gaussian Random Fields for Applications in the Geospatial Sciences // *ISPRS. Intern. Journ. of Geo-Information*. 2014. V. 3. P. 817–852. doi: 10.3390/ijgi3020817.
 23. Schlather M., Malinowski A., Menck P.J., Oesting M., Strokorb K. Analysis, simulation and prediction of multivariate random fields with package RandomFields // *Journ. of Statistical Software*. 2015. V. 63. № 8. P. 1–25. doi: 10.18637/jss.v063.i08.
 24. Правила классификации и постройки морских судов. Ч. I. Классификация. СПб.: Российский морской регистр судоходства, 2017. 60 с.
 15. Tretyakov V.Yu., Frolov S.V., Sarafanov M.I. Results of computer modeling of the probability of emergency situations due to the compression of ships by drifting ice on the section of the Northern Sea Route. *Rossiyskaya Arktika. Russian Arctic*. 2019, 5: 4–11. doi: 10.24411/2658-4255-2019-10051.
 16. Topaj A., Tarovik O., Bakharev A.A. Modification of ship routing algorithms for the case of navigation in ice. *Proc. of POAC-2019*, Delft. The Netherlands. June 9–13. 2019: 12 p.
 17. May R.I., Fedyakov V.E., Frolov S.V., Tarovik O.V., Topaj A.G. Method for finding the optimal ship route in ice based on vector geo-algorithms. *Intern. Journ. of Offshore and Polar Engineering*. 2020, 30 (1): 78–85.
 18. Lavergne T., Tonboe R., Lavelle J., Eastwood S. Algorithm Theoretical Basis Document for the OSI SAF Global Sea Ice Concentration Climate Data Record. OSI-450, OSI-430-b. Ver. 1.2. EUMETSAT Ocean and Sea Ice SAF High Latitude Processing Centre. 2019: 33 p.
 19. Trapeznikov Yu.A., Chepurina M.A. Probabilistic model of ice coverage of the Arctic seas. *Veroyatnostny analiz i modelirovaniye okeanologicheskikh protsessov*. Probabilistic analysis and modeling of oceanological processes. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 39–42. [In Russian].
 20. Wilks D. Multisite generalization of a daily stochastic precipitation generation model. *Journ. of Hydrology*. 1998, 210 (1): 178–191. doi: 10.1016/S0022-1694(98)00186-3.
 21. Prigarin S.M. *Metody chislennogo modelirovaniya sluchaynykh protsessov i poley*. Numerical Modeling of Random Processes and Fields. Novosibirsk: ICMiMG SB RAS, 2005: 259 p. [In Russian].
 22. Dolloff J., Doucette P. The Sequential Generation of Gaussian Random Fields for Applications in the Geospatial Sciences. *ISPRS. Intern. Journ. of Geo-Information*. 2014, 3: 817–852. doi: 10.3390/ijgi3020817.
 23. Schlather M., Malinowski A., Menck P.J., Oesting M., Strokorb K. Analysis, simulation and prediction of multivariate random fields with package RandomFields. *Journ. of Statistical Software*. 2015, 63 (8): 1–25. doi: 10.18637/jss.v063.i08.
 24. Rules for the classification and construction of sea-going ships. Part I. Classification. SPb.: Russian Maritime Register of Shipping, 2017: 48 p.

Обзоры и хроника

УДК 556.5+551.32

doi: 10.31857/S2076673422010122, EDN: EEXMLW

Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний

© 2022 г. А.С. Боронина^{1,2*}

¹Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия;
²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
 *al.b.s@yandex.ru

Large-scale outbursts of lakes in the Antarctic oases: current knowledge

A.S. Boronina^{1,2*}

¹State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia; ²Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
 *al.b.s@yandex.ru

Received August 2, 2021 / Revised November 3, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Antarctic oases, hazardous hydrological processes, outbursts of lakes, hydrological research, East Antarctica.*

Summary

In recent decades, the importance of studying the outburst lakes of Antarctic oases has been increasing, which is associated with a number of applied and fundamental problems. First of all, because supraglacial, englacial, and glacier-dammed lakes are characterized by a quick response to the climate changes. In the applied aspect, active (unstable) lakes and seasonal streams are relevant for research since they often provoke catastrophic natural disasters. Monitoring and prevention of such events are primarily necessary in the areas of Antarctic stations, where many year-round and seasonal research programs are implemented. This article presents historical and the present-day data and descriptions of lake outbursts located in the oases of East Antarctica. The study is based on the generalization of both published and unpublished materials presented in the funds of the Arctic and Antarctic Research Institute (St. Petersburg), in scientific and technical reports of the Soviet Antarctic Expedition and Russian Antarctic Expedition, information bulletins (newsletters) of the Soviet Antarctic expeditions, and foreign articles. In addition to that, the results of fieldwork carried out in 2017–2020 were used. Currently, the aforementioned materials are in different form and funds, so the proposed study is the first step of generalizing research on the potential outburst water bodies on the Antarctic Continent. Through to the ongoing work, albeit irregular, our understanding of functioning of the surface hydrological systems of Antarctic oases is steadily growing.

Citation: Boronina A.S. Large-scale outbursts of lakes in the Antarctic oases: current knowledge. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2022, 62 (1): 141–160. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010122.

Поступила 2 августа 2021 г. / После доработки 3 ноября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *антарктические оазисы, опасные гидрологические явления, прорывы озёр, гидрологические исследования, Восточная Антарктида.*

В последние десятилетия изучение прорывоопасных озёр антарктических оазисов становится всё более актуальным. Основной предпосылкой к их исследованию послужил тот факт, что нестабильные водоёмы провоцируют катастрофические явления, нанося ущерб станциям, полевым базам и выносным лагерям. Приводятся исторические и современные данные о наиболее известных прорывах озёр, расположенных в оазисах Восточной Антарктиды. Основу работы составляет обобщение изданных и неопубликованных данных с целью объединения имеющегося материала в рамках одной публикации для удобства дальнейших исследований и анализа.

Введение

Согласно современным представлениям, 95% площади Антарктического материка занимает ледниковый покров [1]. На оставшиеся 5% приходятся немногочисленные обнажения, представленные нунатаками, горными цепями, возвышающимися над ледником, а также оазисами — сравнительно пологими участками, сво-

бодными ото льда и занимающими территорию от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных километров (рис. 1). В этих районах в тёплый сезон величина абляции превышает величину аккумуляции снежных масс [2, 3]. Антарктические оазисы — уникальный ландшафт нашей планеты, получивший своё название прежде всего из-за обнаруженных там гидрологических объектов. Именно наличие незамёрзших водных масс



Рис. 1. Антарктические оазисы, упомянутые в тексте, на карте высот поверхности ледника, взятой в качестве основы [6]:

1 – шельфовые ледники, по [7]; 2 – изогипсы высот дневной поверхности, по [6]; 3 – сечение изолиний 250 м; 4 – береговая линия и линия налегания, по [7]; 5 – выходы горных пород, по [7]; 6 – исследуемые оазисы, по [5]. Буквенные сокращения: AIS – шельфовый ледник Эймери; DA – Купол Аргус; DC – Купол Конкордия; DF – Купол Фуджи; RB – ледораздел Б; TAM – Трансантарктические горы

Fig. 1. Antarctic oases referred to in the text, superimposed over the ice-surface map of [6] as a basemap:

1 – ice shelves [7]; 2 – contours of ice surface elevation (interval 250 m) [6]; 3 – coastline and grounding line [7]; 4 – rock outcrop [7]; 5 – oases [5]. Abbreviations: AIS – Amery Ice Shelf; DA – Dome Argus; DC – Dome Concordia; DF – Dome Fuji; RB – Ridge B; TAM – Transantarctic Mountains

служит одним из индикаторов принадлежности какого-либо участка суши Антарктиды к оазису [4]. В Антарктиде насчитывается более 20 оазисов [5], и, несмотря на свои относительно небольшие размеры, они всегда привлекали внимание исследователей. Из-за относительной простоты логистического обеспечения и строительства основная часть зимовочных станций, полевых баз и лагерей располагается именно в этих районах, что служит мотивацией для детального изучения природных процессов, присущих этим территориям.

Главные особенности оазисов – развитая гидрографическая сеть, в которую входят водоёмы, а также постоянные и временные водотоки, имеющие нетипичный гидрологический режим. Его характерная черта – резкие сбросы излишков водных масс из надледниковых, внутриледниковых и подпрудных озёр, случающиеся, как правило, в тёплый сезон года. Особенности формирования прорывных паводков можно описать следующим образом: антарктическим летом в период активного снеготаяния стремительно увеличивается объём озера, что сопровождается подъёмом его уровня. Этот факт приводит или к переливу воды через края озёрной котловины и разливу водных масс по

поверхности ледника, или к прорыву озера через ледяную плотину, приповерхностный снежно-фирновый слой или толщу снежника.

Первые упоминания о прорывных паводках в антарктических оазисах встречаются в научно-технических отчётах и бюллетенях Советской антарктической экспедиции (САЭ), составленных по результатам изучения режима озёр восточной оконечности оазиса Ширмахера в 1961–1965 гг. [8]. Позднее исследователи начали приводить сведения о прорывах озёр и в районах других оазисов, однако эти данные носили разрозненный характер. Насколько известно автору настоящей статьи, обобщений исторических и современных прорывов озёр, а также их типизации по характерным особенностям нет. Ранее автором предпринималась попытка сделать обзор опасных гидрологических явлений оазисов, но из-за ограниченного объёма публикации повышенное внимание было уделено лишь районам земель Эндерби (оазисы Молодёжный и Вечерний) и Принцессы Елизаветы (Холмы Ларсеманн) в Восточной Антарктиде [9]. Таким образом, настоящая работа – первый, более серьёзный шаг к обобщению прорывоопасных озёр,

расположенных в непосредственной близости от российских и зарубежных станций и полевых баз. В статье рассматривается территория Восточной Антарктиды, так как именно здесь находится большая часть российских зимовочных станций и крупных научных баз, а также ведётся наиболее значимая логистическая деятельность Российской антарктической экспедиции (РАЭ). Особое внимание уделено озёрам оазисов Холмы Ларсеманн, Ширмахера, Унтер-Зее, Молодёжный, Вечерний, Вестфоль, Бангера, а также массива Фишер и Сухих Долин (см. рис. 1).

Холмы Ларсеманн

Обобщение сведений о прорывах озёр оазисов начнём с района Холмов Ларсеманн (Larsemann Hills) ввиду значительного объёма накопленных фондовых материалов, а также результатов собственных полевых исследований. Оазис Ларсеманн расположен на Земле Принцессы Елизаветы (Princess Elizabeth Land), имеет площадь около 50 км² и представляет собой район в основном свободный ото льда и состоящий из множества мелких и двух наиболее крупных полуостровов – Сторнес (Stornes) и Брокнес (Broknes) (рис. 2, а). Обилие озёр на рассматриваемой территории объясняется наличием молодого структурно-эк-

зарационного рельефа и неразвитой дренажной сетью [10]. Часть из них образовалась в результате подпруживания тектонических долинных понижений ледниками и снежниками [11]. Из-за этого на озёрах периодически происходят резкие снижения уровня воды. В первую очередь опишем наиболее известные прорывы озёр п-ова Брокнес.

ЛН73 – Прогресс – Сибторп. Согласно техническому отчёту [12], озёра ЛН73, Прогресс и Сибторп составляют единую гидрологическую систему, и перетекание воды между ними иногда приводит к разрушению трассы, проходящей по снежникам. Первые сведения о прорыве оз. Прогресс в оз. Сибторп представлены в техническом отчёте 48-й РАЭ, когда 10 ноября 2003 г. из-за разрушения снежно-ледовой перемычки произошёл стремительный сброс воды. В результате в снежнике, расположенном между водоёмами, образовались провалы глубиной до 8 м и протяжённостью до 100 м [12]. Исследователи предположили, что прорывной паводок из оз. Прогресс был вызван сбросом в него воды из озера ЛН73. В южной части этого озера в течение всего года существует снежно-ледяная плотина. При переполнении водоёма напряжение, оказываемое на перемычку, возрастает, что вызывает её размыв и частичное разрушение. В результате залпового сброса поток устремляется к оз. Прогресс, уровень воды в котором резко повышается. Это увеличивает давление

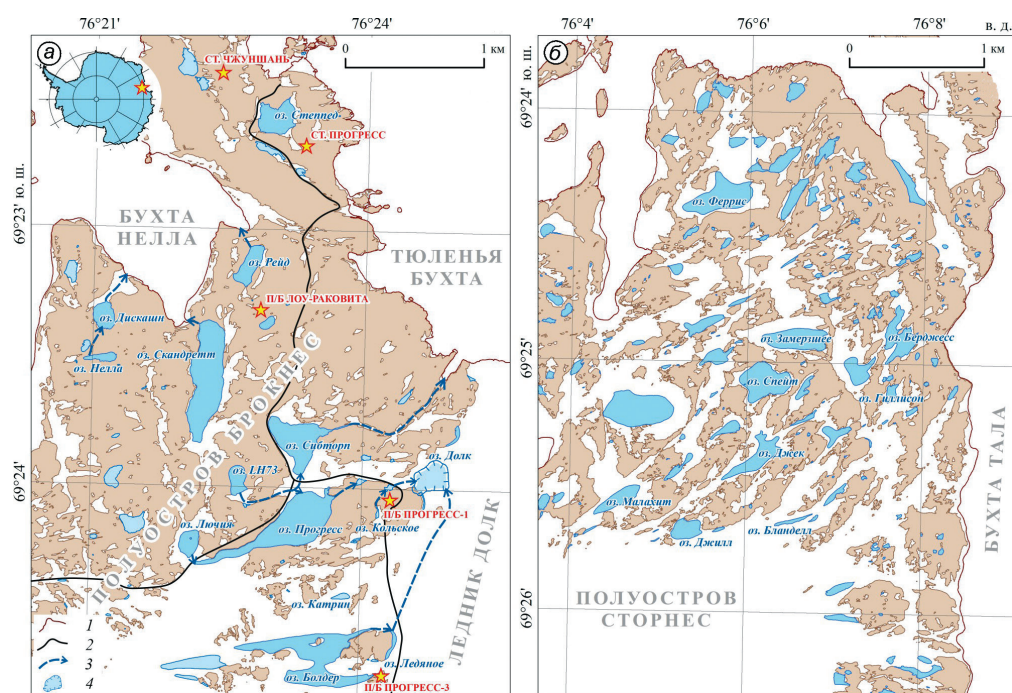


Рис. 2. Полуострова оазиса Холмы Ларсеманн: Брокнес (а) и Сторнес (б) [7]:

1 – береговая линия; 2 – трассы движения транспортной техники; 3 – каналы стока; 4 – провал в леднике Дольк

Fig. 2. Peninsulas of the Larsemann Hills: Broknes (a) and Stornes (b) [7]: 1 – coastline; 2 – logistic routes; 3 – channels; 4 – depression in Dalk Glacier

на стенки снежника, приводит к его обводнению, таянию и последующему разрушению.

Оз. Прогресс чаще всего прорывается именно не при переливе воды через гребень, а в результате прорыва полостей в снежно-ледовой плотине. После этого вода из оз. Прогресс перетекает в оз. Сибторп, откуда в дальнейшем разгружается в залив Прюдс. На рис. 2, а схематически показано направление описанного стока воды. Вероятно, весной 2003 г. были разрушены сразу обе плотины (между озёрами LH73 и Прогресс, а также между озёрами Прогресс и Сибторп), что и стало причиной формирования провалов в снежнике между ними [12]. Ситуация усугубляется тем фактом, что именно по этому снежнику проходит трасса, соединяющая станции Прогресс и Чжуншань с аэродромом.

Подобная ситуация не была однократной и возникла в последующие годы. Так, в летний полевой сезон 59-й РАЭ (2013/14 г.) 1 января 2014 г. уровень воды в оз. Прогресс резко упал также из-за обводнения снежно-ледяной перемычки и её последующего обрушения. Сброс продолжался около полутора суток, а уровень воды понизился на 0,72 м [13]. В сезон 62-й РАЭ стремительный сток воды из оз. Прогресс в оз. Сибторп произошёл 4 января 2017 г. [13]. Согласно оперативной сводке об основных экспедиционных событиях и операциях РАЭ за период с 22 февраля по 1 марта 2018 г., в конце февраля 2018 г. был ещё один резкий сброс вод оз. Прогресс через толщу снежника. Образовавшийся ручей достигал ширины 4 м и глубины до 1,5 м. Очередной, но более мощный прорыв всей системы озёр случился 14 января 2019 г. Формирование потока со стороны оз. Прогресс началось в приповерхностной части снежника в результате постепенной фильтрации озёрной воды. Уже на следующий день ручей выработал русло, достигшее скального основания. Им вновь была затронута часть трассы в районе полевой базы Прогресс-1.

На рис. 3, а показано русло, выработанное в снежнике, а также видны обвалы верхней части, служивавшей кровлей. По данным батиметрической съёмки за 20 января 2019 г., длина оз. Прогресс составила 870 м при максимальной ширине 360 м, площадь водного зеркала – около 115 тыс. м², а максимальная измеренная глубина – 42 м [14]. Оз. Сибторп при этом достигало глубины 8,3 м. В результате прорыва уровень в оз. Прогресс упал на 0,47 м, а амплитуда коле-

бания уровня на оз. Сибторп была равна 0,22 м. Расход, измеренный на спаде паводка, на ручье между озёрами, составил 2,34 м³/с, а на ручье из оз. Сибторп – 2,64 м³/с [14]. При этом из оз. LH73 наблюдался лишь временный водоток, который проходил под снежником, образуя конус выноса в месте впадения в приёмный водоём.

В сезон 65-й РАЭ (2019/20 г.) прорыв оз. Прогресс произошёл 6 января 2020 г. [15]. Мониторинговые геофизические работы в пределах снежно-ледовой плотины между озёрами Прогресс и Сибторп позволили установить её интенсивную обводнённость ещё за две недели до прохождения паводка. Прорывной канал стока начал формироваться в приповерхностном слое снежника (но разлива воды по поверхности не произошло) в районе положения прошлогоднего канала. Разрушение перемычки происходило стремительно и сопровождалось откалыванием больших снежно-ледовых пластов и выносом их в оз. Сибторп. В течение нескольких часов после начала паводка русло потока достигло скального основания. Уровень воды в оз. Прогресс понизился на 0,36 м. Ширина русла вытекающего ручья составила 35,9 м при средней глубине около 0,14 м. Расход воды на пике паводка оценён в 1,23 м³/с, а на спаде составил 0,48 м³/с. После прекращения прорыва и вплоть до окончания сезона таяния оз. Прогресс оставалось сточным с расходом воды 0,08 м³/с.

В то же время уровень воды в оз. Сибторп вырос на 0,21 м. После этого последовал сброс лишней воды в океан. Ширина русла ручья из оз. Сибторп в начале прорыва составила около 12,2 м при средней глубине 0,28 м. Расход воды на пике паводка оценён в 2,38 м³/с, а через сутки – на спаде составил 0,11 м³/с. В последующем озеро также было сточным со средним расходом воды 0,04 м³/с [16]. Кроме того, в полевой сезон 65-й РАЭ, благодаря одновременным наблюдениям за уровнями воды в озёрах Прогресс и Лючия, было установлено сходство их уровенных режимов. В день прорыва оз. Прогресс, 6 января 2020 г., уровень воды в оз. Лючия также понизился на 0,25 м. При помощи георадарного профилирования было установлено, что вода из него перетекала в оз. Прогресс через внутриледниковую полость [16]. Этот факт кардинально изменил ситуацию в оценке прорывных паводков из оз. Прогресс и указал на необходимость учёта объёма оз. Лючия при составлении прогнозов.

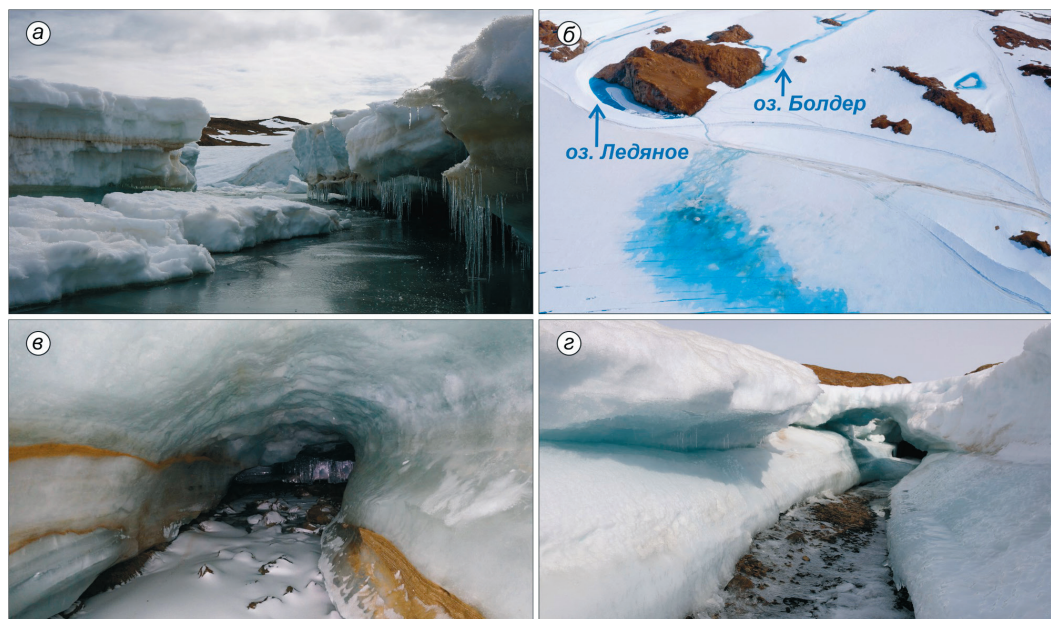


Рис. 3. Результаты прорывов озёр на п-ове Брокнес:

a – канал стока и обвалы в снежнике между озёрами Прогресс и Сибторп (фото А.А. Четверовой, 15 января 2019 г.); *б* – канал между озёрами Болдер и Ледяное и внутриледниковый сток к озеру Долк (фото С.Д. Григорьевой, 11 января 2020 г.); *в* – тоннель в снежнике между озёрами Нелла и Дискашн (фото А.А. Четверовой, 18 февраля 2019 г.); *г* – тоннель в снежнике из озера Дискашн (фото С.С. Пряхина, февраль 2017 г.)

Fig. 3. The consequences of lake outbursts on the Broknes peninsula:

a – a channel and depressions in the snowfield between Progress and Sibthorpe lakes (photo by A.A. Chetverova, January 15, 2019); *б* – a channel between Boulder and Ledyanoe lakes, and also englacial runoff to Lake Dalk (photo by S.D. Grigorieva, January 11, 2020); *в* – a tunnel in the snowfield between lakes Nella and Discussion (photo by A.A. Chetverova, February 18, 2019); *г* – a tunnel in a snowfield from Lake Discussion (photo by S.S. Pryakhin, February 2017)

Болдер – Ледяное – Долк. Ещё одна гидрологическая система п-ова Брокнес – озёра Болдер, Ледяное и внутриледниковый водоём в леднике Долк (см. рис. 2, *a*). Внутриледниковое озеро, названное оз. Долк, существовало до 30 января 2017 г. – дня, когда на его месте образовалась обширная депрессия [17, 18]. Причина её формирования – последовательный прорыв скопления талой воды на льду озёр Болдер и Ледяное, который спровоцировал переполнение и последующее опорожнение оз. Долк (см. рис. 2, *a*). Первая просадка ледника произошла 30 января 2017 г. Однако из-за того, что сток в полость не прекратился, 31 января провал увеличился до значительных размеров. Согласно полевым данным, объём оз. Долк до прорыва составлял около 708,7 тыс. м³ при средней глубине около 32 м. Характеристики паводка 2017 г. и описание дренажных каналов даны в работе [18] и в таблице настоящей статьи.

Повторный прорыв системы озёр произошёл в январе 2020 г. Аналогично 2017 г., первым переполнился водоём в районе оз. Болдер. Однако

8 января 2020 г. вода начала дренировать не только из надледникового озера, но и из самого оз. Болдер. Вода сбрасывалась в виде двух ручьёв, выработавших русло на поверхности ледника. Падение уровня воды составило 1,96 м и продолжалось вплоть до 22 февраля 2020 г. (позже наблюдения были прекращены). Согласно данным наблюдений, максимальный расход потока – 0,4 м³/с [16]. В течение двух дней вода поступала в оз. Ледяное и скапливалась на его льду. 10 января 2020 г. произошёл перелив воды из оз. Ледяное через гребень ледовой плотны. На леднике образовалось открытое русло, ширина которого в среднем составляла 1,3 м, а глубина достигала 0,35 м. Перемещаясь, водоток преобразовался в обширную приповерхностную гидросеть, направленную в сторону депрессии (см. рис. 3, *б*). В результате уровень воды оз. Ледяное понизился на 2,45 м с 10 января по 1 февраля 2020 г. Максимальный расход паводка – 0,35 м³/с [16]. Депрессия наполнилась до краёв за 14 дней. Оз. Долк начало разливаться по поверхности ледника в северо-восточной части в сторону

Основные прорывоопасные озёра оазиса Холмы Ларсеманн и характеристики их прорывов

Озеро (ю.ш, в.д)	Характеристики прорывов			
	дата	падение уровня воды, м	расход воды, м ³ /с	размеры каналов стока
Прогресс (69°24'11", 76°23'17")	10 ноября 2003 г.	—	—	Глубина до 8 м, протяжённость до 100 м
	1 января 2014 г.	0,72	—	—
	4 января 2017 г.	—	—	—
	Конец февраля 2018 г.	—	—	Глубина до 1,5 м, ширина до 4 м
	14 января 2019 г.	0,5	2,34 (на спаде паводка)	Глубина около 2,9 м
	6 января 2020 г.	0,36	1,23	Средняя глубина 0,14, ширина около 35 м
ЛН73 (69°23'56", 76°22'37")	Март 2017 г.	1,6*	0,71*	Протяжённость около 480 м
Сибторп (69°23'49", 76°23'17")	14 января 2019 г.	0,22	2,64	—
	6 января 2020 г.	0,21	2,38	Средняя глубина 0,28 м, ширина около 12 м
Лючия (69°24'14", 76°22'5")	6 января 2020 г.	0,25	—	Сток по внутриледниковому каналу
Болдер (69°24'40", 76°23'35")	30 января 2017 г.	Около 2,5	0,92*	Диаметр около 1,2 м, протяжённость 180 м
	8 января 2020 г.	1,96	0,40	Сток проходил по двум водотокам
	30 января 2017 г.	Около 3	1,05*	Протяжённость 1240 м
Ледяное (69°24'36", 76°24'22")	10 января 2020 г.	2,45	0,35	Глубина до 0,35 м, ширина 1,3 м, протяжённость около 1200 м
	31 января 2017	Более 30	141*	Прорыв по внутриледниковому каналу, протяжённость около 1134 м
Долк (69°23'56", 76°24'47")	24 января 2020 г.	—	—	Прорыв в виде перелива
	ЛН59 (69°23'31", 76°21'7")	19 декабря 2020 г.	0,54	—
Дискашн (69°23'20", 76°21'7")	22 января 2018 г.	0,95	1,8*	Глубина на выходе из озера 0,5 м, из тоннеля — до 3 м, ширина до 5 м, протяжённость 130 м
	19 декабря 2020 г.	0,3	0,21	Ширина от 1,5 до 2 м, протяжённость 130 м
Скандретт (69°23'35", 76°22'16")	31 декабря 2017 г.	0,3	0,55	Протяжённость около 130 м, перепад высот более 16 м
Кольское (69°24'7", 76°24'11")	25 января 2020 г.	1,23	—	—

*Значения, полученные по результатам моделирования. Прочерки – отсутствие информации.

залива Прюдс, а в западной части – в сторону полевой базы Прогресс-1. Поток воды, направленный к океану, изначально перемещался в узком русле, а затем разветвлялся и расширялся. На расстоянии около 400 м от оз. Долк ручей, вероятно, дренировал в ледниковые трещины. В первые дни февраля 2020 г. каналы из озёр Болдер и Ледяное заполнились снегом, а вода в них замёрзла. Озёра Ледяное и Долк покрылись льдом. Так завершился активный этап паводка для всех трёх озёр. Полное описание эволюции системы озёр Болдер, Ледяное и Долк с 2017 по 2020 г. вместе с моделированием характеристик паводков дано в обобщающей работе [18].

Нелла (ЛН59) – Дискашн. В центральной части п-ова Брокнес, у западного берега Нелла Фьорд, находится ещё одна система относительно небольших озёр Нелла (ЛН59) и Дискашн, представляющая собой каскад (см. рис. 2, а). При анализе космических снимков [19, 20], а также во время полевых работ были обнаружены следы

их частых прорывов. Так, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.) автором наблюдался прорыв оз. Дискашн в бухту Нелла с формированием тоннеля в снежной перемычке. Прорыв начался на контакте между снежником и коренными породами 22 января 2018 г. Уровень водной поверхности понизился на 0,95 м. На стенках тоннеля отчётливо прослеживались метки высоких вод, оставленные при протекании потоков различной мощности. Максимальный расход прорыва 2018 г. оценён в 1,8 м³/с. Общее время прохождения прорывного паводка заняло около 10 часов.

В 2019 г. (64-я РАЭ) прорыв оз. Дискашн произошёл до прибытия гидролога-геофизической группы в район станции Прогресс. Тогда же были обнаружены признаки прорыва оз. Нелла в оз. Дискашн – в снежнике образовался тоннель высотой более 1 м и шириной 5 м в начале и высотой более 2 м и шириной более 3 м на выходе. При этом сброс воды из оз. Дискашн шёл по прежнему тоннелю, который в течение зимы был

заполнен снегом, что и вызвало подпор водных масс. В сезон 65-й РАЭ (2019/20 г.) прорыв системы озёр произошёл в середине декабря 2019 г. В результате разрушения снежника на оз. Нелла в ночь с 18 на 19 декабря вода поступила в ущелье по направлению к оз. Дискашн. К утру 19 декабря уровень в нём достиг максимальной отметки, а в пустоты снежника начала фильтроваться вода, провоцируя его размыв. Через 4,5 часа поток воды стекал уже по выраженному руслу шириной от 1,5 до 2 м, стенки и дно были обледенелые. Измеренный расход воды составил $0,21 \text{ м}^3/\text{с}$. Ровно через сутки дно русла достигло скального основания, а измеренный расход воды составил $0,007 \text{ м}^3/\text{с}$. Общее падение уровня воды за время прорыва на оз. Нелла составило 0,54 м, а на оз. Дискашн – около 0,3 м, что меньше, чем в предыдущие два года. Тем не менее, тоннель по форме и положению повторял прошлогодние [21]. На рис. 3, в в качестве иллюстрации показан тоннель между озёрами Нелла и Дискашн, а на рис. 3, г – открытая часть тоннеля из оз. Дискашн.

Скандретт, Рейд, Кольское. Разрушение запрудных снежных плотин на озёрах Скандретт и Рейд также происходит практически ежегодно, однако это не наносит заметного ущерба, поскольку поток сразу попадает в Нелла Фьорд [22] (см. рис. 2, а). В полевом отчёте отряда инженерных изысканий за сезон 65-й РАЭ (20--19/20 г.) приводятся сведения о ещё одном прорывном водоёме, не имеющем официального наименования и расположенном на скальной возвышенности над полевой базой Прогресс-1 (см. рис. 2, а). Авторы работы [16] дали ему название оз. Кольское, которого будем придерживаться и мы. Важность изучения этого водоёма обусловлена тем, что путь стока озёрных вод пересекается с трассой движения транспортной техники на аэродром, поступая далее в оз. Долк. Начало существенного понижения уровня воды зарегистрировано 25 января 2020 г., однако тогда поверхностный сток отсутствовал. Исследователи предположили, что, вероятно, в трещинах и пустотах скально-грунтового борта озёрной котловины находился лёд, который к концу тёплого периода растаял, вызвав сток воды по образовавшимся фильтрационным каналам. Величина падения уровня воды оз. Кольское оценена в 1,23 м. Несмотря на его малые размеры, ширина после прорыва не превышала 15 м, а глубина достигала около 30 м [16]. В случае развития и уплотнения снежника возмо-

жен подпор озера, что приведёт к формированию существенного прорывного паводка.

При выполнении рекогносцировочных работ в сезон 64-й РАЭ (февраль 2019 г.) на п-ове Сторнес было оценено состояние 29 озёр полуострова и на 12 из них обнаружены следы прорывов, произошедших в тёплый сезон 2019 г. По внешним признакам были установлены частичный и полный спуски озёрных вод. К основным прорывоопасным водоёмам п-ова Сторнес можно отнести мелкие водоёмы севернее озёр Феррис, Замёрзшее, Джек, Джилл, Малахит, а также систему озёр Берджесс, Гиллисон и водоём без наименования юго-восточнее оз. Берджесс (см. рис. 2, б). Кроме того, в данном районе экспедиционными сотрудниками 64-й РАЭ были описаны снежные болота, водоснежные потоки и сезонные надледниковые озёра. На поверхности ледника отмечались крупные площадные обводнённые участки и протяжённые потоки, состоящие из смеси воды, снега и фирна. Они не формировали чётких русел и, как правило, перемещались под уклоном в виде слоя. Указанные гидрологические объекты также потенциально прорывоопасны [21].

Обобщая изложенное, можно сделать вывод, что озёра оазиса Холмы Ларсеманн отличаются как частыми прорывами, так и специфичными типами водоёмов, аналогичными внутриледниковым озёрам Долк и Лючия. Большинство нестабильных озёр подпружены многолетними снежниками и прорываются через их толщу или на контакте снега и горных пород, или в приповерхностном, менее уплотнённом слое в результате фильтрации воды, провоцирующей таяние. В случае ледяных плотин прорыв, как правило, происходит в виде перелива через гребень. Периодичность прорывов индивидуальна для каждого озера. Такие водоёмы, как Нелла, Дискашн, Прогресс, Сибторп, Скандретт, прорываются практически каждый год. Озёра Болдер, Ледяное и Долк менее подвержены метеорологическим условиям и сбрасывают воды реже. Для большинства озёр нет возможности оценить периодичность прорыва ввиду малого объёма статистических данных о сбросах озёрных вод в прошлом. Несмотря на то, что за время многолетних наблюдений обнаружены озёра, склонные к прорывным паводкам (см. таблицу), полностью исключить влияние хозяйственной деятельности на участках, примыкающих к ним, нельзя. Тем не менее, мониторинг и возможность прогнозирова-

ния сброса водных масс позволит своевременно отреагировать на это событие и скорректировать планы транспортных операций, минимизировав негативные последствия.

Оазис Ширмахера

Оазис Ширмахера (Schirmacher Oasis) находится в прибрежной части Восточной Антарктиды, на Земле Королевы Мод, и представляет собой участок площадью около 35 км², свободный ото льда и отделённый от моря Лазарева шельфовым ледником Нивлисен шириной около 80 км (рис. 4, а). На территории оазиса насчитывается до 180 пресноводных озёр, сплошной цепью протягивающихся с запада на восток [23–26]. Большинство озёр оазиса имеет ледниковое происхождение. По типу образования озёрных котловин они относятся к эрозионным, поскольку в их формировании преобладала эрозионная деятельность ледника. В отношении водного баланса доминируют водоёмы с перемежающимся стоком или бессточные. Озёра первого типа прорывоопасны, поскольку они дают сток в период высоких вод, т.е. при интенсивном таянии снега и льда. Объём таких водоёмов меняется не только от года к году, что обусловлено различными метеорологическими условиями, но и в течение одного года или даже сезона. Указать точное число «активных» озёр оазиса Ширмахера невозможно. Во-первых, это объясняется тем, что на контакте с ледником и на его поверхности из года в год водные объекты могут то появляться, то исчезать; во-вторых, прорывные паводки случаются и в незаселённых частях оазиса, оставаясь незамеченными. Поэтому далее приводятся только общие сведения о наиболее известных прорывах.

В связи с возможным возникновением опасных ситуаций наблюдение за уровнем режимом озёр этого района началось ещё в 1961 г., во время строительства станции Новолазаревская (тогда изучали режим озёр, расположенных у восточной оконечности оазиса Ширмахера в период с 1961 по 1965 г.). 7 января 1961 г. на оз. Южное произошло быстрое повышение уровня воды, что было вызвано поступлением талых вод из переполненных озёрных котловин, расположенных вдоль ледникового склона (см. рис. 4, б). За семь дней уровень воды поднялся более чем на 3,5 м,

а 13 января 1961 г. водоём прорвался через толщу снежника. Озёрная вода хлынула в район строительства станции Новолазаревская. Для спасения её от затопления был прорыт обводной канал, который отвёл паводковые воды в водоём у станции. Расход потока был не менее 7 м³/с [8].

Озёра, расположенные в окружении станции Новолазаревской, образуя единую гидрологическую систему, также имеют тенденцию прорываться друг в друга. Озёра Верхнее, Смирнова, Поморника, Южное и Станционное сбрасывают излишки водных масс в оз. Глубокое практически ежегодно. Первые прорывы были замечены в начале ноября 1962 г., когда вода из озёр Верхнее и Смирнова перелилась через край и перетекла на ледяной покров оз. Поморника, образовав на нём 20–30-сантиметровый слой воды. В дальнейшем вода стекала в расположенное ниже оз. Глубокое. Летом 1962 г. зарегистрировано, что уровень воды в оз. Глубокое вырос более чем на 3 м. В момент его наибольшего поднятия вода вырабатывает под снежником канал, и её излишки со скоростью 4 м/с сбрасываются в эпишельфовое оз. Привальное [11, 23]. Иногда вода настолько стремительно заполняет котловину оз. Глубокое, что она, не успев разрушить снежник, начинает переливаться через его края, направляясь через каскад других водоёмов к северу [11]. В настоящее время из-за отступления кромки материкового ледника произошло сокращение поступающей талой воды в оз. Верхнее и оно перестало быть прорывоопасным, перейдя в тип бессточных. Отметим, что воду для питьевых и технических нужд на станции Новолазаревская берут именно из оз. Верхнее. Схематически пути сброса озёрных вод у станции Новолазаревская показаны на рис. 4, б. На рис. 4, в приведён снежник, через который в настоящее время прорывается оз. Южное. Сток воды обычно начинается на контакте горных пород и основания снежника без обрушения его кровли.

Ещё одна особенность озёрных котловин оазиса – наличие прибрежных террас [11]. Особенно отчётливо они заметны на берегах оз. Красное, расположенного в 1,5 км к западу от станции Новолазаревская (см. рис. 4, б). В 1970-х годах его глубина была небольшой (около 1 м), но на высоте 2 и 5 м от уровня озера отчётливо прослеживались метки высоких вод, которые лишней раз доказывают периодические прорывы водо-

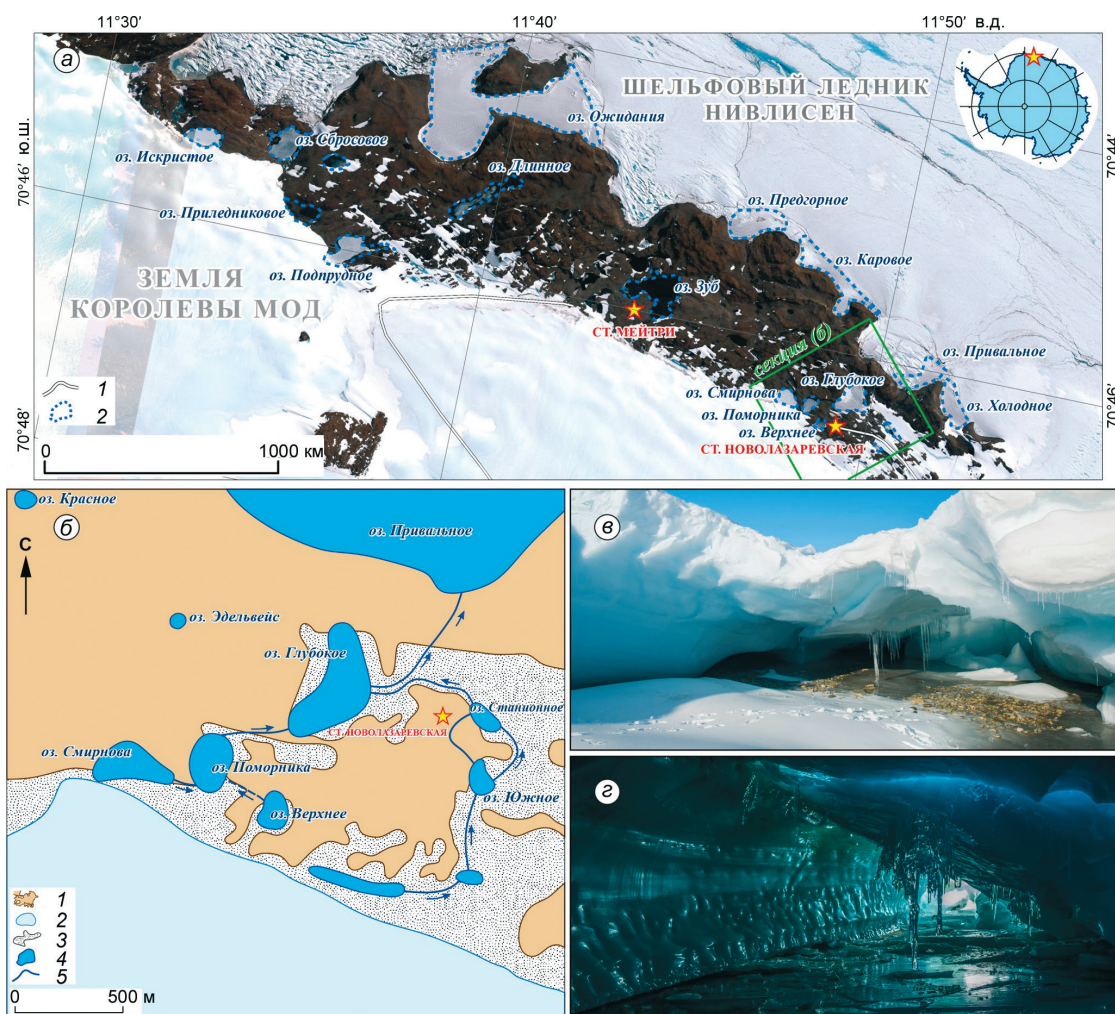


Рис. 4. Район оазиса Ширмахера:

a – аэрофотоснимок оазиса Ширмахера; *б* – схема размещения озёр в районе станции Новолазаревская [11]; *в* – тоннель в снежнике рядом с озером Южное; *г* – тоннель в снежнике между озёрами Подпрудное и Длинное (фотографии Романа Головчина, 2019 г.). На секции *a*: 1 – трассы движения транспортной техники; 2 – примерная береговая линия. На секции *б*: 1 – коренные породы; 2 – ледник; 3 – снежники; 4 – озёра; 5 – временные водотоки

Fig. 4. Schirmacher Oasis:

a – aerial view of the Schirmacher Oasis; *б* – map of the location of lakes near Novolazarevskaya Station [11]; *в* – a tunnel in a snowfield near Lake Yuzhnoye; *г* – a tunnel in a snowfield between Podprudnoye and Dlinnoye lakes (photos by Roman Golovchin, 2019). On section *a*: 1 – logistic routes; 2 – approximate shoreline of lakes. On section *б*: 1 – rock outcrops; 2 – glacier; 3 – snowfield; 4 – lakes; 5 – temporary streams

ёма. К сожалению, более поздние данные о состоянии озера не опубликованы. Нельзя не обратить внимания и на «говорящие» названия, которые даны участниками более ранних экспедиций некоторым водоёмам: озёра Сбросовое, Приледниковое, Подпрудное. На рис. 4, *г* показан тоннель в снежнике между озёрами Подпрудное и Длинное, промытый прорывными потоками воды. Что касается современных наблюдений, то в декабре 2005 г. произошёл ещё один официально задокументированный каскадный

прорыв озёр оазиса Ширмахера. Однако сотрудники зимовочных и сезонных составов станции говорят, что резкие падения уровня воды случаются намного чаще, однако специализированных исследований не ведётся. Учитывая, что станция Новолазаревская – важный логистический центр не только РАЭ, но и всей системы DROMLAN (Dronning Maud Land Air Network) с развитой инфраструктурой и интенсивно эксплуатируемым аэродромом, наблюдения за подобными опасными гидрологическими процес-

сами необходимы, главным образом, с позиций обеспечения безопасности.

Оазис Унтерзее

В 90 км к юго-западу от оазиса Ширмахера, в восточной части массива Вольгат, расположено оз. Унтерзее (Untersee). Его первое рекогносцировочное обследование проводили участники САЭ в начале 1969 г. [27]. Позднее на этом водоёме работало много российских и немецких исследователей [28–30]. Оз. Унтерзее имеет длину около 6,5 км и ширину 2,5 км. Его площадь – 11,4 км², а максимальная глубина – 169 м. Толщина льда не превышает 6 м и, по некоторым оценкам, сохраняется на его поверхности более 100 тыс. лет [28]. Водоём расположен в каровой котловине. Её склоны с запада, юга и востока сочленяются с валунно-щебенчатыми образованиями, представляющими собой древнюю морену напора. На южном берегу расположен ледник Анучина, талая вода которого служит основным источником питания водоёма. Озеро бессточное. По результатам исследований установлено, что крупнообломочные грунты выступают в качестве запрудной плотины для водоёма. Их ежегодное смещение происходит со скоростью от 1,1 до 3,9 м. Моренные отложения на склонах образуют пять хорошо выраженных террасовых уровней: на высоте 30–40 м, 50–60 м, около 100–150 м, 300–350 м и 400–450 м над ур. озера [27]. Вероятно, эти террасы маркируют различные уровни воды оз. Унтерзее, однако подтвердить это предположение пока нельзя и о возможной нестабильности приходится судить только по косвенным геоморфологическим признакам. В настоящее время оз. Унтерзее активно исследуется в рамках Международной программы изучения экологических характеристик специалистами из США, Канады и России [31]. Данных о прорывах водоёма не приводится, поэтому можно сделать вывод, что сейчас вероятность опасных явлений на озере крайне низкая.

Оазисы Молодёжный и Вечерний

В западной части Земли Эндерби (Enderby Land) имеются многочисленные небольшие фрагменты суши, свободные от ледникового покрова. На одном из таких участков в февра-

ле 1962 г. была открыта станция Молодёжная, позже – Антарктический метеорологический центр (АМЦ), а сейчас находится полевая база. Самые крупные и глубокие водоёмы оазиса Молодёжный – озёра Глубокое и Лагерное (рис. 5, а, б), которые по их генезису и преобладающему типу питания относятся к категории прорывоопасных. К одному из первых задокументированных прорывных паводков в этом районе относится резкое падение уровня воды на оз. Лагерное. Отметим, что именно из этого водоёма берут воду для питьевых и технических нужд полевой базы. Критическое значения уровня воды в озере было достигнуто в декабре 1963 г., в результате чего вода начала переливаться через подпруживающую её наледь. Возникший небольшой ручей стремительно увеличивался в размерах и через несколько часов поток был способен прорезать толщу льда, образуя в ней узкое ущелье. К моменту опустошения глубина водоёма составляла 10 м, однако уже через три дня понизилась до 3 м [32]. Руководство станции решило создать сливной канал между озёрами Лагерное и Глубокое для обеспечения бесперебойного оттока излишней воды и предотвращения наполнения водоёма до критического уровня. Работы были выполнены, но сейчас канал от сезонного снега не расчищают и прорывы продолжаются.

Позже остатки подобных тоннелей в снежно-ледовых перемычках были выявлены и на водосборной территории оз. Глубокое. Его прорывы регистрировали в феврале 1962 г. и в июле 1966 г., однако были они не столь масштабными [33]. Тем не менее, через семь лет после своего открытия станция Молодёжная понесла значительный ущерб из-за более мощного прорыва вод оз. Глубокое. Катастрофическое переполнение водоёма произошло 18 января 1969 г., что вызвало значительные изменения в ландшафте оазиса. В связи со случившимся в том же году были организованы гидрологические наблюдения, основные задачи которых – изучение водного, ледового и термического режима водоёмов, а также составление прогноза последующих прорывов [33].

За многолетний период, начиная с 1969 г. по настоящее время, прорывы оз. Глубокое происходят с интервалом 7–10 лет. При этом уровень озера в среднем понижается на 6 м за 2–3 суток [34]. По информации сотрудников зимовочного и сезонного составов станции Моло-

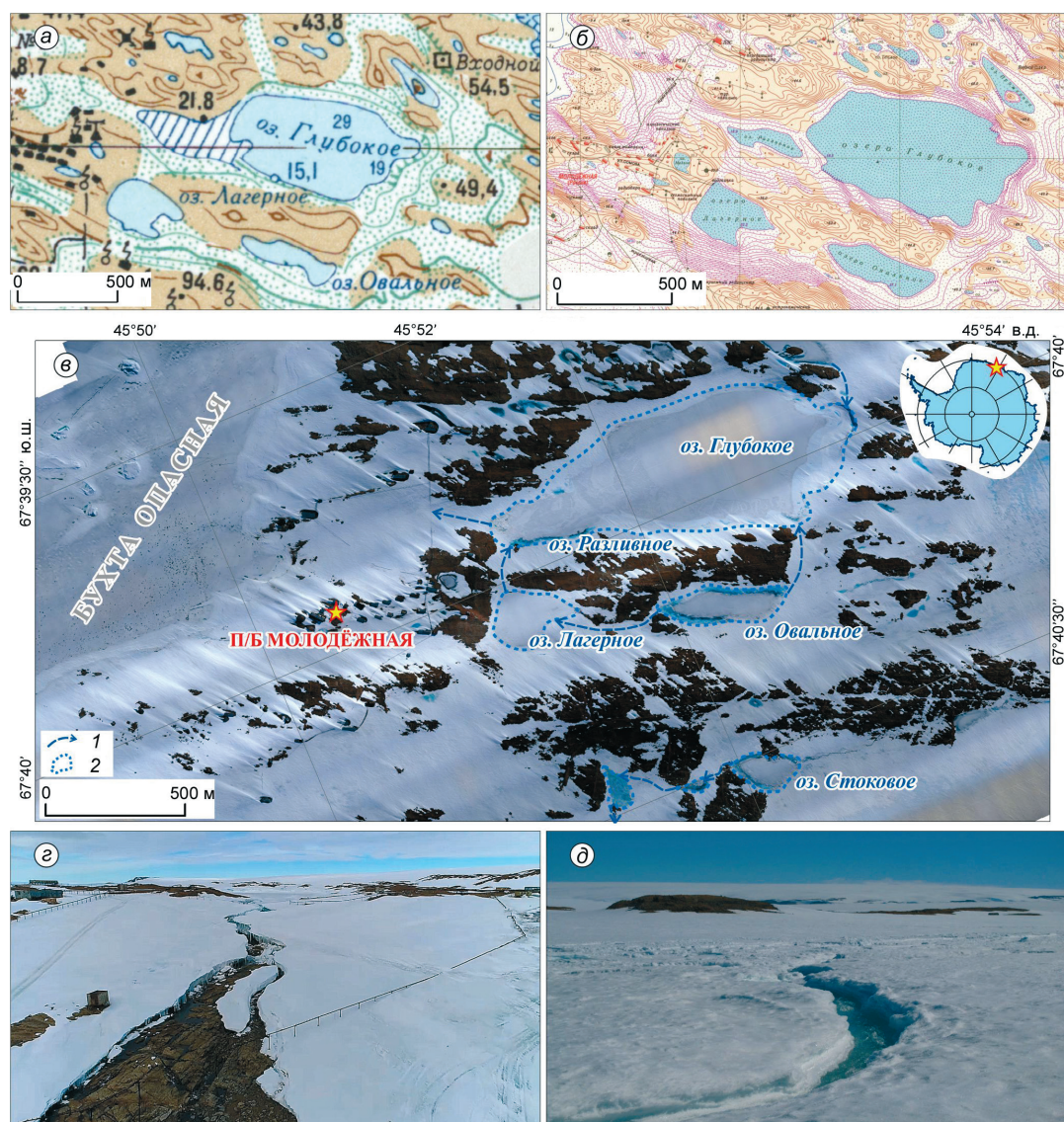


Рис. 5. Район полевой базы Молодёжная:

a – на топографической карте в масштабе 1:50 000 [35]; *b* – в Атласе океанов в масштабе 1:10 000 [36]; *c* – на ортофото-снимке в январе 2017 г. (Д.В. Фёдоров); *z* – результат прорыва озёр Глубокое и Разливное; *d* – ручей из оз. Стоковое. На секции *e*: 1 – каналы; 2 – примерная береговая линия озёр

Fig. 5. The area of the Molodezhnaya field base:

a – on a topographic map at a scale of 1: 50,000 [35]; *b* – in the Atlas of Oceans at a scale of 1: 10,000 [36], and *c* – on a drone image by D.V. Fedorov, January 2017; *z* – the result of the outburst of lakes Glubokoe and Razlivnoe; *d* – a stream on the glacier from Lake Stokovoe. On section *e*: 1 – channels; 2 – approximate shoreline of lakes

дёрная, последующие прорывы происходили в 1988, 1997, 2006 и 2018 гг. Анализируя картографические материалы, можно также заметить, что на ранних схемах в непосредственной близости от оз. Глубокое водоём отсутствует. На других, более поздних картах (см. рис. 5, *a–c*), рядом с ним появляется либо зона затопления, либо обособленное оз. Разливное. На некоторых схемах эти озёра представлены в виде единого водоёма [35, 36].

Последний вариант можно расценивать в качестве маркера к скорому прорыву озёрных вод.

Подтверждение выдвинутого предположения не заставило себя долго ждать. В конце января 2018 г. произошёл прорыв водных масс предположительно уже из системы озёр Разливное – Глубокое. Согласно оперативной сводке об основных экспедиционных событиях и операциях РАЭ, опорожнение водоёмов началось утром

Массив Фишер

19 января и продолжалось вплоть до 23 января. Мощным потоком, ширина которого составляла около 10 м, было снесено несколько железных опор эстакады (см. рис. 5, з). В результате прорыва оз. Разливное вновь полностью опустошилось. В декабре 2018 г. котловина бывшего водоёма была заполнена сезонным снегом. Падение уровня воды на оз. Глубокое оценено в 9,5 м [21].

Ещё одна прорывоопасная система у полевой базы Молодёжная – оз. Стоковое и несколько небольших водоёмов, расположенных ниже по склону (рис. 5, в). Последовательное разрушение снежных перемычек происходит, как правило, в период антарктического лета, в результате чего на пути от озёр до бухты образуется ручей «Авиационный» (А.В. Долгих, частное сообщение). Водоток начинает формироваться в приповерхностном снежно-фирновом слое и постепенно прорезает себе чёткое русло, на время прекращая работу взлётно-посадочной полосы полевой базы (см. рис. 5, д).

Описывая прорывы озёр Земли Эндерби, нельзя не упомянуть об оазисе Гора Вечерняя. Возобновление интереса к этому району связано со строительством Белорусской антарктической экспедицией одноимённой зимовочной станции. В некоторой близости от новых строений находятся два небольших водоёма: озёра Верхнее и Нижнее [37]. Согласно информации от сотрудников Белорусской антарктической экспедиции, первое из них – неглубокое (до 2 м) и часто опорожняется (Ю.Г. Гигиняк, частное сообщение). Глубина второго – около 5–6 м, а его потенциальные прорывы могут значительно повлиять на инфраструктуру новой полевой базы, учитывая то обстоятельство, что именно из этого водоёма берут воду для хозяйственно-питьевого обеспечения станции Гора Вечерняя.

Подводя итог, отметим, что большинство озёр оазисов Молодёжный и Вечерний гидравлически связаны и образуют динамичную систему. Прорывы водоёмов происходят, как правило, через снежники или наледи с образованием тоннелей, похожих на глубокие ущелья, или поверхностных временных неглубоких водотоков, перемещающихся в ледяном русле. Чаще всего сброс воды начинается через приповерхностный снежно-фирновый слой, затем энергия текущей воды постепенно вырабатывает русло вплоть до каменного основания. Прорывы озёрных вод случаются в основном во второй половине января.

Резкие опустошения крупных озёр случаются и в достаточно удалённых от побережья горных районах Антарктиды. Показательный пример – исчезновение крупного озера в районе массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида). Массив Фишер – одно из крупнейших обнажений, расположенных в центральной части гор Принс-Чарльз. Его площадь около 300 км². В январе–феврале 1991 г. (36-я САЭ) отечественными исследователями было обнаружено сухое ложе крупного озера, расположенного на границе горного массива Фишер и выводного ледника Ламберта. С одной стороны ложе имело каменные, а с другой – ледяные берега. Его размеры были значительны: не менее 15 км в длину и 150–500 м в ширину [38]. Согласно топографической карте 1974 г. [39], абсолютные высотные отметки уровня поверхности озера составляли 88–95 м. Наличие водоёма также было зафиксировано на аэрофотоснимках 1972 г. В работе [38] указывается, что в период полевых работ в феврале 1986 г. и декабре 1988 г. озеро ещё существовало. В январе 1991 г. ложе водоёма оказалось полностью опустошённым. Глубина депрессии составила 25–35 м. Прежний уровень водной поверхности был зафиксирован на коренном склоне массива в виде узкой кромки припайного льда. На момент 1991 г. дно бывшего водоёма частично было заполнено цепью небольших озёрков глубиной от 0,5 до 1,5 м. Борты депрессии и дно перекрыты крупными (2–8 м в поперечнике) глыбами льда, вероятно, остатками обрушившегося озёрного ледяного покрова.

Прорыв этого озера представляется следующим образом. Первоначальный сброс воды и обрушение льда по всей видимости произошли летом 1989/90 г. Причиной прорыва могли служить подвижки ледника и образовавшиеся в его теле трещины и полости. Позднее, осенью и зимой, каналы были закупорены снегом. Интенсивное таяние в период антарктического лета в совокупности с водотоками со склонов массива и ледника привело к образованию нового озера с уровнем водной поверхности на 8 м ниже, чем было раньше. Давление воды или новые подвижки ледника прорвали заторы, и водоём снова спустился [38].

Оазис Вестфолль

Холмы Вестфолль (Vestfold Hills) расположены на восточной стороне залива Прюдс и занимают площадь около 400 км² [40]. На рассматриваемой территории имеется около ста озёр, глубина одного из них – оз. Крокед (Crooked Lake) – достигает 140 м [41, 42]. Некоторые из водоёмов подпружены ледниками и сезонными снежниками и имеют тенденцию к сбросу воды. К. Бронж, описывая сток в руч. Тирни (Tierney Creek) из приледникового оз. Челнок (Chelnok Lake), зарегистрированный антарктическим летом 1987–1988 гг., показал, как прорывы связаны с изменением метеорологических условий [41, 43]. Он установил, что прорывные паводки, формирующиеся в первую половину сезона таяния (начало лета), больше зависят от величины солнечного излучения, а прорывы второй половины тёплого сезона – от температуры воздуха. Однако Дж. Колбек описал случай, не соответствующий этому предположению [44]. Он наблюдал резкое увеличение расходов воды в реке Эллис-Рэпидс (Ellis Rapids) с 15 по 20 января 1976 г., предположительно связанное с переливом через край оз. Крокед, расположенного выше по течению. В целом, естественные плотины, перекрывающие озёра оазиса Вестфолль, формируются в результате преобразования сезонного снега в фирн и лёд в результате насыщения талой водой с последующим уплотнением или замерзанием в теле плотины в холодный период. Так, в районе оз. Крокед существует система из пяти озёр, не имеющих названия, которая периодически перекрывается тремя подобными ледяными дамбами, накапливая в общей сложности более $1,5 \times 10^6$ м³ воды. Режим разрушения этих плотин и скорость сброса озёр не были известны до января 1993 г., когда две из имеющихся перемычек обрушились, что привело к наводнению с максимальным расходом воды около 8 м³/с по направлению к оз. Крокед [45]. В среднем дамбы характеризовались шириной от 30 до 100 м, длиной 100–200 м и глубиной от 5 до 20 м, а понижение уровней воды в водоёмах достигало 5 м. Кроме того, исследователи обнаружили большие дельты при впадении в оз. Крокед, которые были сформированы мощными наводнениями, значительно сильнее наблюдавшегося в 1993 г. Тогда водный поток принёс некоторое количество мелкозернистых

осадков, но в целом смыва горных пород со дна и берегов не было. Следовательно, с большой долей вероятности, в прошлом возникали гораздо более крупные прорывные потоки, которые могли формировать подобные дельты.

Оазис Бангера

Оазис Бангера (Bunger Hills) расположен в западной части Земли Уилкса (Wilkes Land) Восточной Антарктиды. Свободная ото льда территория со всех сторон окружена ледниками. С севера оазис отделён от непосредственного контакта с океаном шельфовым ледником Шеклтона, на западе, юго-западе и юге его территорию обрамляют выводные ледники Апфела и Эдисто, а юго-восточные и восточные части ограничивает склон Антарктического ледникового щита. Площадь оазиса Бангера – около 450 км². На его территории находятся глубокие эпишельфовые водоёмы, в разной степени гидравлически связанные с океаном. Самый крупный по размерам и наиболее глубокий водоём – оз. Фигурное. Оно расположено в тектонической трещине с крутыми обрывистыми берегами. Максимальная глубина водоёма достигает 137 м, а длина составляет около 25 км. Оз. Фигурное – проточное, сбрасывающее талые воды восточной окраины водосбора на северо-западе в залив Транскрипции. Режим водоёма, помимо таяния льда и снега на склоне материкового ледника, определяется также периодическими сбросами воды из оз. Далёкое. По наблюдениям 1987–1990 гг., прорывные сбросы вод в оз. Фигурное происходят через год. В 1987 г. талые ледниковые воды, скопившиеся в оз. Далёкое, промыли каньон в снежно-ледяной подпруживающей плотине и хлынули через узкую долину в оз. Фигурное. При этом уровень в оз. Далёкое в течение суток понизился на 5 м [46]. К сожалению, ввиду отсутствия специальных наблюдений собрано мало сведений об опасных гидрологических явлениях этого оазиса.

Сухие Долины

Сухие Долины Мак-Мёрдо – самый большой свободный ото льда регион на антарктическом континенте, который занимает территорию около 4800 км². Долины свободны ото льда

главным образом потому, что Трансантарктические горы блокируют поток льда из центральных районов. Кроме того, на этой территории выпадает очень мало осадков (менее 10 см/год в виде снега), а низкое альbedo поверхности в сочетании с относительно тёплыми сухими ветрами приводит к чрезвычайно засушливым условиям. Несмотря на такие условия, в Сухих Долинах находится много озёр. Четыре больших водоёма расположены в двух долинах Тейлор (Taylor) и Райт (Wright): три водоёма – Фрикселл (Fryxell), Хоар (Hoare) и Бонни (Bonney) в первой из них и озеро Ванда (Vanda) – во второй [47].

Относительно режима озёр Сухих Долин известно, что уровни воды в замкнутых водосборных бассейнах значительно менялись в течение позднего четвертичного периода вследствие климатических изменений, влияющих на режим испарения, и ледниковых колебаний, приводящих к изменению их доли на водосборах [48]. В работе [49] рассматривается чувствительность озёр Сухих Долин к изменениям местного климата на примере оз. Бонни. Уровень этого водоёма стабильно поднимался на 12 м с 1903 по 1970 г. Исследователи пришли к выводу, что для объяснения такого повышения требуется среднее увеличение стока примерно на 4% в год. Установлено, что уровенный режим оз. Бонни более чувствителен к тёплым периодам, чем уровенный режим на озёрах Хоар и Фрикселл в результате большей суммарной площади ледников на водосборе. В свою очередь уровень оз. Фрикселл более чувствителен к потерям при охлаждении и испарении. Уровень воды в нём с 1992 по 2001 г. снижался со скоростью 76 мм/год, в то время как уровни воды озёр Бонни и Хоара – со скоростью 51 и 45 мм/год соответственно (неопубликованные данные). Этот период уменьшения уровней был прерван аномально тёплым антарктическим летом 2001/02 г., когда образовалось значительное количество талой воды и были восстановлены потери воды за предыдущие 14 лет. В работе [50] этот сезон был назван как «год паводка».

В статье [51] авторы описали климатическую историю Сухих Долин Мак-Мёрдо за последние два тысячелетия, основываясь на данных по стабильным изотопам для вод озёр юга Земли Виктории. Они, в частности, выдвинули предположение, что примерно 1200 лет назад оз. Хоар было или опустошено, или ещё не существовало.

Они пришли к такому выводу, анализируя отношение ^{36}Cl в водной толще этого водоёма, которое показывало, что его поверхностные и придонные водные массы относительно «молодые» в отличие от близлежащих озёр Бонни и Фрикселл [52]. Другие независимые данные – измерение ^{14}C [53] – также указывали на возраст воды в водоёме от 1000 до 2500 лет. Однако природа исчезновения водоёма не установлена. Согласно [51], это могло быть как полное испарение воды, так и её дренирование.

Кроме того, в районе Сухих Долин обнаружены аналоги внутриледниковых озёр. Подповерхностные водоёмы были найдены при строительстве аэродрома, расположенного на леднике в западной части шельфового ледника Мак-Мёрдо. Они залегали под участками так называемого «голубого льда» и не прослеживались при обычном визуальном осмотре, характеризовались глубиной от 1,0 до 1,5 м и охватывали округлые участки диаметром от 10 до 15 м. Начиная с середины декабря, толщина льда над озёрами уменьшалась с 30 или 40 см до 7 см, что создавало серьёзную опасность для полётов воздушных судов [54]. При продвижении на запад, в сторону Земли Виктории, поверхностные талые воды становились всё более распространёнными в виде открытых водоёмов и поверхностного стока талых вод. В настоящее время вопрос о существовании других крупных обособленных озёр непосредственно внутри толщи ледников остаётся открытым из-за сложности их обнаружения.

Заключение

Прорывные паводки на озёрах, связанных с оледенением, продолжают оставаться одними из основных опасных гидрологических явлений. Представленный обзор показывает, что подобные события случаются во многих оазисах Восточной Антарктиды. С большой долей вероятности опустошения озёр происходят намного чаще, чем нам известно, но из-за особенностей континента исследователи их часто не замечают.

В плане опасных гидрологических и гляциологических процессов наиболее изучена территория Холмов Ларсеманн. Это объясняется регулярными научными и инженерными исследованиями, посвящёнными обеспечению без-

опасности транспортных операций Российской антарктической экспедиции, начиная с 2016 г. (62-я РАЭ) вплоть до настоящего времени [15, 55–57]. По результатам работ установлено, что большинство озёр вблизи объектов инфраструктуры антарктической экспедиции перегорожены снежниками и ледником и относятся к категории прорывоопасных [9, 56]. Чаще паводки на озёрах оазиса формируются в результате обводнения и разрушения снежных плотин. Прорывы через ледяные перемычки происходят реже, как правило, в результате перелива через гребень. Периодичность сброса озёрных вод определяется главным образом метеорологическими условиями и варьирует от одного года до нескольких лет. Теоретически прорывы должны происходить в наиболее тёплые годы после накопления значительных объёмов воды в озёрных котловинах. Однако для отдельных озёр это предположение не подтверждается. Так, предпосылки к прорывам озёр Болдер, Ледяное и Долк создаются не за один год, а в течение нескольких тёплых лет [18]. Для множества водоёмов установить периодичность сброса воды невозможно из-за отсутствия статистических сведений об их режиме в прошлом. Тем не менее, накопленных данных уже достаточно для выяснения закономерностей формирования каналов стока в теле снежно-ледовых плотин, а также оценки критического уровня детально изученных озёр. Невозможность исключения логистических операций на участках, подверженных воздействию прорывных паводков, ставит перед исследователями острую необходимость разработки методик своевременного прогнозирования прорывных явлений в этом районе.

Относительно хорошо изучены опасные гидрологические явления оазисов Ширмахера и Молодёжный. Большинство озёр оазиса Ширмахера имеет ледниковое происхождение и относится к прорывоопасным. Их объёмы существенно изменяются не только от года к году, что обусловлено различными метеорологическими условиями, но и в течение одного года или даже сезона. Первые прорывные паводки достигли исследователей ещё во времена строительства станции Новолазаревская [8]. Изучение уровня режима «активных» озёр началось ещё в 1960-х годах. Заметим, что в оазисе Ширмахера, наряду с прорывами озёр через толщу снежно-ледовой плотины, часто случаются сбросы воды в виде перелива. Это объясняется

тем, что талые воды настолько стремительно поступают в озёрные котловины, что снежно-ледовые перемычки не успевают разрушиться.

В настоящее время прорывы продолжаются, но установить их периодичность для большинства озёр, особенно удалённых от станции Новолазаревская, очень сложно из-за малого числа публикуемых сведений. Тем не менее, случающиеся прорывные паводки вынуждают их учитывать при планировании экспедиционных операций. Сейчас станция Новолазаревская – важный логистический центр не только РАЭ, но и всей системы DROMLAN, а также крупная научная база, где выполняется множество круглогодичных и сезонных исследовательских программ. Эта территория имеет развитую инфраструктуру и интенсивно эксплуатируемый аэродром, на котором принимаются самолёты, совершающие транс-континентальные перелёты. Важный аспект своевременного выполнения всех задач за короткий период антарктического лета – обеспечение безопасности транспортных операций, что вызывает необходимость наблюдений за опасными гидрологическими и гляциологическими явлениями: прорывами озёр, просадками ледника, формированием зон трещин и временных водотоков и т.п.

Станция Молодёжная, расположенная в одноименном оазисе, была крупным научным центром с начала 1960-х до начала 1990-х годов, и изучение прорывов озёр здесь имело важное прикладное значение. Это объясняет большой объём накопленного материала о прорывных паводках. За указанный временной интервал исследователям удалось установить периодичность прорывов крупнейших озёр оазиса и выявить основные механизмы образования прорывных каналов стока. Так, было показано, что самый крупный водоём – оз. Глубокое – сбрасывает избыточный объём с периодом раз в 7–10 лет, а прорывной паводок формируется в результате перелива воды через поверхность наваянного снежника с последующим образованием прорана глубиной не менее 7 м. Продолжительность прохождения прорывного паводка обычно не превышала 2,5–3 суток [34]. При этом на мелководных озёрах сброс избыточного объёма может длиться всего несколько часов. В настоящее время, несмотря на климатические изменения, прорывы озёр Глубокого и Разливного не становятся чаще. Отметим также, что именно в оазисе Молодёж-

ный на одном из озёр в районе станции было создано гидротехническое сооружение, призванное обеспечивать бесперебойный отток водных масс из озера, предотвращая их накопление [32].

В других антарктических оазисах опасные гидрологические явления изучены слабее, что объясняется отсутствием специальных изысканий. Для этих районов сведения о прорывах были получены, как правило, случайно – в ходе реализации других научных задач. Как и в других районах, прорывы здесь происходили или из-за размыва и разрушения снежно-ледовой плотины под влиянием фильтрующейся озёрной воды, или в результате перелива воды через гребень с последующей выработкой поверхностного канала стока.

Несмотря на прогресс в понимании эволюции динамичных ледниковых озёр, остаётся ряд серьёзных проблем, которые необходимо преодолеть, чтобы расширить знания о формировании и протекании прорывных паводков. Как показывает опыт автора и его коллег, изучение прорывов озёр не только в Антарктиде, но и в других областях оледенения невозможно проводить только классическими гидрологическими методами. Существенную помощь оказывают дистанционные методы, в частности геофизические, которые дают возможность выявить изменения в теле подпруживающих снежников и ледников [15], а также математическое моделирование, позволяющее оценить основные параметры паводков и предположить время их возникновения [58–62]. Кроме того, крайне важно проследить климатическую изменчивость в районах оазисов и установить механизмы воздействия климата на озёрные

системы. Именно такая организация работ и привлечение дополнительных методов исследования, помимо сбора и обработки полевых данных, позволит в дальнейшем усовершенствовать методы прогнозов прорывов водоёмов.

Благодарности. Автор выражает благодарность своим коллегам С.Д. Григорьевой, Г.А. Дешевых, Э.Р. Киньябаевой, М.Р. Кузнецовой, С.В. Попову, Е.В. Рыжовой, А.А. Сухановой и А.А. Четверовой за помощь в проведении полевых исследований и предоставление результатов полевых работ. Также автор признателен Г.В. Пряхиной и двум анонимным рецензентам за помощь в улучшении текста статьи. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта № 20-05-00343 «Выявление особенностей протекания процесса прорыва озёр оазисов Антарктиды на основе данных полевых исследований и математического моделирования».

Acknowledgments. The author is grateful to colleagues S.D. Grigorieva, G.A. Deshevykh, E.R. Kinniabaeva, M.R. Kuznetsova, S.V. Popov, E.V. Ryzhova, A.A. Sukhanova, A.A. Chetverova for their assistance in the field investigations and for the results of field research. The author is also grateful to G.V. Pryakhina and two anonymous reviewers for their help in improving the text of the article. This study was supported by the Russian Foundation for Basic Research within the framework of the project № 20-05-00343 «Identification of the main features of outbursts at the lakes of Antarctic oases based on the fieldwork data and mathematical modeling».

Литература

1. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap 2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 375–393. doi: 10.5194/tc-7-375-2013.

References

1. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Catania G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F.J., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Krabill W., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Leuschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirizzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness data sets for Antarctica. *Cryosphere*. 2013, 7: 375–393. doi: 10.5194/tc-7-375-2013.
2. Van Wessem J.M., Reijmer C.H., Morlighem M., Mouginot J., Rignot E., Medley B., Joughin I., Wouters B., Depoorter

2. Van Wessem J.M., Reijmer C.H., Morlighem M., Mougnot J., Rignot E., Medley B., Joughin I., Wouters B., Depoorter M.A., Bamber J.L., Lenaerts J.T.M., Van De 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.
3. Van Wessem J.M., Jan Van De Berg W., Noël B.P. et al. Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using *racmo2*: Part 2: Antarctica (1979–2016) // *Cryosphere*. 2018. V. 12. № 4. P. 1479–1498.
4. Сократова И.Н. Гидрологические исследования в антарктических оазисах // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 3. С. 91–103.
5. Сократова И.Н. Антарктические оазисы. СПб.: ААНИИ, 2010. 274 с.
6. Howat I.M., Porter C., Smith B.E., Noh M.J., Morin P. The Reference Elevation Model of Antarctica // *Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 665–674. doi.org/10.5194/tc-13-665-2019.
7. Antarctic Digital Database (ADD), Version 7.0, January 2016. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.
8. Аверьянов В. Наводнение на станции Новолазаревской // *Информ. бюл. САЭ*. 1965. № 52. С. 53–74.
9. Боронина А.С., Четверова А.А., Попов С.В., Пряхина Г.В. Обзор потенциально прорывоопасных озёр и последствия прохождения их паводков в районах холмов Тала и Ларсеманн (Восточная Антарктида) // II Всерос. науч.-практич. конф. «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России», 5–7 июня 2019 г. Иркутск, 2019. С. 307–318.
10. Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes. Antarctic Division Australia, 1990. № 74. 173 p.
11. Симонов И.М. Оазисы Восточной Антарктиды. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 176 с.
12. Отчёт о работе станции Прогресс, 48 Российская Антарктическая экспедиция. СПб. Архив ФГБУ ААНИИ. 2004. инв. № О-3553. 204 с.
13. Дворников Ю.А., Евдокимов А.А. Научно-технический отчёт по программе гидроэкологических исследований на станции Прогресс в сезонный период 62-й РАЭ. СПб.: Фонды ААНИИ, 2017. 50 с.
14. Пряхина Г.В., Четверова А.А., Григорьева С.Д., Боронина А.С., Попов С.В. Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 4. С. 613–622. doi.org/10.31857/S2076673420040065.
15. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р., Попов С.В., Кашкевич М.П. Строение снежно-ледовых перемычек прорывных озёр полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 2. С. 291–300. doi.org/10.31857/S2076673421020089.
16. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р. Полевой отчёт о работах отряда инженерных изысканий в сезон 65-й РАЭ. СПб.: Фонды ААНИИ, 2020. 170 с.
17. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dălk Glacier, East Antarctica. *Ice and Snow*. 2017, 57 (3): 427–432.
18. M.A., Bamber J.L., Lenaerts J.T.M., Van De 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.
19. Van Wessem J.M., Jan Van De Berg W., Noël B.P. et al. Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using *racmo2*: Part 2: Antarctica (1979–2016). *Cryosphere*. 2018, 12 (4): 1479–1498.
20. Sokratova I.N. Hydrological research in Antarctic oases. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2011, 3: 91–103. [In Russian].
21. Sokratova I.N. *Antarkticheskie oazisy*. Antarctic oases. St. Petersburg: AANII, 2010: 274 p. [In Russian].
22. Howat I.M., Porter C., Smith B.E., Noh M.J., Morin P. The Reference Elevation Model of Antarctica. *Cryosphere*. 2019, 13: 665–674. doi.org/10.5194/tc-13-665-2019.
23. Antarctic Digital Database (ADD), Version 7.0, January 2016. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.
24. Averyanov V. Flood at Novolazarevskaya station. *Inform. Byull. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1965, 52: 53–74. [In Russian].
25. Boronina A.S., Chetverova A.A., Popov S.V., Pryakhina G.V. Overview of potentially outburst lakes and the consequences of floods in the Hills of Tala and Larsemann (East Antarctica). *II Vserossiyskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya «Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii»*, 5–7 iyunya 2019 g. Proc. of the II All-Russian Scientific and Practical Conf. «Modern Trends and Prospects for the Development of Hydrometeorology in Russia», June 5–7, 2019. Irkutsk, 2019: 307–318. [In Russian].
26. Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes. Antarctic Division Australia. 1990, 74: 173 p.
27. Simonov I.M. *Oazisy Vostochnoy Antarktity*. Oases of East Antarctica. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971: 176 p. [In Russian].
28. *Otchyot o rabote stantsii Progress, 48 Rossiyskaya Antarkticheskaya ehkspeditsiya*. A report on the work at Progress station, 48nd Russian Antarctic Expedition. St. Petersburg: Archive FGBU AARI. 2004, inv. No. O-3553: 204 p. [In Russian].
29. Dvornikov Yu.A., Evdokimov A.A. *Nauchno-tekhnicheskii otchet po programme gidroekologicheskikh issledovaniy na stantsii Progress v sezonnyy period 62-j RAE*. Scientific and technical report on the program of hydroecological studies at Progress Station during the seasonal period of the 62nd RAE. St. Petersburg: Archive FGBU AARI, 2017: 50 p. [In Russian].
30. Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Grigorieva S.D., Boronina A.S., Popov S.V. Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 613–622. doi.org/10.31857/S2076673420040065. [In Russian].
31. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R., Popov S.V., Kashkevich M.P. Structure of snow-ice dams of the outburst lakes in the Broknes Peninsula (Larsemann Hills, East Antarctica) based on groundpenetrating radar data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (2): 291–300. doi.org/10.31857/S2076673421020089. [In Russian].
32. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R. *Polevoy otchet o robotakh otryada inzhenernykh izyskaniy v sezon 65-y RAE*. Field report on the work of the engineering survey team during the 65th RAE season. St. Petersburg: Archive FGBU AARI, 2020: 170 p. [In Russian].
33. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dălk Glacier, East Antarctica. *Ice and Snow*. 2017, 57 (3): 427–432.

- cier, East Antarctica // *Ice and Snow*. 2017. V. 57. № 3. P. 427–432.
18. *Boronina A., Popov S., Pryakhina G., Chetverova A., Ryzhova E., Grigoreva S.* Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // *Journ. of Glaciology*. 2021. V. 67. № 266. P. 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
 19. Antarctic Xiehe Peninsula orthophoto. Scale 1:4000. Heilongjiang Polar Engineering Center of Surveying & Mapping and Heilongjiang Institute of Geomatics Engineering. China, 2006.
 20. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, Scale 1:25 000. Australian Antarctic Division, 2015.
 21. *Григорьева С.Д., Дешевых Г.А., Рыжова Е.В., Четверова А.А.* Полевой отчёт о проведении ледоисследовательских изысканий в районе российских антарктических станций Прогресс, Мирный, Новолазаревская и полевых баз Молодёжная, Оазис Бангера в сезон 64-й РАЭ. Т. I. Работы гидролого-геофизической группы в районе станции Прогресс и полевой базы Молодёжная. СПб.: Фонды ААНИИ, 2019. 62 с.
 22. *Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В.* Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 39–48. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
 23. *Симонов И.М., Федотов В.И.* Озера оазиса Ширмахера // *Информ. бюл. САЭ*. 1964. № 47. С. 19–23.
 24. *Ingole B.S., Parulekar A.H.* Limnology of freshwater lakes of Schirmacher Oasis, East Antarctica // *Proc. of the Indian National Science Academy*. 1993. V. 59. № 6. P. 589–600.
 25. *Ravindra R., Chaturvedi A., Beg M.J.* Melt water lakes of Schirmacher Oasis-their genetic aspects and classification // *Advances in Marine and Antarctic Sciences*. 2002. P. 301–313.
 26. *Phartiyal B., Sharma A., Bera S.K.* Glacial lakes and geomorphological evolution of Schirmacher Oasis, East Antarctica, during late quaternary // *Quaternary Intern.* 2011. V. 235. № 1–2. P. 128–136.
 27. *Косенко Н.Г., Колобов Д.Д.* Обследование озера Унтер-Зе // *Информ. бюл. САЭ*. 1970. № 79. С. 65–69.
 28. *Hermichen W.-D., Kowski P., Wand U.* Lake Untersee, a first isotope study of the largest freshwater lake in the interior of East Antarctica // *Nature*. 1985. V. 315. № 6015. P. 131–133.
 29. *Wand U., Schwarz G., Bruggemann E., Brauer K.* Evidence for physical and chemical stratification in Lake Untersee (central Dronning Maud Land, East Antarctica) // *Antarctic Science*. 1997. V. 9. № 1. P. 43–45. doi.org/10.1017/S0954102097000060.
 30. *Andreev M., Andersen D., Kurbatova L., Smirnova S., Chaplygina O.* Lichens, bryophytes and terrestrial algae of the Lake Untersee Oasis (Wohlthat Massiv, Dronning Maud Land, Antarctica) // *Czech Polar Reports*. 2020. Т. 10. № 2. С. 203–225.
 31. *Андреев М.П.* Изучение наземной флоры в горном оазисе озера Унтерзее в массиве Вольтат, Земля Королевы Мод, Антарктида в ноябре–декабре 2018 года // *Российские полярные исследования*. 2019. № 20. С. 28–31.
 32. *Вайгачев А.З.* Прорыв ледяной плотины озера Лагерного // *Информ. бюл. САЭ*. 1965. № 54. С. 58.
 18. *Boronina A., Popov S., Pryakhina G., Chetverova A., Ryzhova E., Grigoreva S.* Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity. *Journ. of Glaciology*. 2021, 67 (266): 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
 19. Antarctic Xiehe Peninsula orthophoto. Scale 1:4000. Heilongjiang Polar Engineering Center of Surveying & Mapping and Heilongjiang Institute of Geomatics Engineering. China, 2006.
 20. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, Scale 1:25 000. Australian Antarctic Division.
 21. *Grigoreva S.D., Deshevych G.A., Ryzhova E.V., Chetverova A.A.* Polevoy otchet o provedenii ledoissledovatel'skikh izyskaniy v rayone rossyiskikh antarkticheskikh stantsiy Progress, Mirnyy, Novolazarevskaya i polevykh baz Molodezhnaya, Oazis Bangera v sezon 64-y RAE. Tom I. Raboty gidrologo-geofizicheskoy gruppy v rayone stantsii Progress I polevoy bazy Molodezhnaya. Field report on research surveys in the area of the Russian Antarctic stations: Progress, Mirny, Novolazarevskaya and field bases Molodezhnaya, Banger Oasis during the 64th RAE season. V. I. Study of the hydrological-geophysical group in the area of Progress Station and the Molodezhnaya field base. St. Petersburg: Archive FGBU AARI, 2019: 62 p. [In Russian].
 22. *Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V.* Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 39–48. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
 23. *Simonov I.M., Fedotov V.I.* Schirmacher oasis lakes. *Inform. byull. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1964, 47: 19–23. [In Russian].
 24. *Ingole B.S., Parulekar A.H.* Limnology of freshwater lakes of Schirmacher Oasis, East Antarctica. *Proceedings of the Indian National Science Academy*. 1993, 59 (6): 589–600.
 25. *Ravindra R., Chaturvedi A., Beg, M.J.* Melt water lakes of Schirmacher Oasis-their genetic aspects and classification. *Advances in Marine and Antarctic Sciences*. 2002: 301–313.
 26. *Phartiyal B., Sharma A., Bera S.K.* Glacial lakes and geomorphological evolution of Schirmacher Oasis, East Antarctica, during late quaternary. *Quaternary Intern.* 2011, 235 (1–2): 128–136.
 27. *Kosenko N.G., Kolobov D.D.* Survey of Lake Untersee. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1970, 79: 65–69. [In Russian].
 28. *Hermichen W.-D., Kowski P., Wand U.* Lake Untersee, a first isotope study of the largest freshwater lake in the interior of East Antarctica. *Nature*. 1985, 315 (6015): 131–133.
 29. *Wand U., Schwarz G., Bruggemann E., Brauer K.* Evidence for physical and chemical stratification in Lake Untersee (central Dronning Maud Land, East Antarctica). *Antarctic Science*. 1997, 9 (1): 43–45. doi.org/10.1017/S0954102097000060.
 30. *Andreev M., Andersen D., Kurbatova L., Smirnova S., Chaplygina O.* Lichens, bryophytes and terrestrial algae of the Lake Untersee Oasis (Wohlthat Massiv, Dronning Maud Land, Antarctica). *Czech Polar Reports*. 2020, 10 (2): 203–225.
 31. *Andreev M.* Study of terrestrial flora in the Lake Untersee oasis (Voltat Massif, Queen Maud Land, Antarctica) in November – December 2018. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian polar research. 2019, 20: 28–31. [In Russian].
 32. *Vaigachev A.Z.* Breakthrough of ice dump of Lagernoye lake. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1965, 54: 58. [In Russian].

33. Отчёт о гляциогидрологических работах в районе ст. Молодёжная в сезон 1969–1970 гг. 15-я Советская антарктическая экспедиция. СПб. Архив ФГБУ ААНИИ. 1970. инв. № О-1790. 34 с.
34. *Kaup E.* Trophic status of lakes in Thala Hills – records from the years 1967 and 1988 // Proc. NIPR Symp. Polar Biol. 1998. № 11. P. 82–91.
35. Топографическая карта района станции Молодёжная, масштаб 1:50000. Союзмормиипроект, 1972.
36. Атлас Океанов. Антарктика / Ред. В.И. Куроедов. СПб.: Главное Управление навигации и океанографии Минобороны РФ, 2005. 280 с.
37. *Вторушин В.Н., Прокофьев Ю.А., Ширнин Н.К.* Отчёт об аэродромных работах на полевой базе «Гора Вечерняя» в Антарктиде в период зимовки 34 САЭ и сезона 35 САЭ. Л.: ГОСФОНД, ГНЦ РФААНИИ, 1990. Инф. № О-3098.
38. *Мельник А.Ю., Лайба А.А.* Высохшее озеро в районе массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Информ. бюл. САЭ. 1994. № 118. С. 108–110.
39. Топографическая карта. Антарктида. Горы Принс-Чарльз. Массив Фишер. R-42 XXXI, XXXII. Масштаб 1:200000. М.: ГУГК, 1974.
40. *Gibson J.A.E.* The meromictic lakes and stratified marine basins of the Vestfold Hills, East Antarctica // Antarctic Science. 1999. V. 11. № 2. P. 175–192.
41. *Bronge C.* The hydrology of proglacial Chelnok Lake, Vestfold Hills, Antarctica // Stockholms Universitet, Research report. 1989. V. 74. P. 29.
42. *Gore D.B.* Ice-damming and fluvial erosion in the Vestfold Hills, East Antarctica // Antarctic Science. 1992. V. 4. P. 227–234.
43. *Bronge C.* Hydrology of Tierney Creek, Vestfold Hills, Antarctica // Polar Record. 1999. V. 35. № 193. P. 139–148.
44. *Colbeck G.* Hydrographic project, Davis 1976 // Antarctic Division Technical Memorandum. 1977. V. 66. P. 1–44.
45. *Gore D.B., Pickard J.* Proglacial hydrology and drainage, southeastern Vestfold Hills, East Antarctica // Proc. of the Linnean Society of New South Wales. Linnean Society of New South Wales. 1998. № 119. P. 181–196.
46. *Клоков В.Д., Веркулич С.Р.* Особенности гидрологического режима водоёмов Оазиса Бангера // Информ. бюл. САЭ. 1994. № 118. С. 60–68.
47. *Chinn T.J.* Physical hydrology of the Dry Valley Lakes // Antarctic Research Series. 1993. V. 59. P. 1–52.
48. *Hendy C.H.* Late Quaternary lakes in the McMurdo Sound region of Antarctica // Geografiska Annaler: Series A. Physical Geograph. 2000. V. 82. № 2–3. P. 411–432.
49. *Bomblyes A., McKnight D.M., Andrews E.D.* Retrospective simulation of lake-level rise in Lake Bonney based on recent 21-year record: indication of recent climate change in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // Journ. of Paleolimnology. 2001. V. 25. № 4. P. 477–492.
50. *Doran P.T., McKay C.P., Fountain, A.G. et al.* Hydrologic response to extreme warm and cold summers in the McMurdo Dry Valleys, East Antarctica // Antarctic Science. 2008. V. 20. № 5. P. 499–509.
51. *Lyons W.B., Tyler S.W., Wharton R.A. et al.* A Late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, 33. *Otchet o glyatsiogidrologicheskikh rabotakh v rayone st. Molodezhnaya v sezon 1969-1970 gg. 15-ya Sovetskaya antarkticheskaya ekspeditsiya.* A report on glaciohydrological works in the area of Molodezhnaya Station in the 1969–1970 season 15th Soviet Antarctic Expedition. St. Petersburg: Archive FGBU AARI. 1970, inv. No. O-1790: 34 p. [In Russian].
34. *Kaup E.* Trophic status of lakes in Thala Hills – records from the years 1967 and 1988. Proc. NIPR Symp. Polar Biol. 1998, 11: 82–91.
35. *Topograficheskaya karta rayona stantsii Molodezhnaya, masshtab 1:50000.* Topographic map of the Molodezhnaya station area, scale 1:50,000. Soyuzmorniiprojekt, 1972. [In Russian].
36. *Atlas Okeanov. Antarktika. Red. V.I. Kuroedov.* Atlas of the Oceans. Antarctica. Ed. V.I. Kuroedov. St. Petersburg: Main Directorate of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defense of the Russian Federation, 2005: 280 p. [In Russian].
37. *Vtorushin V.N., Prokofiev Yu.A., Shirnin N.K.* Otchet ob aerodromnykh rabotakh na polevoy baze «Gora Vechernyaya» v Antarktide v period zimovki 34 SAE i sezona 35 SAE. Report on aerodrome work at the Vechernyaya Mountain field base in Antarctica during the wintering period of the 34th and 35th SAE season. Leningrad: GOSFOND, SSC RFAANII, 1990: inv. No. O-3098. [In Russian].
38. *Melnik A.Yu., Laiba A.A.* A dried-up lake in the Fisher Massif region (Prince Charles Mountains, East Antarctica). *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii.* Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1994, 118: 108–110. [In Russian].
39. *Topograficheskaya karta. Antarktida. Gory Prins-Charl'z. Massiv Fisher. R-42 XXXI, XXXII. Masshtab 1:200000.* Topographic map. Antarctica. Prince Charles Mountains. Fisher Array. R-42 XXXI, XXXII. Scale 1: 200000. M.: GUGK, 1974. [In Russian].
40. *Gibson J.A.E.* The meromictic lakes and stratified marine basins of the Vestfold Hills, East Antarctica. Antarctic Science. 1999, 11 (2): 175–192.
41. *Bronge C.* The hydrology of proglacial Chelnok Lake, Vestfold Hills, Antarctica. Stockholms Universitet, Research report. 1989, 74: 29.
42. *Gore D.B.* Ice-damming and fluvial erosion in the Vestfold Hills, East Antarctica. Antarctic Science. 1992, 4: 227–234.
43. *Bronge C.* Hydrology of Tierney Creek, Vestfold Hills, Antarctica. Polar Record. 1999, 35 (193): 139–148.
44. *Colbeck G.* Hydrographic project, Davis 1976. Antarctic Division Technical Memorandum. 1977, 66: 1–44.
45. *Gore D.B., Pickard J.* Proglacial hydrology and drainage, southeastern Vestfold Hills, East Antarctica. Proceedings of the Linnean Society of New South Wales. Linnean Society of New South Wales. 1998, 119: 181–196.
46. *Klokov V.D., Verkulich S.R.* Features of the hydrological regime of the reservoirs of the Bunger Oasis. *Informatsionnyi byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii.* Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1994, 118: 60–68. [In Russian].
47. *Chinn T.J.* Physical hydrology of the Dry Valley Lakes. Antarctic Research Series. 1993, 59: 1–52.
48. *Hendy C.H.* Late Quaternary lakes in the McMurdo Sound region of Antarctica. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geograph. 2000, 82 (2–3): 411–432.
49. *Bomblyes A., McKnight D.M., Andrews E.D.* Retrospective simulation of lake-level rise in Lake Bonney based on recent 21-year record: indication of recent climate change in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. Journ. of Paleolimnology. 2001, 25 (4): 477–492.
50. *Doran P.T., McKay C.P., Fountain, A.G. et al.* Hydrologic response to extreme warm and cold summers in the McMurdo Dry Valleys, East Antarctica. Antarctic Science. 2008, 20 (5): 499–509.

- McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Antarctic Science*. 1998. V. 10. P. 247–256.
52. Lyons W.B., Welch K.A., Sharma P. Chlorine-36 in the waters of the McMurdo Dry Valley lakes, southern Victoria Land, Antarctica: revisited // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 185–191.
 53. Doran P.T. Paleolimnology of perennially ice-covered Antarctic Oasis Lakes. Diss. University of Nevada, Reno, 1996.
 54. Paige R. Sub-Surface Melt Pools in the McMurdo Ice Shelf, Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 1968. V. 7. № 51. P. 511–516. doi: 10.3189/S0022143000020700.
 55. Попов С.В., Суханова А.А., Поляков С.П. Применение метода георадарного профилирования для обеспечения безопасности транспортных операций Российской Антарктической экспедиция // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 126–131.
 56. Пряхина Г.В., Боронина А.С., Попов С.В., Четверова А.А. Гидрологические исследования прорывных озер антарктических оазисов // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 94–102.
 57. Суханова А.А., Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Кашкевич М.П. Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-Й РАЭ (2017/18 г.) // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 149–160.
 58. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // *Journ. of Glaciology*. 1976. V. 17. № 76. P. 181–207.
 59. Björnsson H. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation // *Annals of Glaciology*. 1992. V. 16. P. 95–106.
 60. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring–Hutter formulation // *Journ. of Glaciology*. 2003. V. 49. № 165. P. 299–313.
 61. Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods // *Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences*. 2009. V. 465. № 2106. P. 1809–1828.
 62. Попов С.В., Пряхина Г.В., Боронина А.С. Оценка расхода воды в процессе развития прорывного паводка ледниковых и подледниковых водоёмов // *Криосфера Земли*. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 25–32.
 51. Lyons W.B., Tyler S.W., Wharton R.A. et al. A Late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Antarctic Science*. 1998, 10: 247–256.
 52. Lyons W.B., Welch K.A., Sharma P. Chlorine-36 in the waters of the McMurdo Dry Valley lakes, southern Victoria Land, Antarctica: revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998, 62: 185–191.
 53. Doran P.T. Paleolimnology of perennially ice-covered Antarctic Oasis Lakes. Diss. University of Nevada, Reno, 1996.
 54. Paige R. Sub-Surface Melt Pools in the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 1968, 7 (51): 511–516. doi: 10.3189/S0022143000020700.
 55. Popov S.V., Sukhanova A.A., Polyakov S.P. Using georadar profiling techniques for the safety of transport operations of the Russian Antarctic Expedition. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2020, 2: 126–131. [In Russian].
 56. Pryakhina G.V., Boronina A.S., Popov S.V., Chetverova A.A. Hydrological studies of lake outbursts in the Antarctic oases. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020, 2: 118–123.
 57. Sukhanova A.A., Popov S.V., Boronina A.S., Grigorieva S.D., Kashkevich M.P. Geophysical surveys in the vicinity of the Progress Station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 149–160. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010030.
 58. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins. *Journ. of Glaciology*. 1976, 17 (76): 181–207.
 59. Björnsson H. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology*. 1992, 16: 95–106.
 60. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring–Hutter formulation. *Journ. of Glaciology*. 2003, 49 (165): 299–313.
 61. Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods. *Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences*. 2009, 465 (2106): 1809–1828.
 62. Popov S.V., Priakhina G.V., Boronina A.S. Otsenka raskhoda vody v protsesse razvitiya proryvnogo pavodka lednikovyykh i podlednikovyykh vodoyemov. Estimation of water discharge during development of glacial and subglacial outburst floods. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2019, XXIII (3): 25–32. [In Russian].

Подписано в печать 09.02.2022 г. Дата выхода в свет 25.03.2022 г. Формат 60 × 88^{1/8}. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 21 экз. Бесплатно. Заказ 4993.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-131-21 ООО «Тематическая редакция»,
125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44.

16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.