

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



Лёд и Снег Ice and Snow



НАУКА
— 1727 —

Том **64**
№2, 2024

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том **64**, № **2**, **2024**

Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

Том 64, номер 2, 2024

- Комплексное изучение антарктического ледникового покрова в районе станции Восток
*С. А. Игнатьев, А. В. Большунов, Д. А. Васильев, Г. Д. Горелик, Н. С. Крикун, Д. В. Сербин,
В. Г. Кадочников* 172

Ледники и ледниковые покровы

- Влияние изменений климата и деградации оледенения на водный режим в высокогорной части бассейна р. Терек
*Е. Д. Корнилова, И. Н. Крыленко, Е. П. Рец, Ю. Г. Мотовилов, И. А. Корнева,
Т. Н. Постникова, О. О. Рыбак* 173
- Прорыв завального озера Маашей (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай)
В. А. Распутина, Г. В. Пряхина, Д. А. Ганюшкин, Д. В. Банцев, С. А. Грига, С. С. Свирепов 189
- Особенности гидрологического режима приледниковых моренных озёр Алтая
Г. В. Пряхина, В. А. Распутина, Е. С. Зелепукина, Д. В. Банцев, А. Э. Крыжановская 202
- О ледово-каменном обвале с северного склона горы Дыхтау 12.08.2023 и потенциальной угрозе обвала со склона горы Джангитау (бассейн р. Черек-Безенгийский, Центральный Кавказ)
М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин, М. Ч. Залиханов, Р. Х. Калов, А. Р. Акаев 213

Снежный покров и лавины

- Районы максимальной интенсивности лавинообразования на Большом Кавказе при крупных аномалиях температурно-влажностного режима
А. Д. Олейников 221
- Механизм миграции ионов из материала субстрата в снежный покров в конце холодного периода
В. И. Федосеева 231
- Высота снежного покрова и её динамика на материковой части Российской Арктики в условиях современного климата
А. В. Сосновский, Н. И. Осокин 238
- Оценка снежности зим различными методами на примере города Южно-Сахалинска
Е. Н. Казакова 252
- Ионный состав снежного покрова на территории Сибири и Дальнего Востока
А. В. Салтыков, С. Н. Балыкин, Д. Н. Балыкин, И. В. Горбачев 262
- Экспериментальное определение коэффициента вязкости сухого снега
Р. А. Чернов 273

Морские, речные и озёрные льды

- Многолетняя изменчивость характеристик ледового режима в устьевых областях рек западного побережья Белого моря на фоне климатических изменений
В. Н. Баклагин, Н. И. Махальская 281

Экспресс-информация

- Бурение льда на Земле Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) для изучения геологии коренного ложа и позднечетвертичного климата
*Г. Л. Лейченков, П. Г. Талалай, Н. Жан, И. А. Абдрахманов, М. А. Воробьёв, Д. Гон, Ю. Лиу, Я. Ли,
Ю. Сун, И. И. Лаврентьев, А. А. Екайкин, Д. Р. Халимов, Б. Ли, В. Я. Липенков* 293
-
-

CONTENTS

Vol. 64, No. 2, 2024

- The comprehensive study of the Antarctic Ice Sheet in the area of Vostok Research Station
*S. A. Ignatyev, A. V. Bolshunov, D. A. Vasiliev, G. D. Gorelik, N. S. Krikun, D. V. Serbin,
V. G. Kadochnikov* 172

Glaciers and Ice Sheets

- Changes in water regime in the high-mountain region of the Terek River (North Caucasus) in connection with climate change and degradation of glaciation
E. D. Kornilova, I. N. Krylenko, E. P. Rets, Yu. G. Motovilov, I. A. Korneva, T. N. Postnikova, O. O. Rybak 173
- The outburst of dammed lake Maashey (North-Chuya ridge, Central Altai)
V. A. Rasputina, G. V. Pryakhina, D. A. Ganyushkin, D. V. Bantcev, S. A. Griga, S. S. Svirepov 189
- Characteristics of the hydrological regime of the periglacial moraine lakes in the Altai
G. V. Pryakhina, V. A. Rasputina, E. S. Zelepukina, D. V. Bantcev, A. E. Kryzhanovskaya 202
- About the ice-rock collapse from the northern slope of Mt. Dykhtau on August 12, 2023 and the potential threat of collapse from the slope of Mt. Dzhangitau (Cherek-Bezengiysky River basin, Central Caucasus)
M. Yu. Bekkiev, M. D. Dokukin, M. Ch. Zalikhanov, R. Kh. Kalov, A. R. Akaev 213

Snow Cover and Avalanches

- Areas of maximum intensity of avalanche formation in the Greater Caucasus associated with large anomalies of temperature and humidity regime
A. D. Oleynikov 221
- Mechanism of ion migration from the substrate material into snow cover at the end of the cold period
V. I. Fedoseeva 231
- The snow depth and its dynamics on the continental part of the Russian Arctic under conditions of the present-day climate
A. V. Sosnovsky, N. I. Osokin 238
- On the problem of estimating the snowiness of winters by different methods by the example of the Yuzhno-Sakhalinsk city
E. N. Kazakova 252
- Ionic composition of snow cover on the territory of Siberia and the Far East
A. V. Saltykov, S. N. Balykin, D. N. Balykin, I. V. Gorbachev 262
- Experimental determination of the coefficient of viscosity of the dry snow
R. A. Chernov 273

Sea, River and Lake Ice

- Long-term variability of ice regime characteristics in river mouth areas of the western coast of the White Sea on the background of climatic changes
V. N. Baklagin, N. I. Mahalskaya 281

Express information

- Ice drilling on Princess Elizabeth Land (East Antarctica) aimed to study bedrock and Late Quaternary paleoclimate
G. L. Leitchenkov, P. G. Talalay, N. Zhang, I. A. Abdrachmanov, M. A. Vorobyov, D. Gong, Y. Liu, Y. Li, Y. Sun, I. I. Lavrentiev, A. A. Ekaykin, D. R. Khalimov, B. Li, V. Y. Lipenkov 293
-
-

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК

Сотрудники Санкт-Петербургского горного университета совместно с коллегами из Арктического и антарктического научно-исследовательского института более 50 лет ведут научно-исследовательские работы в центральной части Восточно-Антарктического ледникового щита — на станции Восток (Litvinenko et al., 2020).

Начиная с сезона 68-й Российской Антарктической экспедиции (РАЭ) сотрудниками Санкт-Петербургского горного университета проводятся работы по комплексному исследованию ледника в районе станции Восток. В сезоне 68-й РАЭ опробован метод малоглубинных сейсморазведочных исследований снежно-фирновой толщи с использованием бескабельной телеметрической сейсмо-регистрирующей системы. Пробурена неглубокая скважина ВК-23 (36 м) с отбором кернового материала (Bolshunov et al., 2023).

В сезоне 69-й РАЭ проведены опытно-методические малоглубинные сейсмические и георадарные исследования снежно-фирновой толщи ледника. На пересечении геофизических профилей пробурена неглубокая скважина ВК-24 (50 м) с отбором кернового материала. Дополнительно выполнены исследования по установлению скорости распространения ультразвуковой волны (УЗВ) в снежно-фирновой толще и в глубоком атмосферном и конжеляционном льде озера Восток. Измерения проводились при помощи прибора «Пульсар-2.2» прямым неразрушающим контактным методом на образцах кернов. Керны снежно-фирновой толщи были получены из скважины ВК-24, а керны атмосферного и конжеляционного льда — из глубокой скважины 5Г-5 с интервалов бурения 3519—3610 м.

На сезон 70-й РАЭ запланированы следующие работы:

— механика резания фирна и льда на разработанном в Научном центре «Арктика» экспериментальном стенде (Игнатъев и др., 2023);

— изучение прочностных и механических свойств фирна и льда на приборе сосредоточенного нагружения ПСН-0.16.10;

— изучение скорости распространения УЗВ в фирновом и ледяном керновом материале.

Полученные данные будут использованы для решения фундаментальных и прикладных задач. В частности, для построения геолого-геофизической модели системы «ледник — подледниковый водоем — коренные породы» и для разработки техники и технологии бурения ледников с учетом особенностей строения ледяного покрова, структуры и физико-механических свойств льда.

Благодарности. Исследования проводятся с помощью субсидии на выполнение государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Litvinenko V. S.* Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // *Chemie der Erde*. 2020. V. 80. № 3. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652>
- Bolshunov A. V., Vasilev D. A., Dmitriev A. N., Ignatev S. A., Kadochnikov V. G., Krikun N. S., Serbin D. V., Shadrin V. S.* Results of complex experimental studies at Vostok station in Antarctica // *Journ. of Mining Institute*. 2023. V. 263. P. 724—741. EDN WQNJET
- Игнатъев Д. А., Васильев Д. А., Ракитин И. В., Ожигин А. Ю.* Стенд для исследования сопротивления горных пород резанию. Патент 2807004. Дата регистрации: 08.11.2023.

*С. А. Игнатъев, А. В. Большунов,
Д. А. Васильев, Г. Д. Горелик, Н. С. Крикун,
Д. В. Сербин, В. Г. Кадочников*

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ДЕГРАДАЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ В ВЫСОКОГОРНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА Р. ТЕРЕК

© 2024 г. Е. Д. Корнилова^{1,2*}, И. Н. Крыленко^{1,2}, Е. П. Рец², Ю. Г. Мотовилов²,
И. А. Корнева^{3,4}, Т. Н. Постникова², О. О. Рыбак^{2,4}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Россия;

²Институт водных проблем РАН, 119333, Москва, Россия;

³Институт географии РАН, 119017, Москва, Россия;

⁴Институт природно-технических систем, 299011, Севастополь, Россия

*e-mail: ekaterina.kornilova.hydro@gmail.com

Поступила 20 февраля 2023 г.

После доработки 28 марта 2023 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

На основе комплекса моделей гидрометеорологического блока выполнена оценка вероятных изменений стока р. Терек в XXI веке с учётом изменений климата и оледенения в бассейне. Показано, что изменение стока составит от -2 до $+5\%$ в сценарии RCP2.6 и от -8 до $+14\%$ в сценарии RCP8.5. Направленность изменений стока в подбассейнах существенно зависит от высотного расположения зоны снегового и ледникового питания.

Ключевые слова: горная гидрология, моделирование формирования стока рек горных территорий, Северный Кавказ, Терек, изменение климата, деградация оледенения, CORDEX, GloGEMflow-debris, ЕСOMAG

DOI: 10.31857/S2076673424020014

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные изменения климата, в том числе повышение температуры воздуха, приводят к серьёзным трансформациям природной среды в горных регионах (Jones, 2011; Adler et al., 2019). Наибольшим изменениям подвержены горное оледенение (Rafiq, Mishra, 2016; Kraaijenbrink et al., 2017) и снежный покров (Marty et al., 2017; Lüthi et al., 2019), что приводит к перестройке водного режима рек (Milner et al., 2017).

Ожидаемое следствие дегляциации — увеличение речного стока за счёт усиления таяния. Однако отрицательный баланс массы ледников приводит к уменьшению объёма и площади оледенения, что в конечном итоге вызывает уменьшение общего количества талой воды. Таким образом, изменение климата и дегляциация оказывают неоднозначное влияние на высокогорные речные бассейны по всему миру (Bliss et al., 2014), потепление климата может привести либо к увеличению, либо к уменьшению речного стока в зависимости от степени отступления ледников (Pellacciotti et al., 2010). Помимо общего потепления, свой вклад в изменение стока вносит фоновое изменение осадков, что требует детальных региональных исследований в освоенных горных регионах с использованием наиболее актуальной

информации об оледенении и прогнозах его изменения на фоне изменения других климатических факторов.

В современных исследованиях в различных высокогорных бассейнах мира широко используются модели формирования стока (Hagg et al., 2010; Rahman et al., 2013; Omani et al., 2017; Singh et al., 2021). Эти модели позволяют оценить влияние климатических факторов и сокращения оледенения на речной сток (Bliss et al., 2014; Duethmann et al., 2015; Huss, Fischer, 2016). Однако для Северного Кавказа до последнего времени комплексных оценок возможных изменений стока с учётом изменения оледенения на основе методов моделирования не проводили, что и обуславливает актуальность выбора данного региона для настоящего исследования.

Площадь оледенения Кавказа в 2000–2020 гг. уменьшилась на $23.2 \pm 3.8\%$ (Tielidze et al., 2022). При этом скорость сокращения площади ледников Большого Кавказа увеличилась с 0.44% в год в период с 1960 по 1986 г. до 0.69% в год в период с 1986 по 2014 г. (Tielidze, Wheate, 2018). По результатам исследования (Носенко и др., 2013) с 2001 по 2010 г. ледники Центрального Кавказа сократились на 4.6% . Наименьшие потери площади произошли у ледников

Эльбруса, её суммарное сокращение за указанный выше период составило 2.8%. Наблюдающиеся изменения климата в регионе (Shahgedanova et al., 2009, Tashilova et al., 2019) и деградация оледенения Северного Кавказа (Kutuzov et al., 2019, Todorov et al., 2019) привели к значительным изменениям речного стока (Rets et al., 2020). Начиная с конца 1980-х — начала 1990-х годов наблюдается снижение расходов воды в июле и августе на 2—6% за 10 лет, даты прохождения максимальных расходов воды смещаются на более ранние сроки, и увеличиваются среднемесячные расходы июня (Rets et al., 2019). Все перечисленные выше тенденции — следствие трансформации внутригодового распределения стока и источников питания в меняющихся климатических условиях, что может повлиять на водообеспечение региона.

В качестве ключевого бассейна для исследования выбран бассейн р. Терек, включающий наиболее мощные очаги оледенения Центрального Кавказа. Начиная с высот более 2500 м, значительная часть территории бассейна занята многолетними снежниками, фирном и льдом. Площадь оледенения составляет около 684 км² (RGI 6.0 Consortium, 2017), из которых около 10% занимают ледники Эльбруса.

Цель работы — оценить влияние изменений климата и оледенения на речной сток в высокогорной части бассейна р. Терек на основе методов математического моделирования. В качестве базового программного комплекса для моделирования процессов формирования стока в бассейне р. Терек использовался информационно-моделирующий комплекс (ИМК) ECOMAG (ECological Model for Applied Geophysics) (Motovilov et al., 1999). Для прогностических оценок изменений стока рассматривали данные климатических сценариев RCP2.6 и RCP8.5 по результатам климатического эксперимента по региональному моделированию CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) и оценки отступления ледников для аналогичных сценариев по данным гляциологической модели GloGEMFlow-debris.

ИССЛЕДУЕМАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Бассейн р. Терек расположен в юго-восточной части территории Северного Кавказа. Река Терек берет начало у небольшого ледника Зилга на высоте 3210 м, находящегося на северном склоне Южного Бокового хребта в районе горы Зилга-Хох. Протекает по территориям Грузии, Северной Осетии, Кабардино-Балкарии, Ставропольского края, Чечни и Дагестана. Впадает в Каспийское море, образуя дельту площадью около 5000 км². На западе бассейн р. Терек граничит с бассейном р. Кубани, на востоке — с бассейном р. Сулак, на юге граница бассейна проходит по Главному, Боковому и Южному Боковому хребтам. Высокогорная часть бассейна р. Терек включает такие крупные притоки реки, как Баксан, Чегем, Малка,

Черек и Ардон. Для учёта высокогорных притоков при моделировании был рассмотрен бассейн р. Терек до города Моздок с площадью водосбора 20600 км², из которых 34% приходится на высокогорную часть с высотами более 2000 м над уровнем моря при средней высоте бассейна 1700 м (рис. 1).

Для высокогорий зоны Большого Кавказа характерно преобладание континентального воздуха умеренных широт во все сезоны года. Согласно анализу фактических данных, годовое количество осадков в среднем по водосбору составляет 683 мм, среднегодовая температура воздуха — 6.5 °С. Сложный рельеф Северного Кавказа, состоящий из разновысотных хребтов и котловин с большим диапазоном высот, существенно влияет на радиационный режим и циркуляцию воздушных масс. Орография оказывает влияние на распределение температуры и осадков в зависимости от абсолютной высоты местности.

В бассейне Терека в географии распространения типов ландшафтов и почвенного покрова наибольшую роль играет рельеф и высотная поясность. На равнинной части бассейна распространены каштановые и светло-каштановые почвы, на высотах 300—1200 м распространены чернозёмные почвы, до 1800—2000 м — лесные почвы, выше 1800—2000 м — горно-луговые и горные лугово-степные почвы безлесных высокогорий. Основные типы растительности в пределах исследуемой территории — степная, лесостепная, лесная, субальпийская, альпийская и нивальная.

Для р. Терек характерен типичный режим стока горной реки с высоким весенне-летним половодьем, осложнённым накладываются пиками дождевых паводков, и низкой осенне-зимней меженью. Режимные наблюдения за расходами воды на гидрометрических постах в высокогорной части бассейна р. Терек начались преимущественно в 1950—70-х годах. В работе использовались данные по 15 постам, в настоящее время из них работает 12. Однако, учитывая особенности формирования стока в горах, освещение территории гидрометрическими данными недостаточно. Характеристики водосбора и среднегодового стока в створах данных постов приведены в табл. 1.

Для выявления современных временных трендов основных гидрологических и метеорологических характеристик использовались модифицированный параметрический критерий Стьюдента (Santer et al., 2000) и модифицированный непараметрический критерий Манна — Кендалла (Hamed, Rao, 1998). По результатам анализа фактических данных метеостанций в пределах высокогорной части бассейна р. Терек наблюдается повсеместное увеличение среднегодовой температуры воздуха со средней интенсивностью до 0.7 °С/10 лет за период 1977—2014 гг. При этом температура увеличивается главным образом в летние месяцы с интенсивностью 0.3—0.7 °С/10 лет. Статистически значимых трендов изменения годовой суммы осадков по данным метеорологических станций не выявлено (рис. 2). По

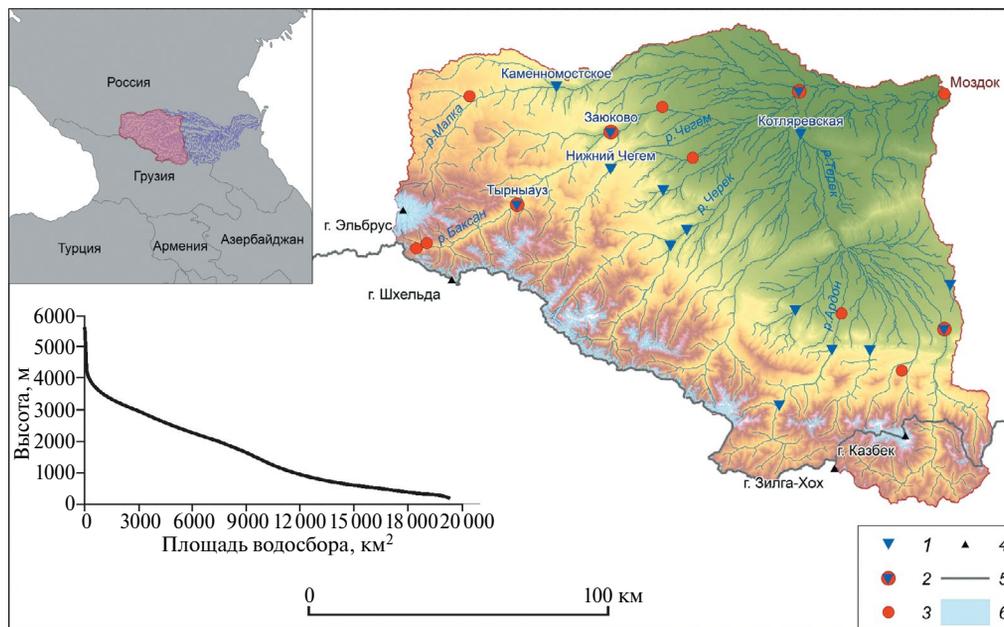


Рис. 1. Бассейн р. Терек (до замыкающего створа Моздок): 1 — гидрологические посты; 2 — гидрологические посты и метеорологические станции; 3 — метеорологические станции; 4 — горные вершины; 5 — государственная граница РФ; 6 — ледники (RGI 6.0)

Fig. 1. The Terek River basin to the Mozdok outlet: 1 — hydrological gauges; 2 — hydrological gauges and meteorological stations; 3 — meteorological stations; 4 — mountain peaks; 5 — state border of the Russian Federation; 6 — glaciers (RGI 6.0)

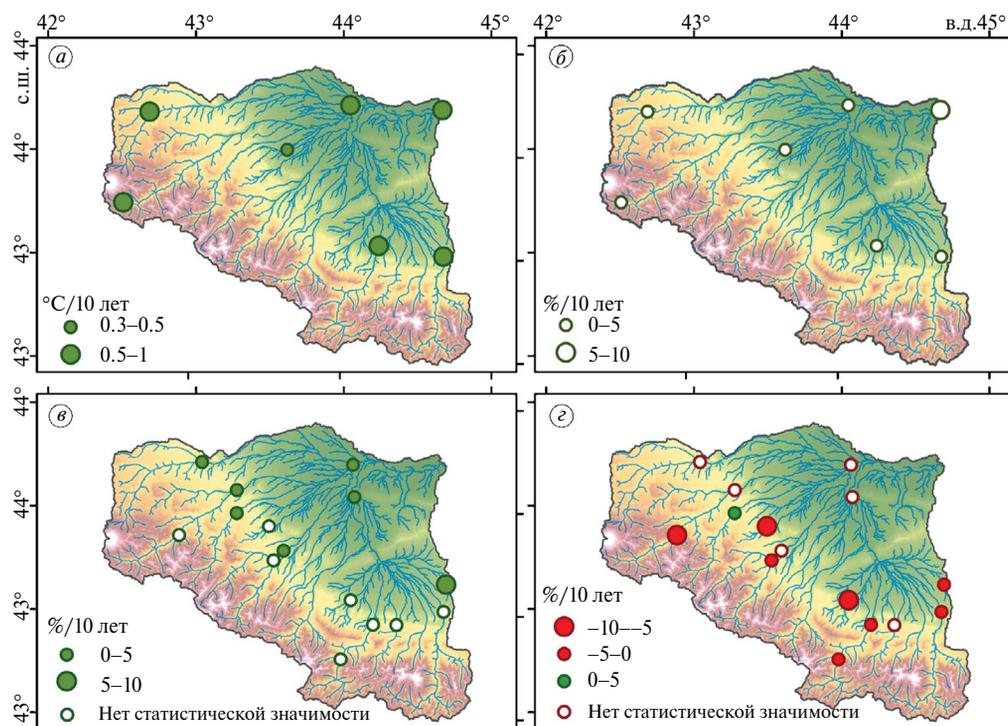


Рис. 2. Тренды изменения среднегодовой температуры (а) и годовой суммы осадков (б) по фактическим данным метеорологических станций (1977—2014 гг.), среднегодовой (в) и максимального (г) годового расходов воды по фактическим данным гидрологических постов в бассейне реки Терек (1977—2018 гг.)

Fig. 2. Trends in changes in average annual temperature (a) and annual precipitation (б) according to actual data from meteorological stations (1977—2014), average annual (в) and maximum (г) annual discharges according to actual data from hydrological gauges in the Terek River basin (1977—2018)

Таблица 1. Основные гидрографические характеристики и характеристики стока воды высокогорной части реки Терек и её притоков

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Средний расход воды, м ³ /с	Изменение среднегодового расхода, %/10 лет	Изменение максимального расхода, %/10 лет	Ледники, %**	Период наблюдений, годы
Терек	Владикавказ	1490	2540	32.7	0.03	-2.8	3.4	1945–2018
Терек	Когляревская	8920	1800	132	0.01	-2.5	1.8	1945–2018
Ардон	Тамиск*	1080	2490	30.0	1.9	-0.5	2.1	1945–2002
Цея	Бурон	100	2820	4.0	0.2	-2.9	17.9	1951–2018
Фиалдон	Тагардон*	410	2170	7.7	1.3	-4.1	1.9	1951–2002
Камбилеевка	Ольгинское	359	1260	3.6	7.0	-4.1	–	1945–2018
Белая	Каро-Урдон	304	1360	6.1	0.09	-8.7	–	1958–2018
Малка	Каменномостское	1540	2000	14.8	2.3	-1.2	3.5	1947–2018
Малка	Прохладная	9820	1900	93.9	0.1	-2.6	3.6	1947–2018
Баксан	Заюково	2100	2360	34.6	1.2	-1.6	7.3	1945–2021
Баксан	Тырныауз	838	2990	24.7	0.1	-5.3	17.8	1971–2021
Чегем 1-й	Нижний Чегем	739	2500	14.7	3.8	1.7	7.8	1945–2018
Черек	пгт Кашхатау (Советский)*	1350	2500	42.1	3.2	-2.8	13.3	1947–2007
Черек Балкарский	Бабугент	695	2590	26.1	0.2	-1.9	15.0	1945–2018
Нальчик	Белая речка	140	1510	2.6	7.9	-10.8	–	1947–2018

Примечание.* Пост закрыт; ** по данным (RGI 6.0 Consortium, 2017)

результатам оценки временных трендов среднегодовых и максимальных расходов воды по фактическим данным на 15 постах за период наблюдений с 1970 по 2018 г. среднегодовые расходы воды за 1970—2018 гг. увеличиваются с интенсивностью 2—7%/10 лет, что может быть связано с общим увеличением годовой суммы осадков, наиболее ярко выраженным в равнинной и предгорной областях Северного Кавказа (Rets, Kireeva, 2010).

Максимальные годовые расходы, наоборот, в большинстве створов снижаются на 2—10%/10 лет, особенно это проявляется на гидрологических постах в замыкающих высокогорную часть бассейна (р. Баксан — город Тырнауз, р. Черек Балкарский — село Бабугент, р. Цея — пос. Бурон). Максимальные на Центральном Кавказе расходы воды наблюдаются, главным образом, в результате наложения паводков на волну половодья (Коровин, Галкин, 1979; Rets, Kireeva, 2010). Однако самые интенсивные паводки обычно наблюдаются в этом регионе в июле — августе (Тогоров et al., 2019). Поскольку вклад талых ледниковых вод уменьшился, в настоящее время паводки накладываются на более низкую сезонную волну половодья, что сказывается на снижении максимальных расходов.

МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Модель формирования стока. Математическое моделирование процессов формирования стока выполнено на основе информационно-моделирующего комплекса (ИМК) ECOMAG (Motovilov, 1999). ECOMAG — модель с распределёнными параметрами, где поверхность бассейна разделяется на отдельные ландшафтные элементы — элементарные водосборы. Модель описывает основные процессы гидрологического цикла суши: инфильтрацию, испарение, термический и водный режим почв, формирование снежного покрова и снеготаяние, формирование поверхностного, внутрипочвенного, грунтового и речного стока.

Исходными метеорологическими данными для расчётов по модели формирования стока служат среднесуточные данные о температуре воздуха, осадках и при наличии — о дефиците влажности воздуха. Для адаптации модели к определённым бассейнам необходима информация о подстилающей поверхности, включая рельеф, почвенные и ландшафтные карты, оледенение (табл. 2).

Климатические данные. Данные мезомасштабного климатического моделирования получены на

Таблица 2. Исходные данные для модели ECOMAG в бассейне р. Терек

Тип данных	Период/Дата публикации данных	Разрешение/Масштаб	Ресурс
<i>Физическо-географические характеристики бассейна</i>			
Цифровая модель рельефа SRTM	2000	90 м · 90 м	Consultative Group for International Agriculture Research Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI: http://srtm.csi.cgiar.org/)
Ландшафтное районирование	1990 (республика Северная Осетия), 1997 (Кабардино-Балкарская республика)	1:750 000	Атлас Кабардино-Балкарской республики и республики Северная Осетия
Почвенный покров	1990 (республика Северная Осетия), 1997 (Кабардино-Балкарская республика)	1:750 000	Атлас Кабардино-Балкарской республики и республики Северная Осетия
Площадь оледенения	2001—2003 гг.	10 м · 10 м	RGI 6.0 (RGI Consortium, 2017)
<i>Гидрометеорологические и гляциологические данные</i>			
Расходы воды	1977—2018	1 сутки	Гидрологический ежегодник
Приземная температура воздуха, суммы осадков	1977—2005 (исторические данные) 2006—2099 (прогностические данные климатических сценариев RCP2.6 и RCP8.5)	1 сутки	Проект CORDEX (Корнева, Рыбак, 2020)

основе данных проекта CORDEX. Особенность подхода, реализованная в проекте, заключается в том, что в связке работают глобальные климатические модели, на которых рассчитываются глобальные климатические поля с малым пространственным разрешением (от 1 до 5° по горизонтали в зависимости от вида и реализации модели), которые задают граничные условия региональным (мезомасштабным) климатическим моделям, работающим уже на гораздо более детальном пространственном разрешении (11—50 км). В работе использовались результаты расчётов для региона Центральной Азии, который включает в себя Кавказский регион. Для всех полей была проведена коррекция и регионализация исходных данных моделирования CORDEX с помощью стационарных метеорологических данных по 22 метеорологическим станциям для Центрального Кавказа и соседних территорий, включающих бассейн реки Терек, а также отдельно для района Эльбруса. Регионализация данных заключалась в их перемасштабировании из модельной сетки разрешением 25 км в пространственную сетку с разрешением около 1 км с использованием значений вертикальных градиентов температуры воздуха и количества осадков (Корнева, Рыбак, 2024).

Гляциологические модели. Данные об изменении площади оледенения в пределах водосбора получены на основе модифицированной версии модели GloGEMFlow (Zekollari et al., 2019), получившей благодаря включению блока для расчёта моренного покрова название GloGEMflow-debris (Postnikova et al., 2023). В модели используется уравнение неразрывности для моделирования движения и эволюции ледника вдоль осевой линии, существенными компонентами для учёта эволюции моренного покрова в модели являются: поступление моренного материала на ледник, динамическое перераспределение

(перенос) моренного покрова, вытаивание в области абляции и вынос в прифронтальную зону.

Схема усвоения моделью ECOMAG данных из климатической и гляциологической модели. Блок-схема усвоения данных климатического и гляциологического моделирования моделью формирования стока ECOMAG представлена на рис. 3.

Согласно данной схеме в качестве входных данных в модели ECOMAG использованы сеточные данные о приземной температуре и сумме атмосферных осадков суточного разрешения с пространственным разрешением данных 1×1 км. Исторический период включает суточные данные об осадках и температуре воздуха за 1977—2005 гг., прогностический — аналогичные данные за 2006—2099 гг.

При подключении ледникового блока к модели ECOMAG задавалась доля оледенения каждого элементарного водосбора в соответствии с результатами численных экспериментов на модели GloGEMflow-debris с временным шагом раз в 10 модельных лет.

При моделировании с учётом оледенения в модели ECOMAG были учтены различия коэффициентов таяния льда и снега. Также по данным гляциологического моделирования был учтён коэффициент редукции таяния k_{debris} (Vacco et al., 2010; Verhaegen et al., 2020; Postnikova et al., 2023) в зависимости от толщины моренного чехла h_{debris} :

$$k_{\text{debris}} = \exp\left(\frac{-h_{\text{debris}}}{1.15}\right).$$

Для итогового расчёта степени влияния моренного чехла на скорость таяния рассчитывался коэффициент редукции таяния k_{debris} , который затем умножали на коэффициент таяния чистого льда и на степень покрытости мореной ледника в элементарном

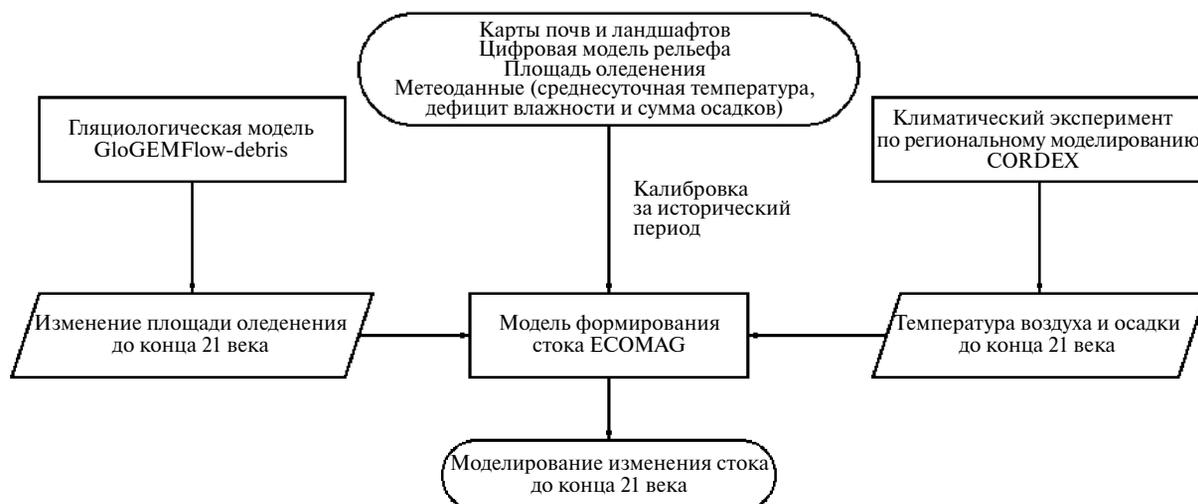


Рис. 3. Схема усвоения данных климатического и гляциологического моделирования моделью ECOMAG
Fig. 3. The scheme of assimilation of data from climatic and glaciological modeling by the ECOMAG model

водосборе (%). После вычислялся средневзвешенный коэффициент таяния (между замороженным и чистым льдом) и вводился в модель формирования стока каждые 10 модельных лет. Таким образом, учитывалось не только уменьшение площади оледенения, но и эффект уменьшения таяния вследствие изолирующего эффекта моренного чехла.

Таблица 3. Критерии качества моделирования при расчётах по данным климатического моделирования проекта CORDEX за исторический период 1977–2005 гг.

Гидрологический пост	Критерии качества моделирования		
	сутки	месяц	год
	NSE*	R ^{2**}	BIAS***
р. Баксан – г. Тырныауз	0.62	0.77	–13.0
р. Баксан – с. Заюково	0.57	0.72	7.8
р. Чегем – с. Нижний Чегем	0.35	0.50	10.9
р. Терек – ст. Котляревская	0.5	0.76	7.0
р. Малка – с. Каменноостское	0.45	0.74	–2.5

Примечание. *Критерий эффективности моделирования Нэша – Саттклифа; **коэффициент детерминации между фактическими и смоделированными объёмами стока; ***систематическая ошибка оценки объёмов стока (%).

Для калибровки и валидации модели ECOMAG использовались суточные данные гидрологических постов: р. Баксан – Тырныауз, р. Баксан – Заюково, р. Чегем – Нижний Чегем, р. Малка – Каменноостское, р. Терек – Котляревская; калибровка параметров модели формирования стока проводилась по данным за период 1995–2005 гг., валидация за весь исторический период 1977–2005 гг. (табл. 3). Сток части гидрологических постов, расположенных в пределах исследуемого бассейна, зарегулирован, либо их данные содержат существенные пропуски и погрешности, связанные с хозяйственной деятельностью на водосборе и погрешностями измерений, поэтому эти данные не использовались при калибровке модели. Для оценки качества моделирования использовались общепринятые в гидрологических расчётах критерии (Мотовилов, Гельфан, 2018), такие как систематическая ошибка оценки объёмов стока (BIAS, %), критерий эффективности моделирования Нэша – Саттклифа (NSE), коэффициент детерминации между

фактическими и смоделированными месячными объёмами стока. В практике моделирования принято, что результаты моделирования считаются хорошими при $NSE > 0.80$, удовлетворительными при $0.80 > NSE > 0.36$ и неудовлетворительными при $NSE < 0.36$. Относительная ошибка в оценках объёмов стока для многолетнего периода не должна превышать 10–15% (Борщ и др., 2023). Стоит отметить, что климатические модели воспроизводят лишь одну из возможных реализаций климата за исторический период, а не хронологический ход метеорологических характеристик (Gelfan et al., 2015), поэтому оценки по критериям NSE и R² позволяют оценить лишь общее сходство гидрографов за среднемноголетний период. По результатам валидации модель ECOMAG, согласно вышеуказанным критериям, удовлетворительно воспроизводит как гидрографы, так и годовые объёмы стока при расчётах по данным климатического моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для оценки возможного диапазона изменений стока высокогорной части бассейна р. Терек рассматривались два климатических сценария (RCP): RCP2.6 («мягкий») и RCP8.5 («жёсткий»). Для анализа вычислялись аномалии гидрометеорологических характеристик, осреднённых за прогностические периоды 2006–2039, 2040–2069, 2070–2099 гг. относительно аналогичных, смоделированных за базовый исторический период 1977–2005 гг.

Приземная температура воздуха. По данным климатического моделирования CORDEX ожидается, что при сценарии RCP8.5 среднегодовые температуры воздуха на территории бассейна р. Терек повысятся на 2 °C к середине 21 века (2040–2069 гг.) и на 4 °C к концу XXI века (2070–2099 гг.). В сценарии RCP2.6 средняя температура воздуха повысится на 0.8–1.2 °C в течение 2040–2069 гг. и на 1–1.2 °C в течение 2070–2099 гг. (рис. 4, а). Также стоит отметить, что в «мягком» сценарии ко второй половине XXI века климатический фон в регионе стабилизируется, в отличие от «жёсткого» сценария.

При анализе внутригодового хода осреднённой по бассейну р. Терек температуры воздуха было выявлено, что в 2070–2099 гг. в летние месяцы увеличение температуры по сравнению с историческим периодом 1977–2006 гг. достигнет 2–3 и 6–7 °C согласно сценариям RCP2.6 и RCP8.5 соответственно (рис. 5, а). При этом аномалии температуры воздуха в зимние месяцы меньше и иногда достигают отрицательных значений. В сценарии RCP2.6 аномалии зимних температур воздуха составляют в среднем –1 °C за период 2006–2039 гг. и –0.5 °C за 2040–2069 и 2070–2099 гг. Однако в сценарии RCP8.5 по состоянию на конец столетия аномалии температуры воздуха за зимние месяцы будут положительными и составят 1–2 °C.

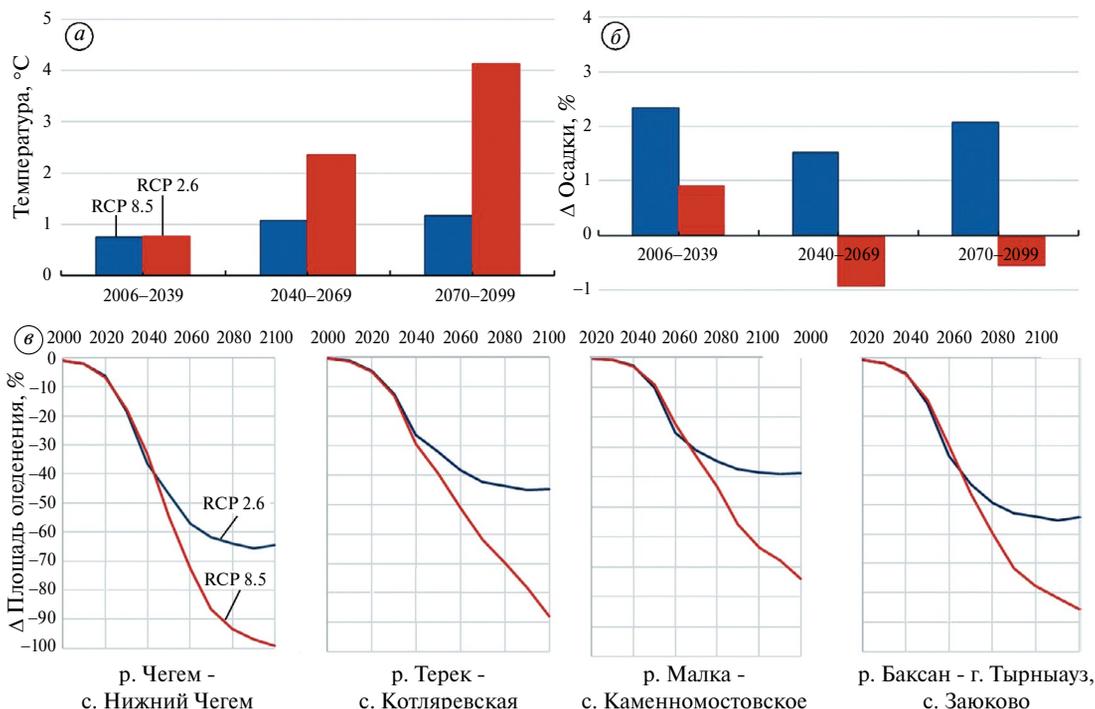


Рис. 4. Прогнозируемое изменение среднегодовой температуры воздуха (а), годовой суммы осадков (б) и площади оледенения (в) для бассейнов рек до различных замыкающих створов на территории бассейна р. Терек для двух сценариев (RCP2.6 и RCP8.5)
Fig. 4. Predicted changes in the average annual air temperature (a), annual precipitation (b) and glaciation area (c) for river basins to various outlets in the Terek River basin for two (RCP2.6 and RCP8.5)

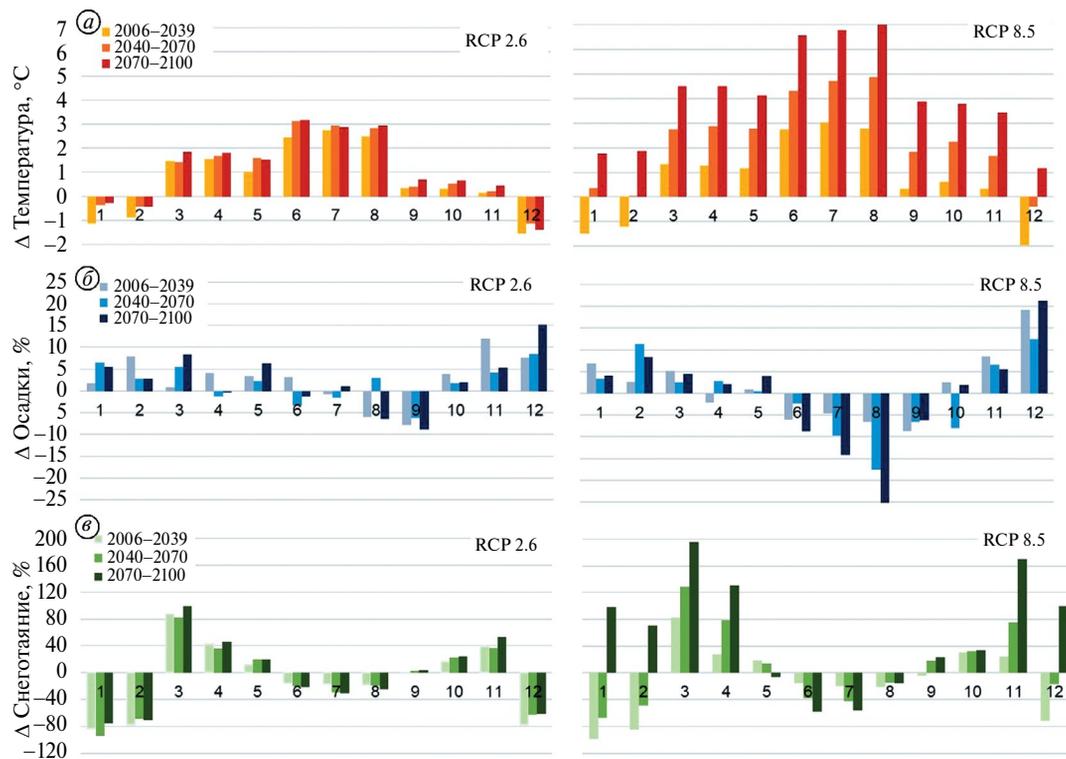


Рис. 5. Прогнозируемые аномалии среднемесячных температур воздуха (а), сумм осадков (б) и снеготаяния (в) на территории бассейна р. Терек для двух различных сценариев (RCP2.6 и RCP8.5) в пределах исследуемого водосбора
Fig. 5. Predicted anomalies of average monthly air temperatures (a), precipitation (b) and snowmelt (c) in the Terek River basin for two different scenarios (RCP2.6 and RCP8.5) within the studied catchment area

Оледенение. Согласно результатам гляциологического моделирования (Postnikova et al., 2023), до 2040 г. площадь оледенения в пределах бассейна р. Терек будет снижаться с одинаковой интенсивностью в обоих климатических сценариях и уменьшится на 30% по сравнению с оледенением по состоянию на 1990 г. Данные темпы несколько ниже, чем скорость деградации оледенения всего Кавказа, так как именно в пределах рассматриваемого бассейна расположены наиболее высокогорные ледники на вершинах — Эльбрус и Казбек. В сценарии RCP2.6 площадь оледенения к 2080 г. уменьшится на 55% и далее останется стабильной до конца XXI века. При этом в сценарии RCP8.5 площадь оледенения будет снижаться вплоть до конца столетия и уменьшится суммарно в бассейне р. Терек на 90%. Однако ледники в пределах исследуемого бассейна имеют разное морфологическое строение, высотное расположение и массу, поэтому и их трансформация в условиях меняющегося климата будет неодинаковой. Так, в пределах водосбора р. Малки, которая питается преимущественно стоком с ледников, расположенных на северных и северо-восточных склонах Эльбруса, площадь оледенения в сценарии RCP8.5 сократится к концу столетия на 75%, в то время как в пределах водосбора р. Чегем, питающейся талой водой с ледников, расположенных на северном склоне Большого Кавказского хребта, площадь оледенения, согласно модельным оценкам, может снизиться практически на 100%. Соответственно, изменение площади оледенения будет отличаться для конкретных водосборов (см. рис. 4, в).

Осадки. В обоих сценариях ожидается увеличение годовой суммы осадков до середины XXI века — до 2% для «мягкого» и до 1% для «жесткого» сценария. Затем в сценарии RCP8.5 ожидается незначительное снижение сумм осадков (на 1% относительно исторического периода), которое прослеживается вплоть до конца столетия (см. рис. 4, б). В сценарии RCP2.6 ожидаются положительные аномалии годовой суммы осадков до конца XXI века.

Ожидается увеличение количества осадков зимой с октября по март и, наоборот, значительное уменьшение в остальной период. Наибольший рост осадков ожидается в декабре — в период 2070—2099 гг. он составит 15 и 23% в сценариях RCP2.6 и RCP8.5 соответственно, что на фоне отрицательных аномалий температур в зимние месяцы (см. рис. 5, а–б) способствует снижению снеготаяния (см. рис. 5, в) и аккумуляции снега. Особенно интенсивное накопление снега будет наблюдаться на высотах более 2000 м. В январе и феврале увеличение количества осадков будет не столь значительным и составит 5—10% для обоих сценариев. В летние месяцы ожидается снижение количества осадков, особенно в «жестком» сценарии в 2070—2099 гг., и составит от 8% в июне до 25% в августе.

Снеготаяние. По результатам моделирования на фоне отрицательных аномалий температур воздуха ожидается уменьшение снеготаяния в период с декабря по февраль (см. рис. 5, в). Снеготаяние в весенний период увеличивается из-за более раннего наступления положительных температур воздуха и их положительных аномалий по сравнению с историческим периодом. В летние месяцы (с июня по август) прогнозируется уменьшение снеготаяния относительно исторического периода, что обусловлено таянием основной массы снега в весенний период. За счёт увеличения температуры воздуха в более ранние сроки накопившийся за зиму снежный покров успеет растаять до наступления лета, что, как будет рассмотрено ниже, приведёт к перестройке гидрографов. Стоит отметить, что при реализации «жесткого» сценария возможно значительное увеличение снеготаяния, особенно в конце XXI века, что сильно повлияет на внутригодовой ход стока. В период 2070—2099 гг. снеготаяние при максимальном росте в марте до 100 и 200% далее снизится в летние месяцы на 20—30 и 50—60% в сценариях RCP2.6 и RCP8.5 соответственно. В осенний период снеготаяние возрастает в связи с тем, что увеличивается период положительных температур, и снег продолжает таять выше современной климатической снеговой границы, наибольшие положительные аномалии превышают 150% в ноябре в сценарии RCP8.5 в 2070—2099 гг.

Речной сток, годовые объёмы стока. В результате моделирования формирования стока с учётом изменения климата и оледенения в XXI в. установлено, что при сочетании указанных факторов возможно как снижение, так и увеличение объёма стока в разных частях бассейна р. Терек в зависимости от степени и темпов деградации оледенения, расположения зоны снегового питания и сочетания климатических факторов (рис. 6, а).

В сценарии RCP2.6 изменения стока не столь значительны, как в сценарии RCP8.5. Во всех створах ожидается увеличение объёма стока в период 2006—2039 гг. на 1—4%, затем снижение в период 2040—2069 гг. и его стабилизация в последней трети XXI века, что коррелирует со стабилизацией температуры и площади оледенения. Стоит отметить, что в 2070—2099 гг. продолжит незначительно расти сток в створах р. Малки — Каменноостское и р. Терек — Котляревская, которые в том числе питаются за счёт таяния ледников и вечных снегов Эльбруса и Казбека. В створе р. Баксан — Заюково, в отличие от расположенного выше по течению створа у Тырныауза, сток незначительно увеличится, что обусловлено большей долей дождевого питания и, соответственно, большим влиянием увеличения осадков.

В бассейнах р. Баксан и р. Малки, в которых значительная часть ледникового и снегового стока поступает со склонов Эльбруса, в сценарии RCP8.5 изменения объёма стока значительно больше, чем в сценарии RCP2.6. Изменения имеют положительную

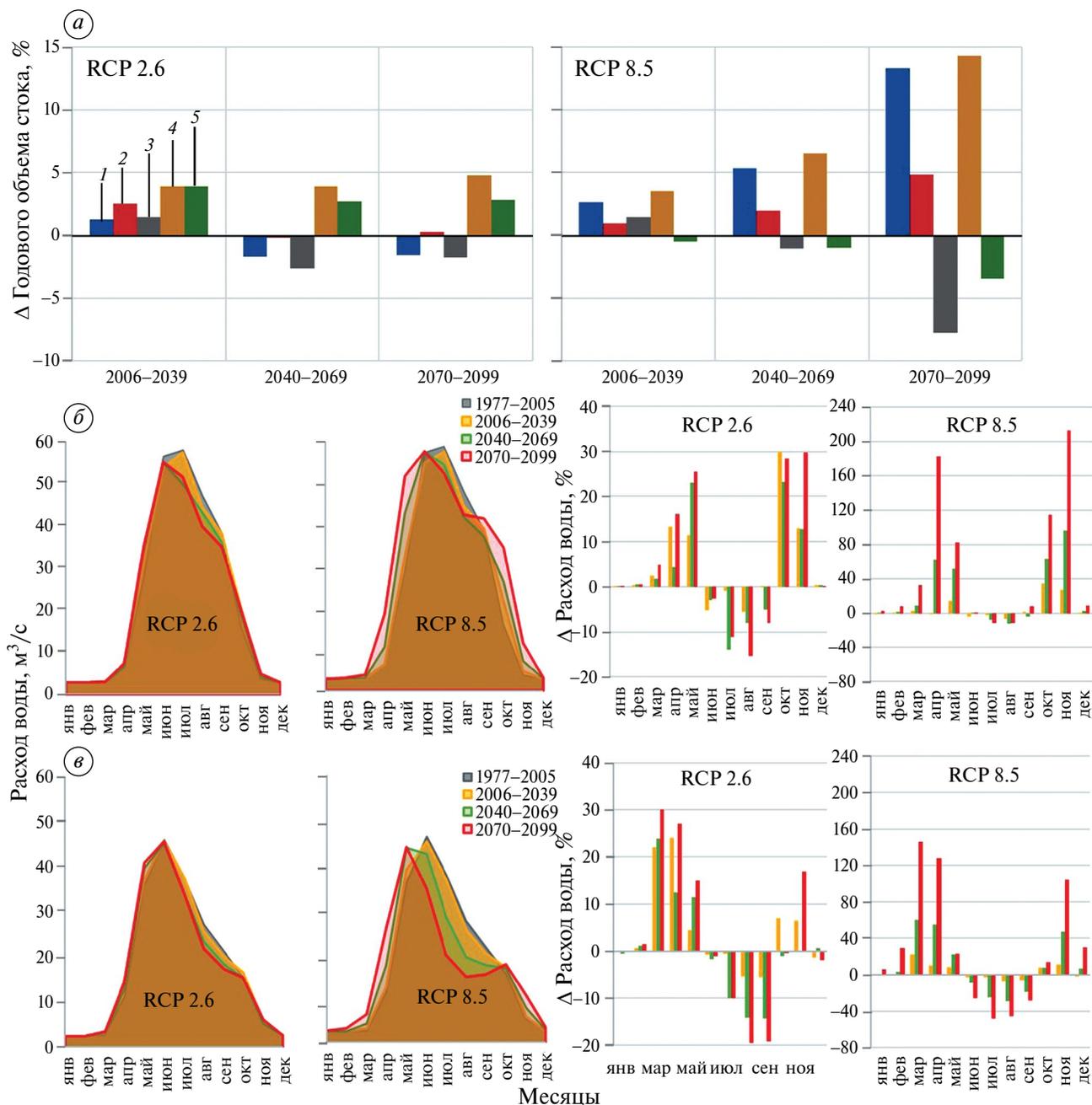


Рис. 6. Аномалии годового объёма стока относительно базового исторического периода (а: 1 – Баксан – Тырныауз; 2 – Баксан – Заюково; 3 – Чегем – Нижний Чегем; 4 – Малка – Каменномостское; 5 – Терек – Котляревская), трансформация внутригодового распределения стока и его аномалии в створе р. Баксан у Тырныауза (б) и р. Чегем у Нижнего Чегема (в) в сценариях RCP2.6 и RCP8.5

Fig. 6. Anomalies of the average monthly discharges relative to the base historical period (а: 1 – Baksan–Tyrnyauz; 2 – Baksan–Zayukovo; 3 – Chegem–Nizhny Chegem; 4 – Malka–Kamennomostskoye; 5 – Terek–Kotlyarevskaya), transformation of the intra-annual flow distribution and its anomalies in the Baksan River – Tyrnyauz (б) and the Chegem River – Nizhny Chegem (в) in scenarios RCP2.6 and RCP8.5

направленность, что связано с увеличением водоотдачи из снежного покрова до конца XXI века. Наибольшее увеличение стока в сценарии RCP8.5 к концу XXI века ожидается в створах р. Малки — у Каменномостского (14%) и р. Баксан — у Тырныауза

(13%). Изменение объёма стока вниз по течению реки будет зависеть от доли снегового и ледникового питания в суммарном стоке. Так, на расположенном ниже по течению створе р. Баксан у Заюкова в сценарии RCP8.5 оно составит 5%. В створе р. Терек

у Котляревской, замыкающем осетинскую часть бассейна р. Терек, в сценарии RCP8.5 возможно незначительное снижение объёма стока в течение всего прогнозного периода, которое к концу века не превысит 4%.

На примере р. Чегем видно, что направленность изменений стока в конкретных створах существенно зависит от высотного расположения бассейна, определяющего интенсивность деградации ледников и таяния вечных снегов, а в наиболее выраженном случае в сценарии RCP8.5 от того, сохранится ли оледенение или полностью исчезнет. Так, в сценарии RCP8.5 объём стока р. Чегем будет расти до середины века на величину до 5%, а далее начинает значительно снижаться, а в последней трети XXI века снизится на 8%. Увеличение объёма стока рек Малки и Баксана будет продолжаться вплоть до конца столетия. Однако увеличение объёмов стока будет главным образом связано с таянием вечных снегов, расположенных в пределах Эльбруса, при этом вклад ледникового стока будет уменьшаться.

Внутригодовое распределение стока. В сценарии RCP2.6 на всех исследуемых створах ожидается трансформация гидрографа со сдвигом начала половодья на более ранние сроки и снижение расхода воды в июне, июле и августе, что соответствует современным тенденциям (см. рис. 6, б–в). Для большинства створов также ожидается снижение максимального среднемесячного расхода. Исключение составляет створ р. Малки у Каменноостского, где ожидается последовательное увеличение максимума расхода воды вплоть до последней трети XXI века, что объясняется расположением зоны питания на склонах Эльбруса и меньшей степенью деградации оледенения в пределах водосбора. На фоне увеличения количества осадков в зимний период снежный покров в пределах Эльбруса будет также расти, что вызовет увеличение доли снегового питания.

В сценарии RCP8.5 ожидаются более выраженные изменения внутригодового распределения стока. Тенденция «рапластывания» гидрографа проявляется более отчётливо, чем в сценарии RCP2.6. К последней трети XXI века ожидается сдвиг начала половодья на март, смещение максимальных расходов воды на май — июнь, снижение расходов в летний период. Также ожидается увеличение расхода воды в осенний период, что обусловлено таянием свежеснегов, продолжающимся таянием вечных снегов и увеличением жидких осадков. Увеличение осадков в осенний период приведёт к росту паводкового стока.

Наибольшие относительные изменения месячных объёмов стока ожидаются в конце столетия при сценарии RCP8.5 в весенние и в осенние периоды, что соответствует максимальным изменениям количества осадков, температуры воздуха и объёма снеготаяния. Например, увеличение среднемесячных расходов воды составит 80—210% в апреле — мае и октябре — ноябре в створе р. Баксан у Тырнауза (см. рис. 6,

б) и 90—150% в марте — апреле и ноябре в створе р. Чегем у Нижнего Чегема (см. рис. 6, в). В то же время сток в летний период в среднем уменьшится на 5—15% в высокогорных створах р. Баксан и р. Малки и до 40% в створах р. Чегем у Нижнего Чегема и р. Терек у Котляревской. В бассейнах этих рек ожидается наибольшее сокращение площади оледенения, что станет причиной наибольших изменений летнего стока в сценарии RCP8.5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование модели формирования стока в комплексе с гляциологической моделью и прогностическими данными климатического моделирования позволило оценить возможные изменения характеристик речного стока и водного режима на фоне меняющегося климата и деградации горного оледенения. Рассмотренные климатические сценарии RCP2.6 («мягкий») и 8.5 («жесткий») не исчерпывают все реализации будущего климата, однако позволяют оценить возможный диапазон изменений стока и механизмы его реакции на меняющиеся климатические условия.

По результатам расчётов установлено, что при сочетании ряда факторов возможно как снижение, так и увеличение объёмов стока р. Терек. Изменение объёма стока в конкретных створах будет зависеть от доли и особенностей области ледникового и снегового питания и составит от –2 до +5% в сценарии RCP2.6 и от –8 до +14% — в сценарии RCP8.5. Направленность изменений стока в конкретных створах будет существенно зависеть от высотного расположения зоны снегового и ледникового питания, определяющего интенсивность их деградации. Так, в сценарии RCP8.5 сток р. Чегем начнёт значительно снижаться во второй половине XXI века. При этом увеличение объёмов стока рек Малки и Баксана, которые преимущественно питаются тальми водами ледников и вечных снегов Эльбруса, будет продолжаться вплоть до конца столетия. Однако это увеличение будет определяться главным образом ростом доли снегового питания в результате увеличения количества осадков в зимний период.

Модельные оценки подтверждают современные тенденции в изменениях внутригодового распределения стока — сдвиг начала половодья на более ранние сроки, уменьшение объёмов стока в летний период и их увеличение в осенние месяцы. Подобные изменения могут привести к нехватке водных ресурсов в летние месяцы и к возрастанию опасности затопления территорий в осенний период, однако в целом острого дефицита водных ресурсов на фоне ожидаемого роста осадков в XXI веке в высокогорной части бассейна р. Терек не ожидается.

Полученные результаты демонстрируют высокую эффективность использования предложенного комплекса моделей для оценки изменения стока

высокогорных территорий, в дальнейшем разработанный подход может применяться для планирования мероприятий по управлению водными ресурсами на Северном Кавказе.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания Института водных проблем РАН, темы FMWZ-2022-0001 (1.6-адаптация модели ECOMAG, 1.12-моделирование), темы № FMWZ-2022-0003 (3.1-совершенствование модели), по планам НИР (ГЗ) кафедры гидрологии суши, раздел I.10 (ЦИТИС 121051400038-1-сбор и анализ фактических данных о бассейне р. Терек) и НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н. И. Макавеева географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова (ЦИТИС 121051200166-4-анализ расчётных гидрографов).

Acknowledgments. The study was carried out under the Governmental Order to the Water Problems Institute of RAS, subject FMWZ-2022-0001 (1.6-adaptation of the ECOMAG model, 1.12-calculation); subject FMWZ-2022-0003 (3.1-model improvement); under the state assignment of the Hydrology department (CITIS121051400038-1-collection and analysis of factual data on the Terek river basin) and the Research laboratory of soil erosion and fluvial processes, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (CITIS121051200166-4-analysis of hydrographs).

ЛИТЕРАТУРА

- Борщ С. В., Симонов Ю. А., Христофоров А. В.* Прогнозирование стока рек России. М.: Гидрометцентр России, 2023. 200 с.
- Корнева И. А., Рыбак О. О.* Проекция климата на Кавказе (результаты эксперимента CORDEX) // Системы контроля окружающей среды. 2020. № 4. С. 5—12. <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2020-4-5-12>
- Корнева И. А., Рыбак О. О., Рыбак Е. А.* Коррекция модельных климатических данных для моделирования горных ледников Центрального Кавказа // Системы контроля окружающей среды. 2024. № 1 (в печати).
- Коровин В. И., Галкин Г. А.* Генетическая структура наводнений и паводков на реках Северо-Западного Кавказа за 275-летний период // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 3. С. 90—94.
- Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Изд-во РАН, 2018. 300 с. <https://doi.org/10.31857/S9785907036222000001>
- Носенко Г. А., Хромова Т. Е., Ротоматова О. В., Шахгеданова М. В.* Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001—2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 26—33. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-26-33>
- Adler C., Huggel C., Orlove B., Nolin A.* Climate change in the mountain cryosphere: impacts and responses // *Regional Environmental Change*. 2019. V. 19. P. 1225—1228. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01507-6>
- Bliss A., Hock R., Radić V.* Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2014. V. 119. № 4. P. 717—730. <https://doi.org/10.1002/2013JF002931>
- Duethmann D., Bolch T., Farinotti D., Kriegel D., Vorogushyn S., Merz B., Pieczonka T., Jiang T., Su B., Güntner A.* Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia // *Water Resources Research*. 2015. V. 51 (6). P. 4727—4750. <https://doi.org/10.1002/2014WR016716>
- Gelfan A., Semenov V. A., Gusev E., Motovilov Y., Nasonova O., Krylenko I., Kovalev E.* Large-basin hydrological response to climate model outputs: uncertainty caused by internal atmospheric variability // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2015. V. 19. № 6. P. 2737—2754. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2737-2015>
- Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections // *Global and Planetary Change*. 2010. V. 73 (3—4). P. 161—171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.05.005>
- Hamed K. H., Rao A. R.* A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data // *Journ. of hydrology*. 1998. V. 204. № 1—4. P. 182—196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Huss M., Fischer M.* Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change // *Frontiers in Earth Science*. 2016. V. 4. P. 34. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00034>
- Jones J. A.* Hydrologic responses to climate change: considering geographic context and alternative hypotheses // *Hydrological Processes*. 2011. V. 25. № 12. P. 1996—2000. <https://doi.org/10.1002/hyp.8004>
- Kraaijenbrink P. D. A., Bierkens M. F. P., Lutz A. F., Immerzeel W. W.* Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers // *Nature*. 2017. V. 549. P. 257—260. <https://doi.org/10.1038/nature23878>
- Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrikov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7. P. 153. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
- Lüthi S., Ban N., Kottlarski S., Steger C. R., Jonas T., Schär C.* Projections of alpine snow-cover in a high-resolution climate simulation // *Atmosphere*. 2019. V. 10. № 8. P. 463. <https://doi.org/10.3390/atmos10080463>
- Marty C., Schögl S., Bavay M., Lehning M.* How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. № 1. P. 517—529. <https://doi.org/10.5194/tc-11-517-2017>
- Milner A. M., Khamis K., Battin T. J., Brittain J. E., Barrand N. E., Füreder L., Cauvy-Fraunié S., Gíslason G. M., Jacobsen D., Hannah D. M., Hodson A. J., Hood E., Lencioni V., Ólafsson J. S., Robinson C. T., Tranter M., Brown L. E.* Glacier shrinkage driving global changes

- in downstream systems // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2017. V. 114. № 37. P. 9770—9778. [https://doi.org/ 10.1073/pnas.1619807114](https://doi.org/10.1073/pnas.1619807114)
- Motovilov Yu., Gottschalk L., Engeland K., Belokurov A.* ECOMAG — regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region // Department of Geophysics, University of Oslo. 1999. 88 p.
- Omani N., Srinivasan R., Karthikeyan R., Smith P.* Hydrological modeling of highly glacierized basins (Andes, Alps, and Central Asia) // *Water*. 2017. V. 9 (2). P. 111. [https://doi.org/ 10.3390/w9020111](https://doi.org/10.3390/w9020111)
- Pellicciotti F., Bauder A., Parola M.* Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps // *Water Resources Research*. 2010. V. 46. № 10. P. 1—16. [https://doi.org/ 10.1029/2009WR009039](https://doi.org/10.1029/2009WR009039)
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers in the 21st century // *Frontiers in Earth Science*. 2023. V. 11. № 1. P. 1—22. [https://doi.org/ 10.3389/feart.2023.1256696](https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696)
- Rafiq M., Mishra A.* Investigating changes in Himalayan glacier in warming environment: a case study of Kolahoi glacier // *Environmental Earth Sciences*. 2016. V. 75. P. 1—9. [https://doi.org/ 10.1007/s12665-016-6282-1](https://doi.org/10.1007/s12665-016-6282-1)
- Rahman K., Maringanti C., Beniston M., Widmer F., Abbaspour K., Lehmann A.* Streamflow modeling in a highly managed mountainous glacier watershed using SWAT: the Upper Rhone River watershed case in Switzerland // *Water resources management*. 2013. V. 27 (2). P. 323—339. [https://doi.org/ 10.1007/s11269-012-0188-9](https://doi.org/10.1007/s11269-012-0188-9)
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B.* Peak runoff in the north Caucasus: Recent trends in magnitude, variation and timing. // *Water Resources*. 2019. V. 46 (1). P. 56—66. [https://doi.org/ 10.1134/S0097807819070157](https://doi.org/10.1134/S0097807819070157)
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B., Smirnov A. M., Popovnin V. V.* Past ‘peak water’ in the North Caucasus: Deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // *Climatic Change*. 2020. V. 163 (4). P. 2135—2151. [https://doi.org/ 10.1007/s10584-020-02931-y](https://doi.org/10.1007/s10584-020-02931-y)
- Rets E., Kireeva M.* Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin // *IAHS Publ*. 2010. V. 340. P. 126—134.
- RGI 6.0 Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory — A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. Электронный ресурс. <https://nsidc.org/data/nsidc-0770/versions/6> Дата обращения: 26.02.2023. <https://doi.org/10.7265/4M1F-GD79>
- Santer B. D., Wigley T. M. L., Boyle J. S., Gaffen D. J., Hnilo J. J., Nychka D., Parker D. E., Taylor K. E.* Statistical significance of trends and trend differences // *Journ. of Geophys. Research*. 2000. V. 105. № 6. P. 7337—7356. [https://doi.org/ 10.1029/1999JD901105](https://doi.org/10.1029/1999JD901105)
- Shahgedanova M., Hagg W., Zacios M., Popovnin V.* An Assessment of the recent past and future climate change, glacier retreat, and runoff in the caucasus region using dynamical and statistical downscaling and HBV-ETH hydrological model. // *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-boreal Eastern Europe*. 2009. P. 63—72. [https://doi.org/ 10.1007/978-90-481-2283-7_8](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2283-7_8)
- Singh V., Jain S. K., Shukla S. K.* Glacier change and glacier runoff variation in the Himalayan Baspa River basin // *Journ. of Hydrology*. 2021. V. 593. P. 125918. [https://doi.org/ 10.1016/j.jhydrol.2020.125918](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125918)
- Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N.* Analysis of climate change in the Caucasus region: End of the 20th — Beginning of the 21st Century // *Climatic Change*. 2019. V. 7 (11). [https://doi.org/ 10.3390/cli7010011](https://doi.org/10.3390/cli7010011)
- Tielidze L. G., Wheate R. D.* The greater caucasus glacier inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. № 1. P. 81—94. [https://doi.org/ 10.5194/tc-12-81-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018)
- Tielidze L. G., Jomelli V., Nosenko G. A.* Analysis of Regional Changes in Geodetic Mass Balance for All Caucasus Glaciers over the Past Two Decades // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 2. P. 256. [https://doi.org/ 10.3390/atmos13020256](https://doi.org/10.3390/atmos13020256)
- Toropov P. A., Aleshina M. A., Grachev A. M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th — 21st century // *International Journ. of Climatology*. 2019. V. 39. № 12. P. 4703—4720. [https://doi.org/ 10.1002/joc.6101](https://doi.org/10.1002/joc.6101)
- Vacco D. A., Alley R. B., Pollard D.* Glacier advance and stagnation caused by rock avalanches // *Earth Planet. Sc. Lett*. 2010. V. 294. P. 123—130. [https://doi.org/ 10.1016/j.epsl.2010.03.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.019)
- Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O. and Popovnin V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 CE // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. № 11. P. 4039—4061. [https://doi.org/ 10.5194/tc-14-4039-2020](https://doi.org/10.5194/tc-14-4039-2020)
- Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. № 4. P. 1125—1146. [https://doi.org/ 10.1029/2019gl085578](https://doi.org/10.1029/2019gl085578)

Citation: Kornilova E.D., Krylenko I.N., Rets E.P., Motovilov Yu.G., Korneva I.A., Postnikova T.N., Rybak O.O. Changes in water regime in the high-mountain region of the Terek River (North Caucasus) in connection with climate change and degradation of glaciation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 173–188. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020014

Changes in water regime in the high-mountain region of the Terek River (North Caucasus) in connection with climate change and degradation of glaciation

E. D. Kornilova^{1,2*}, I. N. Krylenko^{1,2}, E. P. Rets², Yu. G. Motovilov², I. A. Korneva^{3,4}, T. N. Postnikova², O. O. Rybak^{2,4}

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

³Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

⁴Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia

*e-mail: ekaterina.kornilova.hydro@gmail.com

Received February 20, 2023 / Revised March 28, 2023 / Accepted April 10, 2024

In this study, we adapted the ECOMAG model of the runoff formation for analysis of the Terek River basin using comprehensive hydrometeorological information as well as data on soils, landscape, and glaciation. To take account of regional characteristics of the glaciation, the additional ice module was used with the model. This improvement has resulted in a satisfactory agreement between the modeled runoff hydrographs and the observed ones. In our simulations we used the updated glacier cover predictions from the global glaciological model GloGEMflowdebris together with regional climate projections from the CORDEX experiment to determine possible future changes in the Terek River flow in the 21st century. The results show that the runoff will change between -2% and $+5\%$ according to the RCP2.6 scenario, and from -8% to $+14\%$ in the RCP8.5 scenario. The directedness of the runoff changes in particular subbasins of the River will essentially depend on the altitude position of the snow and glacier feeding zones, that is responsible for the intensity of their degradation. Thus, in the RCP8.5 scenario, the flow of the Chegem River will begin to decrease significantly in the second half of the 21st century. In contrast, the predicted increasing of the runoff in Malka and Baksan rivers, which are primarily fed by meltwater from glaciers and snow on Elbrus and other high-mountain zones, is expected to be continued until the end of the century. But this increase may be caused only by a growth of a part of the snowmelt feeding due to greater winter precipitation. The model estimates confirm the present-day observed trends within the intra-annual runoff distribution, demonstrating the earlier start of the spring flood, a decrease in summer runoff volumes and then its increase in the autumn months. The results of the research may be used for more efficient management of water resources in the North Caucasus in the future, including electricity generation and water supply.

Keywords: mountain hydrology, runoff formation modeling in mountainous regions, North Caucasus, Terek River, climate change, glacier degradation, CORDEX, GloGEMflow-debris, ECOMAG

REFERENCES

- Borsch S. V., Simonov Y. A., Khristoforov A. V. *Prognozirovanie stoka rek Rossii*. Streamflow forecasting in Russia. Moscow: Hydrometcenter of Russia, 2023: 200 p. [In Russian]
- Korneva I. A., Pybak O. O., Rybak E. A. Climate projections for Central Caucasus (CORDEX experiment results). *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. Monitoring systems of environment. 2020, 4: 5–12. [In Russian]
- Korneva I. A., Pybak O. O. Correction of the model climatic data for simulation of the Central Caucasus mountain glaciers. *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. Monitoring systems of environment. 2024, 1 [In Russian] (в печати)
- Korovin V. I., Galkin G. A. Genetic structure of floods and flash-floods in the Western North Caucasus during 275 years. *Izvestija Akademii Nauk of SSSR*. Proceedings of the USSR Academy of Sciences. 1979, 3: 90–94. [In Russian]
- Motovilov Yu. G., Gelfan A. N. *Modeli formirovaniya stoka v zadachax gidrologii rechnyx bassejnov*. Models of runoff formation in problems of river basin hydrology. Moscow: Russian Academy of Sciences,

- 2018: 300 p. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S9785907036222000001>
- Nosenko G. A., Khromova T. E., Rototaeva O. V., Shakhgedanova M. V. Glacier reaction to temperature and precipitation change in Central Caucasus, 2001–2010. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (1): 26–33. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-26-33>
- Adler C., Huggel C., Orlove B., Nolin A. Climate change in the mountain cryosphere: impacts and responses. *Regional Environmental Change*. 2019, 19: 1225–1228. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01507-6>
- Bliss A., Hock R., Radić V. Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change. *Journ. of Geophysical Research: Earth Surface*. 2014, 119 (4): 717–730. <https://doi.org/10.1002/2013JF002931>
- Duethmann D., Bolch T., Farinotti D., Kriegel D., Vorogushyn S., Merz B., Pieczonka T., Jiang T., Su B., Güntner A. Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia. *Water Resources Research*. 2015, 51 (6): 4727–4750. <https://doi.org/10.1002/2014WR016716>
- Gelfan A., Semenov V.A., Gusev E., Motovilov Y., Nasonova O., Krylenko I., Kovalev E. Large-basin hydrological response to climate model outputs: uncertainty caused by internal atmospheric variability. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2015, 19 (6): 2737–2754. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2737-2015>
- Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V. A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections. *Global and Planetary Change*. 2010, 73 (3–4): 161–171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.05.005>
- Hamed K. H., Rao A. R. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journ. of hydrology*. 1998, 204 (1–4): 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Huss M., Fischer M. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Frontiers in Earth Science*. 2016, 4: 34. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00034>
- Jones J. A. Hydrologic responses to climate change: considering geographic context and alternative hypotheses. *Hydrological Processes*. 2011, 25 (12): 1996–2000. <https://doi.org/10.1002/hyp.8004>
- Kraaijenbrink P. D. A., Bierkens M. F. P., Lutz A. F., Immerzeel W. W. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nature*. 2017, 549: 257–260. <https://doi.org/10.1038/nature23878>
- Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrikov D. Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. *Frontiers in Earth Science*. 2019, 7: 153. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
- Lüthi S., Ban N., Kotlarski S., Steger C.R., Jonas T., Schär C. Projections of alpine snow-cover in a high-resolution climate simulation. *Atmosphere*. 2019, 10 (8): 463. <https://doi.org/10.3390/atmos10080463>
- Marty C., Schlögl S., Bavay M., Lehning M. How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps. *The Cryosphere*. 2017, 11 (1): 517–529. <https://doi.org/10.5194/tc-11-517-2017>
- Milner A. M., Khamis K., Battin T. J., Brittain J. E., Barrand N. E., Füreder L., Cauvy-Fraunié S., Gíslason G. M., Jacobsen D., Hannah D. M., Hodson A. J., Hood E., Lencioni V., Ólafsson J. S., Robinson C. T., Tranter M., Brown L. E. Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017, 114 (37): P. 9770–9778. <https://doi.org/10.1073/pnas.1619807114>
- Motovilov Yu., Gottschalk L., Engeland K., Belokurov A. ECOMAG – regional model of hydrological cycle. Application to the NOPEX region. Department of Geophysics, University of Oslo, 1999: 88.
- Omani N., Srinivasan R., Karthikeyan R., Smith P. Hydrological modeling of highly glacierized basins (Andes, Alps, and Central Asia). *Water*. 2017, 9 (2): 111. <https://doi.org/10.3390/w9020111>
- Pellicciotti F., Bauder A., Parola M. Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resources Research*. 2010, 46 (10): 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009WR009039>
- Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M. Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciers in the 21st century. *Frontiers in Earth Science*. 2023, 11 (1): 1–22. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1256696>
- Rafiq M., Mishra A. Investigating changes in Himalayan glacier in warming environment: a case study of Kola-hoi glacier. *Environmental Earth Sciences*. 2016, 75: 1–9. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6282-1>
- Rahman K., Maringanti C., Beniston M., Widmer F., Abbaspour K., Lehmann A. Streamflow modeling in a highly managed mountainous glacier watershed using SWAT: the Upper Rhone River watershed case in Switzerland. *Water resources management*. 2013, 27 (2): 323–339. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0188-9>
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B. Peak runoff in the north Caucasus: Recent trends in magnitude, variation and timing. *Water Resources*. 2019, 46 (1): 56–66. <https://doi.org/10.1134/S0097807819070157>
- Rets E. P., Durmanov I. N., Kireeva M. B., Smirnov A. M., Popovnin V. V. Past 'peak water' in the North Caucasus: Deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges. *Climatic Change*. 2020, 163 (4): 2135–2151. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02931-y>
- Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin. *IAHS Publ*. 2010, 340: 126–134.
- RGI 6.0 Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. Retrieved from: <https://nsidc.org>

- org/data/nsidc-0770/versions/6 (Last access: 26 February 2023). <https://doi.org/10.5067/f6jmovy5navz>
- Santer B. D., Wigley T. M. L., Boyle J. S., Gaffen D. J., Hnilo J. J., Nychka D., Parker D. E., Taylor K. E.* Statistical significance of trends and trend differences. *Journ. of Geophys. Research.* 2000, 105 (6): 7337–7356. <https://doi.org/10.1029/1999JD901105>
- Shahgedanova M., Hagg W., Zacios M., Popovnin V.* An Assessment of the recent past and future climate change, glacier retreat, and runoff in the caucasus region using dynamical and statistical downscaling and HBV-ETH hydrological model. *Regional Aspects of Climate-Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-boreal Eastern Europe.* 2009: 63–72. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2283-7_8
- Singh V., Jain S. K., Shukla S. K.* Glacier change and glacier runoff variation in the Himalayan Baspa River basin. *Journ. of Hydrology.* 2021, 593: 125918 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125918>
- Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N.* Analysis of climate change in the Caucasus region: End of the 20th – Beginning of the 21st Century. *Climate.* 2019, 7 (11). <https://doi.org/10.3390/cli7010011>
- Tielidze L. G., Wheate R. D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). *The Cryosphere.* 2018, 12 (1): 81–94. <https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
- Tielidze L. G., Jomelli V., Nosenko G. A.* Analysis of Regional Changes in Geodetic Mass Balance for All Caucasus Glaciers over the Past Two Decades. *Atmosphere.* 2022, 13 (2): 256. <https://doi.org/10.3390/atmos13020256>
- Toropov P. A., Aleshina M. A., Grachev A. M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th – 21st century. *International Journ. of Climatology.* 2019, 39 (12): 4703–4720. <https://doi.org/10.1002/joc.6101>
- Vacco D. A., Alley R. B., Pollard D.* Glacier advance and stagnation caused by rock avalanches. *Earth Planet. Sc. Lett.* 2010, 294: 123–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.019>
- Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O. and Popovnin V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 CE. *The Cryosphere.* 2020, 14 (11): 4039–4061. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4039-2020>
- Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere.* 2019, 13 (4): 1125–1146. <https://doi.org/10.1029/2019gl085578>

ПРОРЫВ ЗАВАЛЬНОГО ОЗЕРА МААШЕЙ (СЕВЕРО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

© 2024 г. В. А. Распутина*, Г. В. Пряхина, Д. А. Ганюшкин, Д. В. Банцев,
С. А. Грига, С. С. Свирипов

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: lerasputina88@gmail.com*

Поступила 25 сентября 2023 г.

После доработки 29 ноября 2023 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Обобщены и уточнены имеющиеся материалы о завальном озере Маашей в Центральном Алтае и его прорыве на основе анализа данных дистанционного зондирования Земли и полевых исследований. Уточнена батиметрическая схема озера, и проведено математическое моделирование гидрографа прошедшего прорывного паводка на основе методики расчёта его характеристик, описанной в настоящей статье.

Ключевые слова: завальные озёра, прорывы завальных озёр, опасные гидрологические явления, Алтай, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S2076673424020026

ВВЕДЕНИЕ

Завальные озёра, образованные в результате перекрытия русла рек оползнями, обвалами, каменными глетчерами, широко распространены в горных районах (Фоменко и др., 2020). Плотины таких водных объектов неоднородны и слабо устойчивы: они сложены рыхлооломочными материалами, не имеют слоистости, сортировки, а также могут содержать в себе погребённый лёд. Риск их разрушения и последующего прорыва водоёма возрастает вследствие поступления большего объёма воды в озеро, обусловленного выпадением интенсивных осадков или таянием ледника, землетрясением и другими причинами (Стром, 2020). Особенно опасны завальные озёра в перигляциальной зоне, образованные в результате перекрытия каменными глетчерами русла горных рек, имеющих ледниковое питание. Наиболее прорывоопасны такие водоёмы в тёплый период, когда наблюдается максимальная абляция ледника, повышенный приток воды к озёрам, увеличение их размеров и, соответственно, возрастание давления на запрудную плотину, что может привести к её разрушению. Объёмы таких завальных озёр могут достигать нескольких миллионов кубических метров, и в случае их прорывов могут формироваться мощные паводки и селевые потоки, наносящие огромный ущерб территориям, расположенным ниже по течению.

Среди наиболее известных завальных озёр следует назвать Сарезское озеро (Республика Таджикистан), которое образовалось при перекрытии русла реки

Бартанг в 1911 г. (Назришоев и др., 2010), и оз. Аттабад (Пакистан), сформировавшееся при сходе оползня, перекрывшего р. Хунза в 2010 г. (Sökefeld, 2012). На территории России к наиболее известным таким озёрам относится Верхнее Дюльтычайское озеро (хр. Саладаг, Республика Дагестан), образованное в результате смещения оползневого тела, запрудившего долину р. Дюльтычай в 2019 г. (Атаев, 2020). Продолжающаяся деградация оледенения в изменяющихся климатических условиях приводит к интенсивной аккумуляции большого объёма талых вод в завальных водоёмах, что увеличивает вероятность формирования подобных опасных явлений. Пример прорыва завального озера, находящегося в зоне распространения горного оледенения и подпруженного каменным глетчером, показывает оз. Маашей, расположенное на территории Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай, Россия). Прорыв произошёл 15 июля 2012 г. и привёл к разрушению подпрудной перемычки, что сформировало прорывной паводок и сопряжённый с ним селевой поток, уничтоживший два моста (через реки Маашей и Чуя). На примере этого прорыва мы предполагаем установить факторы, которые приводят к прорывам завальных водоёмов, а также выдвинуть гипотезу о наиболее вероятном механизме их прорывов.

Цель работы — на основе анализа данных дистанционного зондирования Земли, полевых исследований и методов математического моделирования выявить факторы, которые привели к формированию прорыва оз. Маашей.



Рис. 1. Схема выполнения полевых работ: 1 — пункты отбора проб воды на изотопный анализ; 2 — территория, охваченная тахеометрической съёмкой. На заднем плане спутниковый снимок World-view 2 на 5.09.2021 (подложка программы ArcMap 10.4.1 (ESRI Inc., USA))

Fig. 1. Scheme of field work: 1 — water sampling points for isotope analysis; 2 — territory covered by tacheometric survey. In the background is a satellite image of World-view 2 on September 5, 2021 (underlay of the ArcMap 10.4.1 programme (ESRI Inc., USA))

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Маашей располагалось в верховьях р. Маашей (левый приток р. Чуи) на территории Северо-Чуйского хребта, на высоте 1984 м над ур. моря. Оно образовалось при перекрытии стока р. Маашей

каменным глетчером с западной части долины (рис. 1) и обвалом рыхлообломочного материала с её восточной части. Поэтому подпруживающая озеро плотина имела сложную неоднородную структуру и состояла из конечной морены ледника Большой Маашей, конуса выноса с восточного борта долины и каменного глетчера с западного борта (Быков, 2013). Существует много исследований, посвящённых периоду образования озера: согласно М. В. Тронову (Тронов, 1949) в конце XIX в. озера не было; Н. Н. Михайлов (1994) пишет, что водоёму около 100 лет, а по результатам исследований процессов осадконакопления в работе (Бородавко, 1998) установлено, что возраст озера около 200 лет. Наиболее достоверны результаты дендрохронологических исследований образцов погибших деревьев, стоящих в воде, согласно которым озеро сформировалось в первой половине XVIII в. (Быков, 2013). Площадь водосбора озера в июле 2022 г. составляла 96.1 км². На водосборе оз. Маашей расположено 27 ледников суммарной площадью 27 км² (оледенённость составляет 28%) в диапазоне высот от 4100 до 2280 м над ур. моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Дистанционные методы. Для оценки изменения площади оз. Маашей за последние 60 лет были дешифрированы одновременные снимки: космоснимок Corona и спутниковые снимки Landsat (таблица, <https://earthexplorer.usgs.gov/>), а также использовались данные, полученные в ходе экспедиционных работ в сентябре 2022 г. Площадь озера определялась в программе ArcMap 10.4.1 (ESRI Inc., USA) путём визуального ручного дешифрирования. Для дешифрирования использовали комбинацию каналов «естественные цвета» (для всех спутниковых снимков). Пространственное разрешение спутниковых снимков Landsat-7 улучшалось при их объединении с панхроматическими снимками. Систематическая ошибка определения площадей

Таблица. Характеристики спутниковых снимков

Дата	Спутник	Пространственное разрешение снимка, м	ID снимка
28.06.1962	Corona	1.8	DS009038052DF039
08.08.1980	Landsat 3	30	LM03_L1TP_155025_19800808_20200905_02_T2
17.08.1989	Landsat 5	30	LM05_L1TP_144025_19890817_20200829_02_T2
12.08.1993	Landsat 5	30	LT05_L2SP_144025_19930812_20200913_02_T1
22.07.2000	Landsat 7	15	EPP144R025_7F20000722
18.08.2004	Landsat 7	15	LE07_L1TP_144025_20040818_20170119_01_T1
13.08.2011	Landsat 7	15	LE07_L1TP_145025_20110813_20200909_02_T1

составляла ± 1 пиксель. Ошибка вычислялась по формуле

$$A_{er} = 100\%(nm) / A_{lake}, \quad (1)$$

где A_{er} — ошибка, %; n — число пикселей по периметру озера; m — пространственное разрешение снимка, выраженное в виде площади пикселя, m^2 ; A_{lake} — площадь озера, m^2 . По результатам расчётов ошибка для Landsat-7 составила 14%, а для Landsat-3 и 5 — 29% соответственно.

Полевые исследования. В рамках комплексной экспедиции Санкт-Петербургского государственного университета в сентябре 2022 г. для восстановления гидроморфометрических характеристик водоёма, предшествовавших прорыву (уровень воды, объём водной массы и глубины), была выполнена тахеометрическая съёмка котловины оз. Маашей с использованием тахеометра Trimble M3 DR5" (Trimble Navigation Ltd., USA). Тахеометрическая съёмка рельефа выполнялась до границы уровня высоких вод, который предшествовал прорыву (рис. 2).

Полученные данные обрабатывались с использованием специального программного обеспечения (Попов, Боронина, 2019). Батиметрическая схема озера построена в картографической программе Surfer 23.3.202 (Golden Software Inc., USA) путём формирования грида, методом интерполяции Kriging, так как этот метод давал наименьшую невязку между точками. Объёмы воды рассчитывались по полученному распределению глубин.

В сентябре 2022 г. во время полевых работ в районе бывшего оз. Маашей были отобраны четыре пробы воды из р. Маашей с целью определения доли талых ледниковых вод в питании реки для исследуемой части бассейна. Пробы речной воды отбирали в месте прорыва оз. Маашей, так как на этом участке река не разделялась на рукава, и у края ледника Маашей.

Вклад компонентов в сток оценивался с помощью уравнения изотопного баланса, которое в общем виде имеет вид:

$$R^{18}O_1f_1 + R^{18}O_2f_2 = R^{18}O, \quad (2)$$

где $R^{18}O_1$ — изотопный состав первого компонента; f_1 — доля первого компонента; $R^{18}O_2$ — изотопный состав второго компонента; f_2 — доля второго компонента; $R^{18}O$ — результирующий изотопный состав (Чижова и др., 2016).

Для выделения доли ледниковой составляющей в стоке р. Маашей, помимо значения $\delta^{18}O$ талых ледниковых вод (-17.29‰), необходимо знать величину $\delta^{18}O$ неледниковых вод. Из-за недостатка данных об изотопном составе грунтовых вод в данном районе было использовано допущение, что изотопный состав подземных вод в период 24—25 сентября приблизительно равен среднему изотопному составу атмосферных осадков за сентябрь, среднее значение $\delta^{18}O$ которых определяли с помощью онлайн-калькулятора OIPC, связанного с порталом IsoMAP — Isoscapes Modeling, Analysis and Prediction (<https://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html>) и позволяющего с помощью ввода географических координат рассчитывать средние значения изотопного состава осадков по месяцам для различных территорий, так как в период проведения полевых исследований осадки не выпадали.

Математическое моделирование. На основе детальных полевых исследований была выдвинута гипотеза о том, что прорыв оз. Маашей произошёл при размыве фильтрационного канала — ведь формирование фильтрационного канала в теле подпруживающей водоём плотины часто служит триггерным механизмом прорыва моренных дамб (Chang, Zhang, 2010; Westoby et al., 2014; Chen et al., 2019; Neupane et al., 2019). Воздействие внешнего триггера в виде продолжительных интенсивных осадков в течение



Рис. 2. Уровни высоких вод озера: отсутствие растительности (а) и окраска валунов (б). Фото В. А. Распутиной, сентябрь 2022 г.
Fig. 2. High-water elevation of Lake Maashei: lack of vegetation (a) and color of boulders (b). Photos by Rasputina V. A., September 2022

трёх суток привело к подъёму уровня воды в озере и обводнению подпруживающей перемычки, её ослаблению, размыву и последующему прорыву озера. Мы предположили, что прорыв был инициирован интенсивным оттоком воды через фильтрационный канал с последующим обрушением грунта над каналом — при достижении диаметра критической величины равной 1/5 от напора воды (Протодьяконов, 1931), проседанием, переливом через гребень и полным разрушением дамбы.

Приращение диаметра фильтрационного канала рассчитывается по формуле (3) (Westoby et al., 2014; Okeke et al., 2016; Chen et al., 2019; Zhang et al., 2021):

$$\Delta l(t) = E(t) = K[\tau(t) - \tau_c], \quad (3)$$

где $\Delta l(t)$ — приращение канала, соответствующее скорости эрозии $E(t)$; K — коэффициент эрозии, определяется соотношением, приведённым в (Temple, Hanson, 1994); $\tau(t)$ — напряжение сдвига, инициируемое водным потоком; τ_c — критическое сдвиговое напряжение, которое рассчитывается по формулам, приведённым в (Temple, Hanson, 1994). Сдвиговое напряжение $\tau(t)$ зависит от скорости потока воды и определяется как:

$$\tau(t) = \gamma_w R(t) S(t), \quad (4)$$

где γ_w — удельный вес воды; R — гидравлический радиус; $S(t)$ — энергетический уклон, выражение для которого имеет следующий вид $S(t) = \frac{v^2 n^2 [R(t)]^{-4/3}}{h_f(t)}$, здесь v — средняя скорость потока воды, рассчитываемая по формуле $v_f(t) = \sqrt{\frac{2g(z_w(t) - z_{rip})}{h_f(t)}}$, где g — ускорение свободного падения; $z_w(t)$ — отметка поверхности воды потока; z_{rip} — отметка центра канала; $h_f(t)$ — потери напора по длине и применяющаяся в расчётах скорости потока в канале (Westoby et al., 2014; Chen et al., 2019); n — коэффициент Стиклера, зависящий от крупности частиц грунта, характеризуется значениями в интервале от 0.01 до 0.05 и определяется соотношением $n = \left(\frac{0.15}{\sqrt{g}}\right) k^{1/6}$ (k — крупность частиц грунта).

Для определения критического сдвигового напряжения воспользуемся формулой, предложенной в (Chang, Zhang, 2010):

$$\tau_{кр} = 6.8(\xi)^{1.68} \kappa^{-1.73} \zeta^{-0.97}, \quad (5)$$

ξ — индекс пластичности грунта, % (характеристика, отражающая способность грунта удерживать воду, для супесей изменяется в пределах 1–7%, для суглинков 7–17%, для глин больше 17%), из которого сложена плотина, ζ — пористость грунта.

Расход воды через фильтрационный канал рассчитывается по соотношению:

$$Q_f(t) = \omega_f(t) v_f(t), \quad (6)$$

где $\omega_f(t)$ — площадь фильтрационного канала, определяемая как площадь круга, так как канал имеет круглую форму.

После обрушения грунта над фильтрационным каналом поток воды концентрируется в месте формирования прорана. Разрушение перемычки и развитие прорана происходят сверху вниз неравномерно из-за неравномерного распределения скоростей потока по глубине. Приращение линейных размеров прорана зависит от скорости эрозии и рассчитывается по формуле (3). Поскольку в турбулентном потоке наиболее значительный градиент скорости имеет место в придонном слое (Быков, Васильев, 1977), скорость эрозии рассчитываем для средней (7) и донной (8) скоростей потока.

$$v = \sqrt{2g[z_w(t) - z_B(t)]}, \quad (7)$$

где $z_w(t)$ — функция, описывающая зависимость отметки воды водоёма от его объёма $F(V(t))$, $z_B(t)$ — отметка дна прорана;

$$v_B = v \sqrt{1 - \frac{z}{R(t)} \left(0.57 + \frac{3.3}{C(t)}\right)}, \quad (8)$$

в котором z — глубина погружения точки; $C(t)$ — коэффициент Шези; $R(t)$ — гидравлический радиус потока (Быков, Васильев, 1977). Приращение линейных размеров прорана, которые вызваны донной эрозией $\Delta l_B(t)$, меньше, чем у его боковых частей $\Delta l(t)$, так как придонная скорость ниже среднего значения скорости, которое используется для расчёта $\Delta l(t)$. Поэтому форма прорана аппроксимируется трапецией.

Расчёт расхода воды через проран Q_B при переливе выполняется по уравнению водослива с широким порогом (9), так как течение воды через проран близко к течению воды через водослив с широким порогом. Подобный подход широко используется при расчётах расходов воды при прорыве грунтовых плотин (Osti, Egashira, 2009; Chang, Zhang, 2010; Zhong et al., 2018):

$$Q_B = \mu \omega(t) \sqrt{2g[z_w(t) - z_B(t)]}, \quad (9)$$

где $\omega(t)$ — площадь поперечного сечения прорана, определяется как $\omega(t) = \frac{D_T(t) + D_B(t)}{2} [z_w(t) - z_B(t)]$. В уравнении для расчёта площади поперечного сечения прорана: $D_T(t)$ — ширина верхней части прорана; $z_B(t)$ — ширина прорана по дну; μ — коэффициент расхода. Подробное математическое описание расчёта характеристик прорывного паводка при переливе воды приведено в (Распутина и др., 2021).

Расчёт многолетнего изменения величины абляции. Для оценки многолетнего изменения абляции на языке

ледника Большой Маашей, который мы используем как косвенный показатель изменения притока талых вод к озеру Маашей, необходимо вычислить среднюю летнюю температуру t_i на соответствующей высоте z_i с помощью вертикального температурного градиента G_t , высоты расположения метеостанции z_m , средней летней температуры на ГМС t_m .

Для расчётов использовались данные по метеостанции Кара-Тюрек (Булыгина и др., 2014), расположенной приблизительно в 82 км к западу от ледника на высоте 2600 м. Вычисление вертикального температурного градиента проводилось по паре метеостанций Аккем — Кара-Тюрек, расстояние между которыми составляет примерно 14 км. В качестве высоты расчёта использовалась высота нижней точки ледника с учётом её смещения по высоте с годами согласно (Ganyushkin et al., 2023).

При переходе на ледник следует учитывать температурный скачок Δt . Согласно (Котляков, 1977) для ледников в интервале площадей от 4 до 10 км² температурный скачок составляет -1.5°C . В итоге получаем:

$$t_i = t_m - G_t(z_i - z_m) - \Delta t. \quad (10)$$

После вычисления t_i определяется абляция. Для этого была использована формула расчёта абляции по уточнённой формуле А. Н. Кренке и В. Г. Ходакова (Барбаш и др., 1982), дополненная региональным экспозиционным коэффициентом K (Галахов, Мухаметов, 1999):

$$Ab = K1,33(t_i + 9.66)^{2.85}. \quad (11)$$

Для ледников северной экспозиции этот коэффициент равен 0.82.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрологический режим оз. Маашей. Детальный анализ спутниковых снимков Landsat-3, 5, 7 позволил выявить внутригодовую и межгодовую изменчивость величины площади зеркала озера, что косвенно

свидетельствовало об изменении притока воды к водоёму, а следовательно, и о его уровненом режиме. В качестве примера внутригодовой изменчивости приведём восстановленный внутригодовой цикл изменения площади озера за 2011 год по нескольким временным срезам, который показал, что зимой озеро спускалось полностью, а начиная с июня снова происходило заполнение озёрной котловины: в начале июня (3.06.2011) площадь озера составляла 63 тыс. м², в августе (13.08.2011) достигала максимального значения 255 тыс. м², в сентябре (14.09.2011) озеро начало сокращаться, площадь составила 238 тыс. м², достигнув в конце сентября (30.09.2011) 191 тыс. м². В октябре озеро оказалось полностью спущенным. Такой режим уровня воды был подтверждён литературными данными (Быков, 2013; Borodavko, Litvinov, 2013). Существование озера только в тёплый период года свидетельствовало о том, что главным источником питания водоёма были талые ледниковые воды, а полный спуск озера в осенне-зимний период указывал на наличие в теле подпруживающей плотины фильтрационных каналов, по которым происходил сток. Пропускная способность фильтрационных каналов была оценена для периода сокращения площади и объёма озера в осенний период с использованием батиграфической и объёмной кривых озера, полученных по результатам выполненной тахеометрической съёмки, и величины осреднённого измеренного при проведении полевых работ расхода воды р. Маашей, который составил 1.3 м³/с. Расход оттока озёрных вод по фильтрационным каналам изменялся от 1.4 до 1.6 м³/с. Отметим, что величина вклада ледниковых вод в питание р. Маашей на момент проведения полевых работ составляла по уравнению изотопного баланса 80%, что также подтверждает преимущественно ледниковое питание озера.

В многолетнем разрезе площадь озера увеличивалась к концу периода абляции каждого года (рис. 3), что обусловлено большим притоком воды в результате повышенного таяния ледника в условиях нестационарной климатической ситуации (несмотря на то, что водоем спускался в осенне-зимний период,

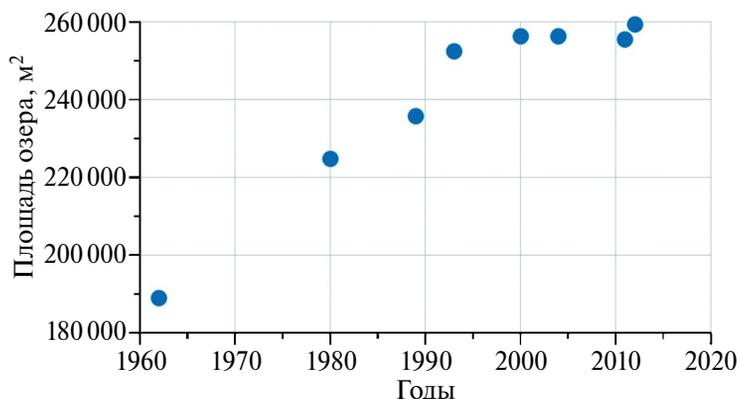


Рис. 3. Изменение площади озера Маашей во времени
Fig. 3. Change in the area of Lake Maashei over time

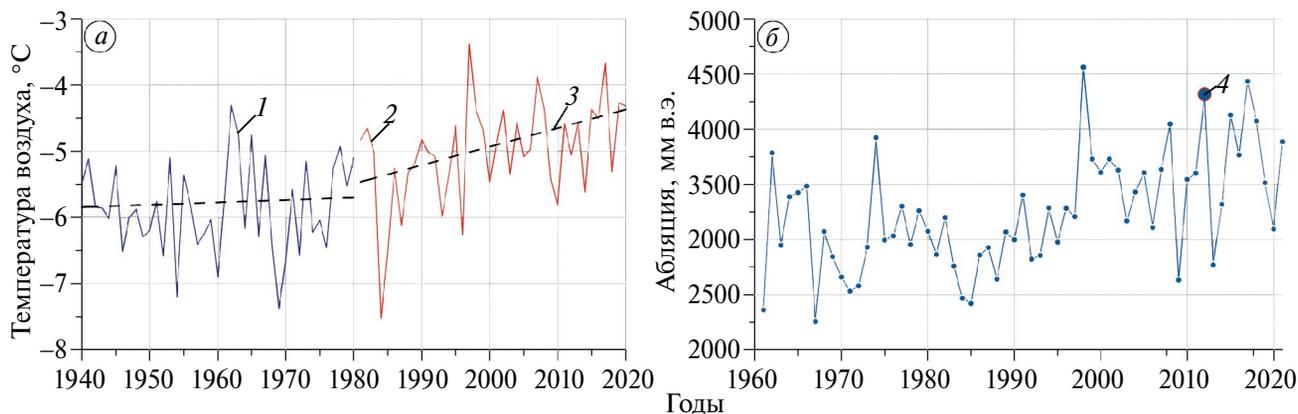


Рис. 4. Ход среднегодовой температуры воздуха по данным метеостанции Кара-Тюрек (а); изменение величины средней абляции на леднике Большой Маашей за летний сезон (б): 1 — ход среднегодовой температуры воздуха до 1980 г.; 2 — ход температуры воздуха после 1980 г.; 3 — тренды температуры воздуха; 4 — величина абляции на леднике Большой Маашей в 2012 г.

Fig. 4. Course of average annual air temperature at the Kara-Turek weather station (a); change in the average ablation value on the Bolshoi Maashei glacier during the summer season (b): 1 — course of average annual air temperature before 1980; 2 — course of average annual air temperature after 1980; 3 — air temperature trends; 4 — the ablation value on the Bolshoi Maashei glacier in 2012

на следующий год в течение теплого периода заново происходило заполнение озёрной котловины тальми ледниковыми водами, причём объём озера с течением времени становился больше). Последнее подтверждается выявленными статистически значимыми положительными трендами среднегодовой (рис. 4, а) и среднемесячной температуры воздуха в период абляции (июнь — август) после 1980 г. (Распутина и др., 2022) по данным метеостанции Кара-Тюрек, которая ближе всего расположена к исследуемой территории.

Наиболее интенсивно размеры озера возрастали с конца 1980-х до начала 2000-х годов и в начале 2010-х годов. Именно в этот период (в конце 1980-х годов) увеличились темпы отступления ледника Большой Маашей: с 3.2 ± 1 м/год (с 1962 по 1989 г.) до 7.1 ± 2.0 м/год (с 1989 по 2010 г.); начиная с 2010 г. темпы отступления возросли вдвое до 14.0 ± 2.0 м/год (Ganyushkin et al., 2023). Ускорение отступления ледника — это следствие в первую очередь ускорения его таяния в сезоны абляции. Последнее подтверждается нашими расчётами (рис. 4, б), согласно которым с середины 1980-х годов имел место отчётливый тренд к росту величины таяния. 2012 год, когда произошёл прорыв озера, входит в тройку лет с самым большим таянием за весь период с начала 1960-х годов по настоящее время. Согласно нашим расчётам, величина таяния за летний сезон в 2012 г. составила 4317 мм в водном эквиваленте.

График на рис. 4, б отражает ускорение таяния ледника, что, в свою очередь, привело к более интенсивному росту площади озера и, соответственно, увеличению его водной массы.

Морфометрические характеристики озёрной котловины. На основе выполненной тахеометрической съёмки была восстановлена батиметрическая схема оз. Маашей до прорыва и получены его

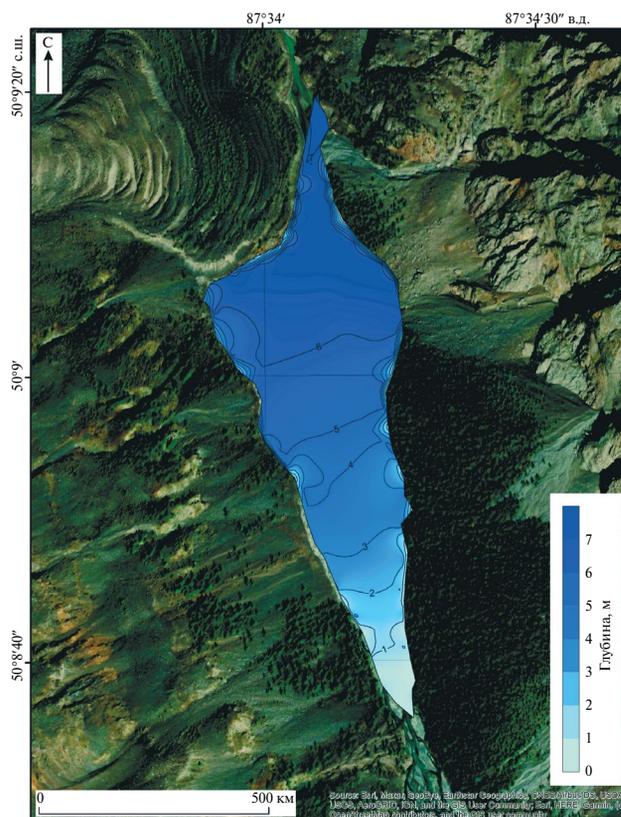


Рис. 5. Батиметрическая схема озера Маашей до его прорыва, выполненная по результатам тахеометрической съёмки котловины озера, которая проводилась 23–25 сентября 2022 г. Изобаты проведены через 1 м

Fig. 5. Bathymetric map of Lake Maashei before its outburst made based on the results of a tacheometric survey of the lake basin, which was carried out on 23–25 September 2022. Water depth contours have an interval of 1 m

морфометрические характеристики (рис. 5). Отметим, что горизонт высоких вод был отчётливо виден на бортах котловины: по отсутствию растительности (рис. 2, а) и окраске камней (рис. 2, б) в местах, которые ранее были под водой.

Длина и ширина озера составляли 1480 и 423 м соответственно, максимальная глубина по результатам съёмки оказалась равной 7.5 м, а средняя — 4.7 м, что на 1.2 м больше, чем по опубликованным данным (История озёр..., 1995; Бородавко, 1998). Площадь оз. Маашей до его катастрофического спуска составляла 259 тыс. м² при соответствующем объёме водной массы 1.21 млн м³. Поскольку озеро при прорыве спустилось полностью, весь объём воды сформировал прорывной паводок и сопряжённый с ним селевый поток.

Выполненная тахеометрическая съёмка позволила также установить форму и оценить морфометрические характеристики образовавшегося прорана в теле подпруживающей озеро плотины в результате прорыва: высота — 10 м, ширина по дну и гребню — 7 и 69 м соответственно. Площадь прорана оказалась равной 415 м².

Моделирование гидрографа прорыва оз. Маашей.

В качестве начальных условий для моделирования задавались: объём водоёма, предшествующий прорыву — 1.21 млн м³ (получен при выполнении полевых работ авторами в конце сентября 2022 г.), удельный вес грунта — 2740 кг/м³, доля содержания глины в грунте — 15%, индекс пластичности — 13. Характеристики материала плотины соответствуют средним значениям удельного веса, процентного содержания глины и индексу пластичности для моренных материалов согласно (Westoby et al., 2014, 2015; Zheng et al., 2021) и для моренных материалов, отобранных авторами на других горных массивах Алтая. Расчётный шаг по времени был равен 1 секунде. Смоделированный гидрограф прорывного паводка приведён на рис. 6.

Согласно полученным результатам расчёта сброс воды через фильтрационный канал происходил около 3 часов, после чего начался перелив и сформировалась волна прорывного паводка, максимальный расход воды которой составил 694 м³/с. Средние скорости течения воды при прорыве изменялись от 0.2 м/с в начале прорыва и достигали 5–7 м/с на пике прорывного паводка. Продолжительность прорывного паводка по результатам расчёта составила около 5.5 часов. Проран образовался на всю высоту плотины (10 м). Его рассчитанные морфометрические характеристики таковы: средняя ширина — 47.5 м (по измеренным данным — 41.5 м), площадь — 476 м² (по измеренным данным — 415 м²). Расхождение между смоделированными и измеренными значениями ширины и площади поперечного сечения прорана составило около 15%.

ОБСУЖДЕНИЕ

Перечислим факторы, которые привели к прорыву оз. Маашей: в результате повышенного притока воды к озеру, обусловленного более интенсивным таянием ледника в результате потепления климата, в многолетнем разрезе водоём увеличивался в размерах, что могло ослабить запрудную плотину; дополнительное воздействие внешнего триггера в виде продолжительных осадков привело к обводнению подпруживающей перемычки, её размыву и последующему прорыву. По данным метеостанции Кара-Тюрек, которая находится в 82 км к западу от объекта исследования, суточное количество осадков в период прорыва озера было таким: 13 июля — 19.8 мм, 14 июля — 13.6 мм, 15 июля — 34 мм (Бульгина и др., 2014). При этом в последний день (15 июля 2012 г.) 34 мм осадков выпало в течение 12 часов, что относится к категории опасных метеорологических явлений для селеопасных горных районов, согласно перечню опасных явлений Западно-Сибирского

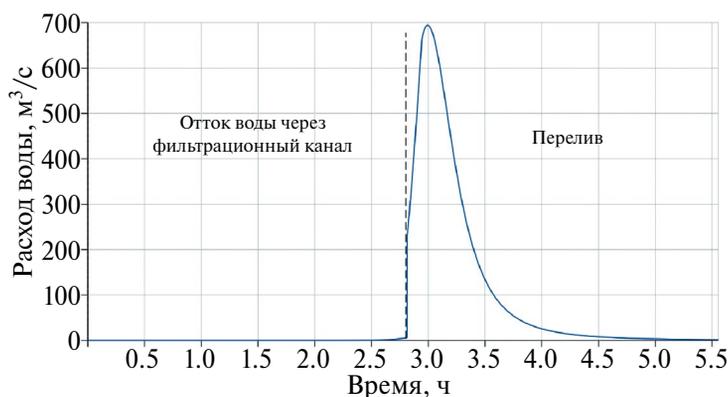


Рис. 6. Смоделированный гидрограф прорывного паводка, образовавшегося в результате прорыва озера Маашей. Пунктирная линия разделяет отток воды по фильтрационному каналу и перелив воды после обрушения грунта над каналом

Fig. 6. Simulated hydrograph of the outburst flood resulting from Lake Maashei outburst. The dotted line separates the water outflow through the filtration channel and the overflow of water after the collapse of the soil above the channel

УГМС (<http://www.meteo-nso.ru/pages/115>). Из-за горного рельефа и удалённости метеостанции от котловины оз. Маашей невозможно точно определить, какое количество осадков выпало в рассматриваемой долине реки, однако авторы предполагают, что сумма выпавших осадков была близка по величине к категории опасного метеорологического явления.

В рамках обсуждения отметим, что согласно опубликованным работам (Bogodavko et al., 2013) после прорыва оз. Маашей было выполнено математическое моделирование движения волны прорывного паводка по долине р. Маашей с использованием программного комплекса HEC-RAS. Начальный гидрограф прорыва в этом случае рассчитывался по эмпирическим формулам (Costa, 1988; Cenderelli, 2000), согласно которым максимальный расход воды прорывного паводка в створе плотины составил $800 \text{ м}^3/\text{с}$. В случае такого подхода схематизация гидрографа не совсем корректна, поскольку не учитываются морфометрические характеристики водоёма и характеристики грунта, из которого была сложена подпруживающая перемычка, от которых зависит величина максимального расхода воды прорывного паводка и его продолжительность. При использовании эмпирических формул не проводился также расчёт развития прорана, хотя размеры образовавшегося прорана — зачастую единственная проверочная информация для оценки качества моделирования, поскольку отсутствует возможность сравнения смоделированных максимальных расходов с наблюдаемыми значениями.

Качество моделирования характеристик прорывного паводка по предложенной в статье методике оценивалось по результатам сравнения рассчитанных по методике и измеренных размеров прорана, поскольку эти данные служат единственной проверочной информацией. Сравнение показало, что расхождение расчётных и измеренных размеров не превышает 15%. Поскольку морфометрические характеристики прорана были получены спустя 10 лет после прорыва озера, то, учитывая тот факт, что борта прорана сложены рыхлообломочным материалом, размеры прорана за прошедший период времени могли измениться, и это может служить объяснением расхождения между наблюдаемой и рассчитанной шириной прорана. Поэтому, по нашему мнению, с учётом возможного изменения размеров прорана результат моделирования кажется удовлетворительным, а рассчитанные величины скоростей потока представляются правдоподобными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Время существования оз. Маашей от его образования вследствие перекрытия стока р. Маашей каменным глетчером до катастрофического спуска оценивается по разным данным в 200—300 лет. На основе анализа данных дистанционного

зондирования Земли, полевых материалов и математического моделирования были рассмотрены факторы, которые привели к прорыву озера. Причиной разрушения запрудной плотины стало её ослабление вследствие роста объёма озера ввиду повышенного притока талых вод к водоёму (в год, когда произошёл прорыв озера, величина абляции ледника Большой Маашей была одной из самых максимальных за период с начала 1960-х годов по настоящее время). Воздействие внешнего триггера в виде интенсивных и продолжительных дождей (сумма осадков составила 67.4 мм) привело к сильному обводнению плотины, её размыву и прорыву, вследствие чего сформировался прорывной паводок. На основе проведения полевых исследований была выдвинута гипотеза о том, что механизмом прорыва озера стало образование фильтрационного канала в теле запрудной плотины. Для этого сценария развития событий выполнено математическое моделирование прорыва озера: оценены максимальный расход прорывного паводка, скорости потока и продолжительность прорыва (максимальный расход составил $694 \text{ м}^3/\text{с}$, скорости потока изменялись от 0.2 до 5—7 м/с, период прохождения прорывного паводка составил около 5.5 часов). Качество моделирования оценивалось по результатам сравнения рассчитанных и измеренных размеров прорана. Сравнение показало, что расхождение не превышает 15%.

В настоящее время запрудной плотины, которая могла бы перекрыть сток р. Маашей, не существует. Однако борта долины реки в месте образовавшегося при прорыве прорана сложены рыхлым мелкообломочным материалом. Не исключено, что может произойти обвал грунта, который перекроет речной поток и сформирует условия для повторного заполнения котловины озера. Вероятность нового перекрытия русла в результате движения самого ледника и образования запрудной плотины также весьма высока. В обоих случаях нельзя исключить вероятность риска повторного прорыва водоёма. Кроме того, в настоящее время в 14 км к югу от котловины оз. Маашей в долине р. Правый Карагем расположено завальное озеро, подпруженное каменным глетчером. Сейчас из этого озера наблюдается поверхностный сток, однако при движении каменного глетчера может произойти перекрытие русла ручья, что увеличит риск прорыва озера.

Для завальных озёр, перекрытых высокими слабоустойчивыми плотинами или каменными глетчерами, гребень которых выше, чем поверхность зеркала водоёма, наиболее вероятным сценарием прорыва служит развитие фильтрационного канала в наиболее слабом месте подпруживающей плотины. Результаты настоящего исследования вносят теоретический вклад в понимание процесса формирования процесса прорывов озёр, подпруженных каменными глетчерами, а также имеют практическую значимость при оценке опасных

гидрологических явлений: возможно использование физически обоснованной математической модели, описанной в настоящем исследовании, для оценки характеристик возможных прорывов завальных озёр. Расчётный гидрограф прорывного паводка может быть использован в качестве начальных условий в моделях расчёта движения как волны прорыва, так и селевого потока.

Благодарности. Авторы благодарят Е. С. Деркач и Ю. А. Горбунову за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-67-00020 «Изменения климата, ледников и ландшафтов Алтая в прошлом, настоящем и будущем как основа модели адаптации населения внутриматериковых горных районов Евразии к климатообусловленным изменениям среды».

Acknowledgements. The authors thank E. S. Derkach and Yu. A. Gorbunova for assistance in conducting field work. The work was supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-67-00020 «Changes in climate, glaciers and landscapes of Altai in the past, present and future as the basis for a model of adaptation of the population of inland mountainous regions of Eurasia to climate-induced environmental changes».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атаев З. В.* Верхнее Дюльтычайское озеро — самое крупное озеро в высокогорном Дагестане // Мониторинг. Наука и технологии. 2020. № 1 (43). С. 6–8.
- Барбаш В. Р., Бочарова Н. Г., Давидович Н. В., Кренке А. Н.* Расчёты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ // Материалы гляциол. исследований. 1982. № 43. С. 114–119.
- Бородавко П. С.* Исследование процессов осадконакопления в приледниковых озерах // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: материалы научной конференции. Томск, 1998. Т. 4. Томск: Томский гос. ун-т, 1998. С. 20–22.
- Булыгина О. Н., Веселов В. М., Разуваев В. Н., Александрова Т. М.* «Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549. Основные метеорологические параметры (срочные данные) // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных> (Дата обращения: 21.09.2023).
- Быков Н. И.* Маашейское озеро: рождение, жизнь и смерть // География и природопользование Сибири. 2013. № 16. С. 22–30.
- Быков В. Д., Васильев А. В.* Гидрометрия. Издание четвертое, переработанное и дополненное. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 444 с.
- Галахов В. П., Мухаметов Р. М.* Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
- Ерохин С. А., Загинаев В. В.* Прорывоопасность завально-оползневых озёр Тянь-Шаня. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. 6-й Международ. конф. Душанбе–Хорог, Таджикистан, 2020. Т. 1. Душанбе: ООО «Промоушн», 2020. С. 183–193.
- История озёр Севера Азии (Серия: История озёр). СПб.: Наука, 1995. 288 с.
- Котляков В. М.* Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира // Материалы гляциол. исследований. 1977. № 29. С. 53–144.
- Михайлов Н. Н.* Озёра Алтая, их происхождение и история // География и природопользование Сибири. 1994. Вып. 1. С. 75–89.
- Назришоев Х. А., Ярз Л. А., Винниченко С. М.* Сарезское озеро и основные проблемы высокогорных завальных озёр // Инженерная геология. 2010. № 2. С. 42–49.
- Попов С. В., Боронина А. С.* Программное обеспечение для обработки данных тахеометрической съёмки // Геодезия, картография, геоинформатика и кадастры. Наука и образование. Сб. материалов III Всерос. науч.-практич. конф. 6–8 ноября 2019 г. СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2019. С. 258–263.
- Протодьяконов М. М.* Давление горных пород и рудничное крепление. Гос. изд-во РСФСР, 1931. 65 с.
- Распутина В. А., Пряхина Г. В., Ганюшкин Д. А., Банцев Д. В., Панютин Н. А.* Особенности уровня режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 441–454.
- Распутина В. А., Пряхина Г. В., Попов С. В.* Опыт моделирования гидрографа прорывного паводка при разрушении грунтовых плотин в результате перелива // Успехи современного естествознания. 2021. № 12. С. 194–205.
- Стром А. Л.* Завальные плотины и катастрофические прорывные паводки в долинах рек Памира. В сб.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. 6-й Международ. конф. (Душанбе–Хорог, Таджикистан). Т. 1. Душанбе: ООО «Промоушн», 2020. С. 111–121.
- Тронов М. В.* Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 375 с.
- Фоменко И. К., Стром А. Л., Зеркаль О. В., Сироткина О. Н., Барыкина О. С.* Крупномасштабные оползни в скальных массивах: проблематика и перспективные направления исследований // 5-я Международ. науч.-практич. конф. «Инновации в геологии, геофизике и географии-2020». Севастополь, 2020. С. 153–155.
- Чижова Ю. Н., Рец Е. П., Васильчук Ю. К., Токарев И. В., Буданцева Н. А., Киреева М. Б.* Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым

- питанием с помощью изотопных методов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 161–168.
- Borodavko P. S., Litvinov A. S.* Russian Altai Mountains: Lake Maashey and Lake Sofiyskoe. In book: Borodavko P. S., Glazirin G. E., Herget J., Severskiy I. V. Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. Aachen: Shaker Verlag. 2013. P. 35–43.
- Bowen G. J.* The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version X.X. // Электронный ресурс. <http://www.waterisotopes.org> (Дата обращения: 21.09.2023).
- Cenderelli D. A.* Floods from natural and artificial dam failures. In book: Inland Flood Hazards. Wohl E. E. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. P. 73–103.
- Chang D. S., Zhang L. M.* Simulation of the erosion process of landslide dams due to overtopping considering variations in soil erodibility along depth // Nature Hazards Earth Syst. Sci. 2010. V. 10. P. 933–946.
- Chen S., Zhong Q., Shen G.* Numerical modeling of earthen dam breach due to piping failure // Water Science and Engineering. 2019. V. 12. No. 3. P. 169–178.
- Costa J. E.* Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of waterflows, hyperconcentrated flows and debris flows. In book: Baker V. R., Kochel R. C., Patton P. C. (Eds.), Flood Geomorphology. New York, 1988. P. 113–122.
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y.* Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sensing. 2023. V. 15 (8). 2186 p.
- Neupane R., Chen H., Cao C.* Review of moraine dam failure mechanism // Geomatics, natural hazards and risk. 2019. V. 10. No 1. P. 1948–1966.
- Okeke A. C.-U., Wang F.* Hydromechanical constraints on piping failure of landslide dams: an experimental investigation // Geoenvironmental Disasters. 2016. V. 3. № 1. P. 1–17.
- Osti R., Egashira S.* Hydrodynamic characteristics of the Tam Pokhari Glacial Lake outburst flood in the Mt. Everest region, Nepal // Hydrological Processes. 2009. V. 23. P. 2943–2955.
- Sökefeld M.* The Attabad-Landslide and the Politics of Disaster in Gojal, Gilgit-Baltistan. In: Luig, U. (Hrsg.): Negotiating Disasters: Politics, Representation, Meanings. Frankfurt: Peter Lang, 2012. P. 175–204.
- Temple D. M., Hanson G. J.* Headcut development in vegetated earth spillways // Appl. Eng. Agric. 1994. V. 10 (5). P. 677–682.
- Westoby M. J., Brasington J., Glasser N. F., Hambrey M. J., Reynolds J. M., Hassan M. A., Lowe A.* Numerical modelling of glacial lake outburst floods using physically based dam-breach models // Earth Surface Dynamics. 2015. V. 3. P. 171–199.
- Westoby M. J., Glasser N. Fr., Brasington J., Hambrey M. J., Quincey D. J., Reynolds J. M.* Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes // Earth-Science Reviews. 2014. V. 134. P. 137–159.
- Zhang T., Wang W., Gao T., An B.* Simulation and Assessment of Future Glacial Lake Outburst Floods in the Poiqu River Basin, Central Himalayas // Water. 2021. V. 13 (1376). P. 1–18.
- Zheng G., Mergili M., Emmer A., Allen S., Bao A., Guo H., Stoffel M.* The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwucuo, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment // The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 3159–3180.
- Zhong Q., Chen S., Deng Z.* A simplified physically based breach model for a high concrete-faced rockfill dam: a case study // Water Science and Engineering. 2018. V. 11. Is. 1. P. 46–52.
- WaterIsotopes.org // Электронный ресурс. <https://waterisotopes.utah.edu/waterisotopes/index.html> (Дата обращения: 22.09.2023).
- Западно-Сибирское УГМС / Перечень опасных явлений // Электронный ресурс. <http://www.meteo-nso.ru/pages/115/> (Дата обращения: 22.09.2023).
- EarthExplorer // Электронный ресурс. <https://earthexplorer.usgs.gov/> (Дата обращения: 03.11.2023).

Citation: Rasputina V.A., Pryakhina G.V., Ganyushkin D.A., Bantcev D.V., Griga S.A., Svirepov S.S. The outburst of dammed lake Maashey (North-Chuya ridge, Central Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (1): 189–201. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020026

The outburst of dammed lake Maashey (North-Chuya ridge, Central Altai)

V. A. Rasputina*, G. V. Pryakhina, D. A. Ganyushkin, D. V. Bantcev, S. A. Griga, S. S. Svirepov

Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*e-mail: lerasputina88@gmail.com

Received September 25, 2023 / Revised November 29, 2023 / Accepted April 10, 2024

The dammed lakes are widespread in mountainous areas and usually occur when river flow is blocked by landslides, rock glaciers, etc. Among such lakes, the most dangerous are those located in the periglacial zone and blocked by rock glaciers. Continued deglaciation of mountainous areas under changing climate conditions contributes to accumulation of large volumes of melt water in lakes, which may increase pressure on the dam, cause its failure and subsequent outburst flood. In this article we describe the development of such a lake before its outburst and the process of its outburst. The object of study was Maashey Lake (North Chuya Ridge, Central Altai) located in the zone of mountain glaciation and dammed by a rock glacier, where the lake outburst occurred in July 2012. The lake area before the outburst was $259 \times 10^3 \text{ m}^2$ and water volume $1.21 \times 10^6 \text{ m}^3$. As a result of the outburst, the lake was completely drained. We analyzed the published works on Lake Maashey, materials of our own field studies in the lake basin combined with remote sensing data. We hypothesized that the mechanism of the outburst occurred in 2012 was caused by the water erosion of the filtration channel in the dam body. The mechanism of this outburst was numerically simulated using the method presented in this article. The modeling allowed to reproduce the outburst flood hydrograph, to estimate such characteristics as maximum water discharge, volume of the outburst flood, water flow velocities and the size of the formed breach. Estimated maximum discharge was $694 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, flow velocities varied from 0.2 to $5\text{--}7 \text{ m s}^{-1}$, and the outburst flood period was about 5.5 hours. The breach was formed to the full height of the dam (10 m). Its calculated morphometric characteristics were as follows: average width 47.5 m (measured 41.5 m), cross-section area 476 m^2 (measured 415 m^2). The discrepancy between the modeled and measured values was about 15%.

Keywords: landslide lakes, outbursts of landslide lakes, dangerous hydrological phenomena, the Altai Mountains, mathematical modelling

REFERENCES

- Atayev Z. V. Upper Dultychay lake – the largest lake in high-mountain Dagestan. *Monitoring. Nauka i tekhnologii*. Monitoring. Science and technologies. 2020, 1 (43): 6–8. [In Russian].
- Barbash V. R., Bocharova N. G., Davidovich N. E., Krenke A. N. Calculations of some characteristics of melting and its heat resources by means of a computer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 43: 114–119. [In Russian].
- Borodavko P. S. Study of sedimentation processes in periglacial lakes. *Aktualnye voprosy geologii i geografii Sibiri: materialy nauchnoj konferencii*. Current issues of geology and geography of Siberia: materials of a scientific conference, Tomsk, 1998. Vol. 4. Tomsk: Tomsk State University. 1998: 20–22. [In Russian].
- Bulygina O. N., Veselov V. M., Razuvaev V. N., Aleksandrova T. M. «Description of an array of urgent data on the main meteorological parameters at Russian stations». Certificate of state registration of the database No. 2014620549. Basic meteorological parameters (urgent data). Retrieved from: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных> (Last access: 21 September 2023).
- Bykov N. I. Lake Maashey: birth, life and death. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri*. Geography and environmental management of Siberia. 2013, 16: 22–30. [In Russian].
- Bykov V. D., Vasiliev A. V. *Gidrometriya. Izdanie chetyvortoe, pererabotannoe i dopolnennoe*. Hydrometry. Fourth edition, revised and expanded. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 444 p. [In Russian].
- Galahov V. P., Muhametov R. M. *Ledniki Altaya*. Glaciers of Altai. Novosibirsk: Nauka, 1999: 136 p. [In Russian].

- Erokhin S. A., Zaginaev V. V.* The outburst hazard of the landslide-dammed lakes of the Tien Shan. *Selevyte potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita. Trudy 6-j Mezhdunarodnoj konferencii, Dushanbe–Horog, Tadjikistan, 2020.* Mudflows: disasters, risk, forecast, protection. Proceedings of the 6th International Conference, Dushanbe–Khorog, Tajikistan, 2020. T. 1. Dushanbe: Promotion LLC, 2020: 183–193. [In Russian].
- Istoriya ozer Severa Azii (Seriya: Istoriya ozer).* History of lakes in North Asia (Series: History of lakes). Saint Petersburg: Nauka, 1995: 288 p. [In Russian].
- Kotlyakov V. M.* Program and guidelines for compiling the Atlas of Snow and Ice Resources of the World. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 53–144. [In Russian].
- Mikhailov N. N.* Lakes of Altai, their origin and history. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri.* Geography and environmental management of Siberia. 1994, 1: 75–89. [In Russian].
- Nazrishoev H. A., Yarg L. A., Vinnichenko S. M.* Lake Sarez and the main problems of high-mountain landslide lakes. *Inzhenernaya geologiya.* Engineering geology. 2010, 2: 42–49. [In Russian].
- Popov S. V., Boronina A. S.* Software for processing data of tachometric survey. *Geodeziya. kartografiya. geoinformatika I kadastry. Nauka i obrazovaniye. Sbornik materialov III vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii. 06–08 noyabrya 2019 g., SPb.* Geodesy, cartography, geoinformatics and cadasters. Science and education. Sat. materials of the III All-Russian scientific-pract. conf. November 6–8, 2019. Saint Petersburg: Publishing house RGPU them. A. I. Herzen, 2019: 258–263. [In Russian].
- Protodyakonov M. M.* *Davlenie gornyh porod i rudnichnoe kreplenie.* Rock pressure and mine lining. State Publishing House, 1931: 65 p. [In Russian].
- Rasputina V. A., Pryakhina G. V., Ganyushkin D. A., Bantcev D. V., Paniutin N. A.* The water level regime of periglacial lakes during the growth stage (the lakes of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif, South-Eastern Altai). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (3): 441–454. [In Russian].
- Rasputina V. A., Pryakhina G. V., Popov S. V.* Modelling experience of the outburst flood hydrograph due to the earth dams destruction as a result of overflow. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya.* Advances in current natural sciences. 2021, 12: 194–205 [In Russian].
- Strom A. L.* Rockslide dams and catastrophic outburst floods in the river valleys of the Pamir mountains. *Selevyte potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita. Trudy 6-j Mezhdunarodnoj konferencii, Dushanbe–Horog, Tadjikistan, 2020.* Mudflows: disasters, risk, forecast, protection. Proceedings of the 6th International Conference, Dushanbe–Khorog, Tajikistan, 2020. T. 1. Dushanbe: Promotion LLC, 2020: 111–121. [In Russian].
- Tronov M. V.* *Ocherki oledeneniya Altaya.* Essays on the glaciation of Altai. Moscow: Geographgiz, 1949: 375 p. [In Russian].
- Fomenko I. K., Strom A. L., Zerkal' O. V., Sirotkina O. N., Barykina O. S.* Large-scale landslides in rock massifs: problems and perspective lines of research. *5-ya Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferenciya «Innovacii v geologii, geofizike i geografii-2020» g. Sevastopol', 2020.* 5th International Scientific and Practical Conference “Innovations in Geology, Geophysics and Geography-2020”. Sevastopol, 2020: 153–155. [In Russian].
- Chizhova Yu. N., Rec E. P., Vasilchuk Yu. K., Tokarev I. V., Budanceva N. A., Kireeva M. B.* Two approaches to hydrograph separation of the glacial river runoff using isotopic methods. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (2): 161–168. [In Russian].
- Borodavko P. S., Litvinov A. S.* Russian Altai Mountains: Lake Maashey and Lake Sofiyskoe. In book: Borodavko P. S., Glazirin G. E., Herget J., Severskiy I. V. Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. Aachen: Shaker Verlag, 2013: 35–43.
- Bowen G. J.* The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version X.X. Retrieved from: <http://www.waterisotopes.org> (Last access: 21 September 2023).
- Cenderelli D. A.* Floods from natural and artificial dam failures. In book: Inland Flood Hazards. Wohl E. E. Cambridge: Cambridge University Press, 2000: 73–103.
- Chang D. S., Zhang L. M.* Simulation of the erosion process of landslide dams due to overtopping considering variations in soil erodibility along depth. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2010, 10: 933–946.
- Chen S., Zhong Q., Shen G.* Numerical modeling of earthen dam breach due to piping failure. *Water Science and Engineering.* 2019, 12 (3): 169–178.
- Costa J. E.* Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of waterflows, hyperconcentrated flows and debris flows. In book: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (Eds.), *Flood Geomorphology.* New York, 1988: 113–122.
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y.* Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens.* 2023, 15 (8): 2186 p.
- Neupane R., Chen H., Cao C.* Review of moraine dam failure mechanism. *Geomatics, natural hazards and risk.* 2019, 10 (1): 1948–1966.
- Okeke A. C.-U., Wang F.* Hydromechanical constraints on piping failure of landslide dams: an experimental investigation. *Geoenvironmental Disasters.* 2016, 3 (1): 1–17.
- Osti R., Egashira S.* Hydrodynamic characteristics of the Tam Pokhari Glacial Lake outburst flood in the Mt. Everest region, Nepal. *Hydrological Processes.* 2009, 23: 2943–2955.
- Sökefeld M.* The Attabad-Landslide and the Politics of Disaster in Gojal, Gilgit-Baltistan. In: Luig, U. (Hrsg.): *Negotiating Disasters: Politics, Representation, Meanings.* Frankfurt: Peter Lang, 2012: 175–204.

- Temple D. M., Hanson G. J.* Headcut development in vegetated earth spillways. *Appl. Eng. Agric.* 1994, 10 (5): 677–682.
- Westoby M. J., Brasington J., Glasser N. F., Hambrey M. J., Reynolds J. M., Hassan M. A., Lowe A.* Numerical modelling of glacial lake outburst floods using physically based dam-breach models // *Earth Surf. Dynam.* 2015, 3: 171–199.
- Westoby M. J., Glasser N. Fr., Brasington J., Hambrey M. J., Quincey D. J., Reynolds J. M.* Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. *Earth-Science Reviews.* 2014, 134: 137–159.
- Zhang T., Wang W., Gao T., An B.* Simulation and Assessment of Future Glacial Lake Outburst Floods in the Poiqu River Basin, Central Himalayas. *Water.* 2021, 13 (1376): 1–18.
- 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: 3159–3180.
- Zhong Q., Chen S., Deng Z.* A simplified physically based breach model for a high concrete-faced rockfill dam: a case study. *Water Science and Engineering.* 2018, 11 (1): 46–52.
- WaterIsotopes.org. Retrieved from: <https://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html> (Last access: 22 September 2023).
- FSBI “West Siberian UGMS” / List of hazardous phenomena. Retrieved from: <http://www.meteo-nso.ru/pages/115> (Last access: 22 September 2023).
- EarthExplorer. Retrieved from: <https://earthexplorer.usgs.gov> (Last access: 3 November 2023).

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИЛЕДНИКОВЫХ МОРЕННЫХ ОЗЁР АЛТАЯ

© 2024 г. Г. В. Пряхина^{1*}, В. А. Распутина¹, Е. С. Зелепукина², Д. В. Банцев¹,
А. Э. Крыжановская¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

²Санкт-Петербургский государственный университет телекоммуникаций им. проф. М.А. Бонч-Бруевича,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: g65@mail.ru

Поступила 3 ноября 2023 г.

После доработки 14 декабря 2023 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

На основе обширного натурного материала и данных дистанционного зондирования Земли предложены детальные признаки (критерии) трансгрессивной, регрессивной и пострегрессивной стадий развития водоёмов, которые позволяют на качественном уровне определить – на какой стадии находится озеро и оценить его дальнейшее развитие. Впервые для каждой стадии развития описаны особенности гидрологического режима водоёмов.

Ключевые слова: уровненный режим, стадии развития водоёмов, трансгрессивная стадия, регрессивная стадия, пострегрессивная стадия

DOI: 10.31857/S2076673424020033

ВВЕДЕНИЕ

Образующиеся при отступании ледников озёра широко распространены в горных областях. Зафиксированное в последнее десятилетие ускорение процесса сокращения оледенения Внутренней Азии (Ganyushkin et al., 2023) привело к значительному увеличению количества приледниковых озёр (Shugar et al., 2020), в том числе с высокой вероятностью прорыва и спуска водной массы. Важной задачей, связанной с исследованием прорывоопасных озёр, является изучение процесса их формирования, эволюции и описание стадий развития озёр. В настоящее время этой тематике уделяется крайне мало внимания, и научные работы, посвящённые развитию моренных и приледниковых водоёмов, немногочисленны (Зимницкий, 2005; Черноморец и др., 2007; Торгоев и др., 2013; Докукин, Хаткутов, 2016; Алейникова, Анацкая, 2019; Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2022). Отметим работу (Зимницкий, 2005), в которой автор описывает фазы развития приледниковых озёр: трансгрессивную и регрессивную. В статье (Пряхина и др., 2021) рассмотрено формирование и фазы развития приледникового озера Нурган (Северо-Западная Монголия): трансгрессивная (рост озера, увеличение его площади и объёма), регрессивная (прорыв озера) и пострегрессивная (существование озера после прорыва) фазы.

Гидрологический режим водоёмов высокогорных территорий Алтая, по сравнению с аналогичными

объектами других горных стран, исследован недостаточно (Быков, 2013; Докукин, 2014; Пряхина и др., 2021). В то же время интенсивное развитие в регионе хозяйства, туризма, логистических путей делают задачу выявления потенциально опасных водных объектов крайне актуальной. В ходе многолетних комплексных экспедиций Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета на российской и монгольской частях территории горного Алтая (массив Монгун-Тайга, Южно-Чуйский хребет, массивы Таван-Богдо-Ола и Цамбагарав) был получен обширный натурный материал о гидрологических и морфометрических характеристиках высокогорных водоёмов и их водосборов в районах деградации оледенения. Таким образом, целью данной работы стало выявление особенностей гидрологического режима приледниковых и моренных водоёмов, находящихся на разных стадиях развития, на основе анализа данных многолетних экспедиционных исследований и дистанционного зондирования Земли.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалами для выявления особенностей гидрологического режима высокогорных озёр послужили данные наблюдений за летний сезон на 10 водоёмах, расположенных в краевых частях ледников либо на моренах (современных или малого ледникового периода), имеющих в той или иной степени ледниковое питание (табл. 1). В состав полевых работ,

Таблица 1. Характеристика объектов исследования

Озеро	Горный массив/хребет	Координаты поста (с.ш./в. д.)	Высота, м	Площадь озера на момент проведения полевых наблюдений, м ²	Расстояние до ледника, м**	Отток воды из озера	Наличие (+/-) и период инструментальных наблюдений	
							гидрологические	метеорологические
MT1 «Верхнее»*	Монгун-Тайга	90.04/50.25	2820	77250	500	поверхностный	11.07.19–22.07.19	–
MT11 «Лагерное»	Монгун-Тайга	90.05/50.25	2720	127575	1300	поверхностный	11.07.19–22.07.19	–
MT8 «Малое»	Монгун-Тайга	90.03/50.26	2980	4150	0	фильтрация	11.07.19–22.07.19	–
MT2 «Хойнур»	Монгун-Тайга	90.04/50.26	2910	24780	130	фильтрация	11.07.19–22.07.19	–
TS1 Нурган	Цамбагарав	90.73/48.71	2980	62140	240	поверхностный	29.07.19–05.08.19	–
TBO10 «Барсово»	Таван-Богдо-Ола	87.92/49.18	3265	17112	0	поверхностный, фильтрация	24.07.21–02.08.21	+
TBO19 «Гачи-Коль»	Таван-Богдо-Ола	87.92/49.18	3250	6506	0	фильтрация, перелив	24.07.21–02.08.21	+
SCh4 «Билли»	Южно-Чуйский	87.74/49.84	2765	190	1230	фильтрация	11.07.22–30.07.22	+
SCh2 «Таможенное»	Южно-Чуйский	87.74/49.84	2770	25314	830	поверхностный	11.07.22–30.07.22	+
SCh74 «Чилл»	Южно-Чуйский	87.74/49.83	2990	1000	0	фильтрация	11.07.22–30.07.22	+
SCh75 «НВ»	Южно-Чуйский	87.73/49.83	2990	2190	0	перелив, фильтрация	11.07.22–30.07.22	+

Примечание. *Рабочие названия безымянных озёр приведены в кавычках, а также приведены названия по формирующемуся каталогу озёр (аббревиатура соответствует английскому написанию названия горных хребтов). **Расстояние от верхнего края озера до ледника.

подробно описанных в (Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2021, 2022), вошли гидрографические описания водных объектов, наблюдения за уровнями воды в водоёмах, измерения расходов воды сопряжённых с ними ручьёв, наблюдения за температурой воздуха и осадками, обследования подпруживающих моренных перемычек, тахеометрические и батиметрические съёмки озёрных котловин.

Анализ суточных колебаний уровня воды проводился по данным непосредственных полевых наблюдений. С учётом сложности организации стационарных гидрологических наблюдений в труднодоступных районах особенности многолетней изменчивости режима высокогорных водоёмов были выявлены с использованием данных дистанционного зондирования (снимки Landsat 5, 7, 8 и 9 и Sentinel 2 L2A) за период с 1989 по 2022 г., что позволило расширить перечень исследуемых водных объектов. Косвенную оценку сезонной и межгодовой изменчивости уровня воды получали на основе сравнительного анализа площадей зеркал водоёмов. Площадь озёр определялась в программе ArcMap 10.4.1 (ESRI Inc., USA) путём ручного дешифрирования с использованием комбинации каналов «естественные цвета» (для всех спутниковых снимков). Пространственное разрешение спутниковых снимков Landsat 7, 8 и 9 улучшалось путём объединения с панхроматическими снимками (разрешение 15 м), а снимки Sentinel с разрешением 10 м дешифрировались без улучшения.

Характеристику уровня режима озёр получали для стадий их развития, предложенных в классификации (Зимницкий, 2005) и дополненной в (Пряхина и др., 2021): *трансгрессивная* стадия характеризуется заполнением озёрной чаши приледникового озера тальми водами с повышением уровня воды, увеличением площади и глубин озера; *регрессивная* стадия развития водоёма характеризуется уменьшением площади озера и его водной массы; *пострегрессивная* стадия характеризуется квазистабильным состоянием водоёма.

Оценка многолетней динамики количества озёр в перигляциальной зоне горного Алтая выполнена на основе дешифрирования разновременных снимков и использования цифровой модели рельефа SRTM. Основным критерием отнесения водоёма к определённой стадии развития послужили выявленные многолетние тенденции изменения площадей озёр.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Обобщение гидрографических описаний, данных полевых наблюдений и результатов дешифрирования спутниковых снимков позволило детализировать характеристики озёр, находящихся на разных стадиях развития (табл. 2).

Трансгрессивная стадия развития озёр. Приледниковые озёра, образовавшиеся за последние 15–20 лет в результате сокращения оледенения на территории

Таблица 2. Обобщённые характеристики озёр на разных стадиях развития

Стадия развития водоёма	Морфологические характеристики	Гидрологические характеристики	Временная изменчивость морфометрических характеристик
Трансгрессивная	Время образования не более 20 лет назад; небольшие размеры (до 6000 м ²); расположение в непосредственной близости от ледника	Выраженный внутрисуточный и многолетний ход уровня воды; преобладание ледникового питания	Постепенное увеличение площади и глубины озера на конец сезона абляции каждого следующего года
Регрессивная	Частично осушенная котловина, иногда присутствие озёрных террас; наличие прорана в подпруживающей дамбе; наличие вытекающего ручья	Снижение уровня воды в многолетнем/сезонном разрезе в результате сокращения ледникового питания при отступлении ледника либо при частичном спуске по фильтрационным каналам; иногда резкое падение уровня в случае прорыва дамбы	Постепенное уменьшение площади и глубины озера на конец сезона абляции каждого следующего года, иногда резкое сокращение водоёма в результате прорыва подпруживающей перемычки
Пострегрессивная	Частично осушенная котловина, иногда присутствие озёрных террас; наличие прорана в подпруживающей дамбе; наличие вытекающего ручья	Отсутствие значимых изменений уровня воды в многолетнем разрезе; в течение сезона абляции в период выпадения осадков внутрисуточные колебания уровня воды не выражены	Изменения размеров водоёма в многолетнем разрезе выражены слабо

горного Алтая, находятся на самом раннем этапе развития (трансгрессивная стадия). Такие озёра как «Малое» (горный массив Монгун-Тайга), «Чилл», «НВ» (Южно-Чуйский хребет), «Гачи-Коль» (горный массив Таван-Богдо-Ола) имеют небольшие размеры (до 6000 м²), расположены в непосредственной близости от ледников, в их краевых частях и частично окружены современной мореной. Основным источником питания приледниковых водоёмов служат талые ледниковые воды (Распутина и др., 2021).

Выявленные суточные колебания уровней обусловлены изменением величины абляции ледников: в дневные часы уровень воды в водоёмах повышается, а ночью резко понижается, вплоть до полного опустошения озера. Так, приледниковое озеро «Чилл» ежедневно полностью спускается, предположительно через грот, расположенный у языка ледника (рис. 1, а). Другие озёра спускались частично путём перелива

озёрных вод через гребень подпруживающей водоём морены (оз. «НВ») (см. рис. 1, б) либо по временным водотокам, формирующимся в эрозионных врезках на внешней стороне перемычки (оз. «Гачи-Коль») (см. рис. 1, в), а также путём фильтрации через морену (см. рис. 1, з).

Установлено, что уровенный режим приледниковых водоёмов характеризуется выраженной внутрисуточной динамикой и с некоторым запаздыванием повторяет суточный ход температуры воздуха (рис. 2, а). Амплитуда колебаний уровня воды в период наблюдений составляла более 150 см.

Приледниковые озёра имеют сложный режим уровней не только в суточном, но и в годовом ходе. Так, анализ изменения площади озера «Гачи-Коль» (массив Таван-Богдо-Ола), расположенного в краевой части ледника № 12 (Каталог ледников СССР, 1977; Ganyushkin et al., 2022), показал, что озеро

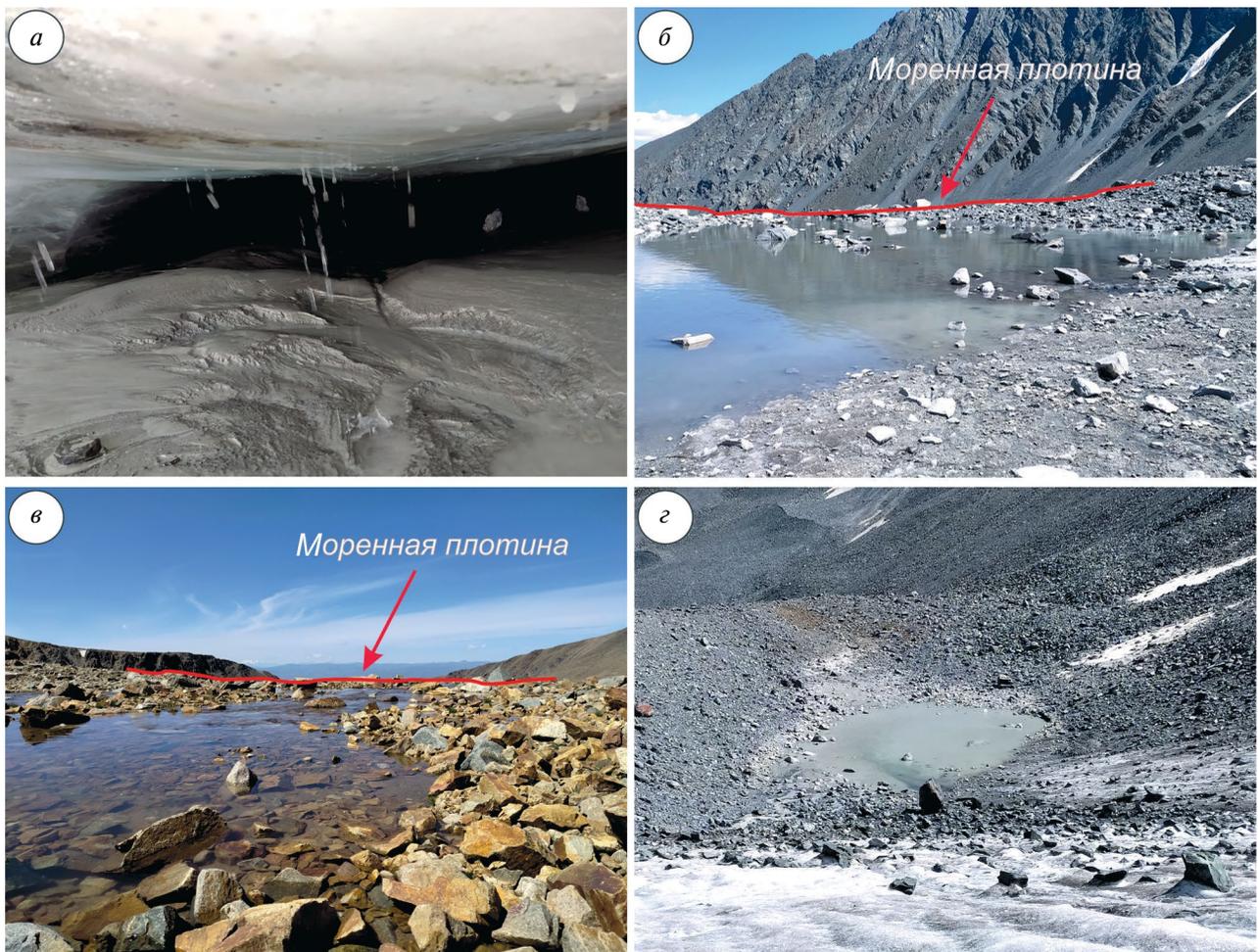


Рис. 1. Способы спуска воды из приледниковых озёр: а — отток воды через грот в леднике (оз. «Чилл»); б — перелив воды через гребень моренной плотины (оз. «НВ»); в — временный водоток через плотину (оз. Гачи-Коль); з — фильтрация (оз. «Чилл»). Фото В. А. Распутиной, июль — август 2021/22 г.

Fig. 1. Modes of water outflow from periglacial lakes: а — outflow of water through the grotto in the glacier (Lake «Chill»); б — water overflow over the crest of the moraine dam (Lake «НВ»); в — temporary watercourse through the dam (Lake «Gachi-Kol»); з — filtration (Lake «Chill»). Photos by V. A. Rasputina in July — August 2021/22

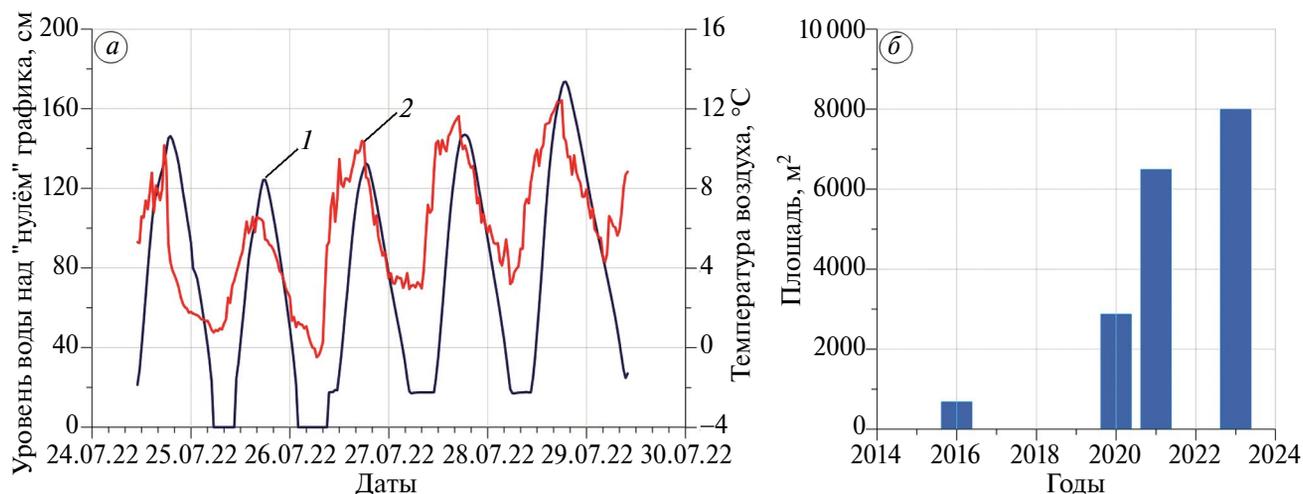


Рис. 2. Изменение уровня воды приледникового озера «Чилл» (а) и площади зеркала приледникового озера «Гачи-Коль» (б) во времени на трансгрессивной стадии развития: 1 – ход уровня воды на водомерном посту на озере «Чилл»; 2 – ход температуры воздуха на метеостанции, расположенной на леднике Некрасова на высоте 3000 м над ур. моря
Fig. 2. Changes in the water level of the periglacial lake «Chill» (a) and the area of the periglacial lake «Gachi-Kol» (b) over time during the transgressive stage of evolution: 1 – course of the water level at the water gauge station on Lake «Chill»; 2 – course air temperature at the weather station located on the Nekrasova Glacier, located at an altitude of 3000 m a.s.l.

существовало только в период абляции ледника: в середине июня котловина водоёма наполнялась, а в конце сентября происходил полный спуск воды по фильтрационным каналам. При этом на конец тёплого периода каждого следующего года объём и площадь зеркала озера становились больше (см. рис. 2, б). Схожая тенденция изменения площадей зеркала отмечена для озера «Малое», примыкающего к леднику № 24 (массив Монгун-Тайга): площадь водоёма увеличилась с 2016 по 2022 г. на 74%.

Представляют интерес «пятыщиеся» озёра, которые, сохраняя связь с отступающим ледником, меняют свою конфигурацию. В качестве примера «пятыщегося» озера можно привести приледниковый водоём, расположенный в бассейне р. Ховд на территории горного массива Хархираа (Северо-Западная Монголия) (рис. 3). При визуальном сокращении площади объём озера может увеличиваться: вероятнее всего, освобождающаяся ото льда территория имеет более глубокий врез, и озёрные воды «перетекают» ближе к леднику. Несмотря на отсутствие



Рис. 3. Изменение конфигурации «пятыщегося» озера X24 в бассейне р. Ховд (горный массив Хархираа, Северо-Западная Монголия) в период с 2000 по 2022 г.: а – июнь 2000 г.; б – август 2012 г.; в – август 2022 г. (название дано по формирующемуся каталогу озёр). Спутниковые снимки: <https://sentinel-hub.com/>
Fig. 3. Change in the area of Lake X24 in the Khovd river catchment (Kharhiraа mountain range, Northwestern Mongolia) from 2000 to 2022: а – June 2000, б – August 2012, в – August 2022 (the name is given according to the developing catalog of lakes). Satellite images from the site: <https://www.sentinel-hub.com/>

увеличения площади зеркала водоёма в многолетнем аспекте, «пятыщиеся» озёра, имеющие прямую связь с ледником, по нашему мнению, следует относить к трансгрессивной стадии развития.

Регрессивная стадия развития озёр. Сокращение размеров озера и его водной массы на конец периода абляции в многолетнем аспекте наступает в случае нарушения связи водоёма с ледником, т. е. при постепенном уменьшении ледникового питания. Например, моренно-подпрудное озеро Хойнур (горный массив Монгун-Тайга), площадь поверхности которого при потере прямой связи с отступающим ледником № 24 (Распутина и др., 2021) начала сокращаться с 2012 г. и уменьшилась практически в два раза, на сегодняшний день стабильного (пострегрессивная стадия) состояния не достигло (рис. 4, а).

Отмечено, что разрушение мореной дамбы или спуск озёрных вод по фильтрационным каналам внутри моренной перемычки может протекать

достаточно быстро (от нескольких часов до нескольких месяцев), что может привести либо к полному исчезновению озера, либо к переходу водоёма на любую стадию развития. Так, при визуальном обследовании озера «Барсово» (горный массив Таван-Богдо-Ола) в 2021 г. был выявлен поверхностный отток, который при понижении уровня воды в водоёме переходил из поверхностного в подземный и фиксировался на внешней стороне подпруживающей морены в виде высачивания. Это позволило выдвинуть предположение о высокой вероятности спуска озера (Распутина и др., 2022). В конце июня 2022 г., согласно анализу спутниковых снимков, начался процесс истечения воды, и к 3 сентября водоём был полностью осушен (см. рис. 4, в–д). На основе выполненных в 2021 г. батиметрической и тахеометрической съёмок были рассчитаны величины объёмов воды в озере в период его спуска (см. рис. 4, б). Так как от высоты положения и диаметра фильтрационных каналов зависит объём и максимальный расход прорывного паводка, достаточно

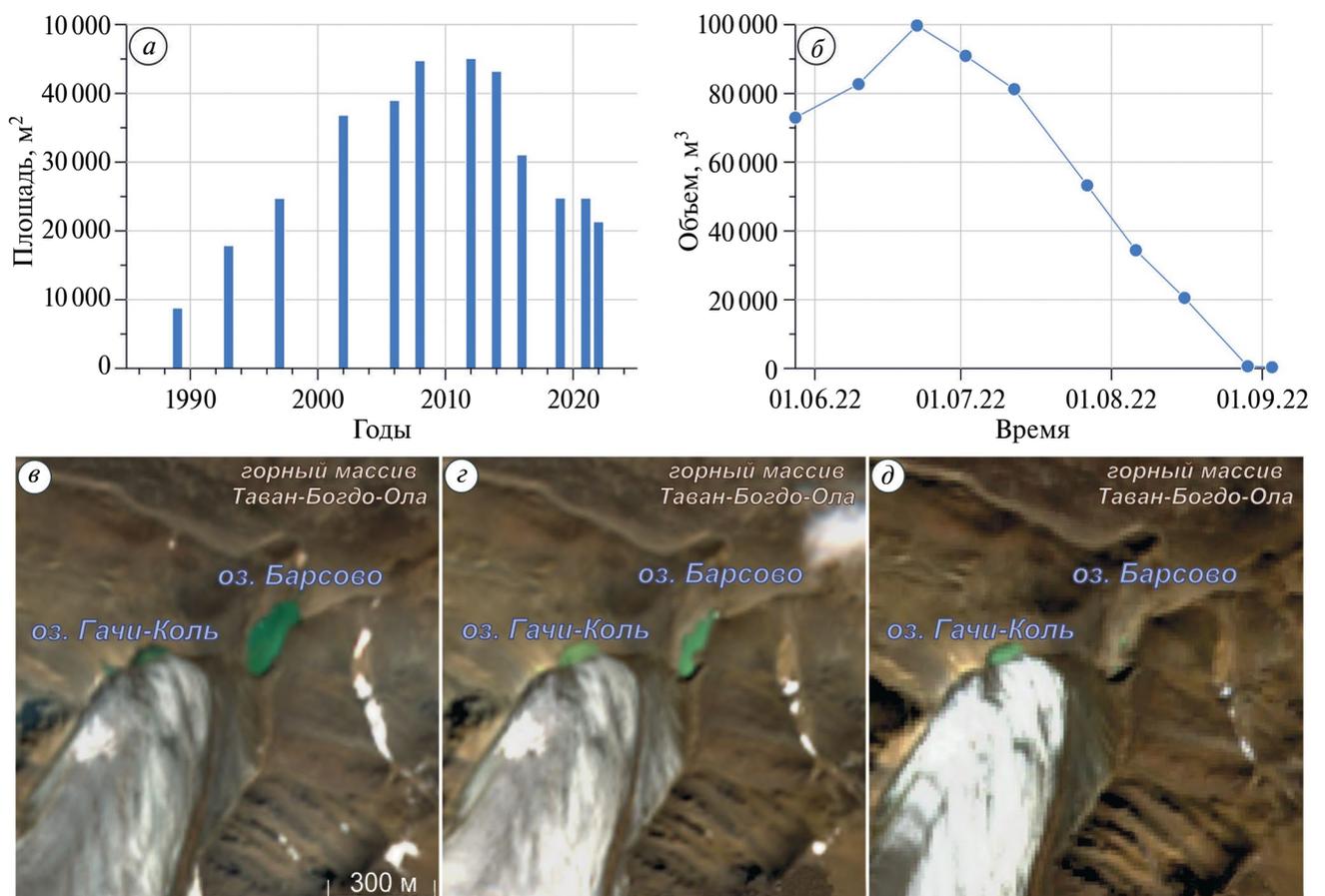


Рис. 4. Изменение площади зеркала и объёма водной массы озёр, находящихся в регрессивной стадии развития: а – сокращение площади озера «Хойнур»; б – сокращение объёма озера «Барсово» при его деградации в 2022 г. (в – 15.06.2022; з – 06.08.2022; д – 29.08.2022). Спутниковые снимки: <https://sentinel-hub.com/>

Fig. 4. Changes in the area and volume of the water mass of lakes that are in a regressive stage of evolution: а – reduction in the area of Lake «Khoynur»; б – reduction in the volume of Lake «Barsovo» during its degradation in 2022 (в – 15.06.2022; з – 06.08.2022; д – 29.08.2022). Satellite images from the site: <https://www.sentinel-hub.com/>

равномерный спуск озера «Барсово» осуществлялся по каналам с постоянными размерами, расположенными в нижней части озёрной котловины. Отметим, что для приледниковых водоёмов снижение уровня воды в период абляции может быть признаком высокой прорывоопасности озера и требует проведения мониторинговых наблюдений.

Пострегрессивная стадия развития. На суточный режим уровней водоёмов, находящихся в пострегрессивной стадии, значительное влияние оказывает сток жидких осадков с части водосбора, не занятой ледником. В период дождей рост и спад уровня растягивается на несколько суток, а при отсутствии осадков — имеет выраженный внутрисуточный ход, повторяющий ход температуры воздуха с учётом времени добега (в нашем примере 8–10 часов) (рис. 5, а).

О внутригодовой и многолетней изменчивости уровней косвенно можно судить по изменению площадей водоёма. Например, озеро «Таможенное», расположенное в 900 м от ледника Некрасова в верховье долины р. Талдуры (Южно-Чуйский хребет), перешло в пострегрессивную стадию, о чём свидетельствует прекратившееся с 2014 г. многолетнее сокращение его площади (см. рис. 5, б). Также квазистабильное состояние характерно для карового озера «Лагерное», подпруженного скальным ригелем, площадь зеркала которого с 1987 г. на конец периода абляции значительно не менялась.

В большинстве случаев озёра в своём развитии последовательно проходят стадии трансгрессии, регрессии и пострегрессии. В отдельных случаях

тенденция развития озёр может измениться. Например, озеро Нурган, расположенное на территории горного массива Цамбагарав (Монголия), прошло основную фазу регрессивной стадии, о чём свидетельствуют сохранившиеся в рельефе следы изменений объёма и направления стока озера. Разрушение моренного вала в промежутке между 1948 и 1968 гг. (Пряхина и др., 2021) вызвало частичный спуск озера, а утрата прямой связи с отступающим ледником Эрегтийн привела к переходу водоёма из приледникового в моренно-подпрудный. Размеры озера стабилизировались. Во время полевых работ 2019 г. в северо-восточной части склона исследуемой озёрной котловины был обнаружен участок с активным вытаиванием и обрушением грунта. Максимальное смещение кромки морены относительно реперных точек за недельный период наблюдений составило 0.65 м (Пряхина и др., 2021). В связи с активизацией термоэрозии в последние годы в горах Алтая (Chistyakov, Ganiushkin, 2015) наблюдения за процессом были продолжены с использованием спутниковых снимков Sentinel. Выявлено, что термоэрозионное осыпание подпруживающей плотины привело к смещению контура озера в северо-восточной части за последние 2 года примерно на 10–15 м. При этом за четыре года площадь водоёма практически не менялась: 62.1 тыс. м² в 2019 г. (получено по полевым данным); 62.2 и 61.9 тыс. м² в 2020 и 2022 гг. соответственно (по данным ДЗЗ). Увеличение площади озера Нурган на конец периода абляции 2023 г. на 5.5% по сравнению с 2022 г., возможно, свидетельствует о начале очередной трансгрессивной

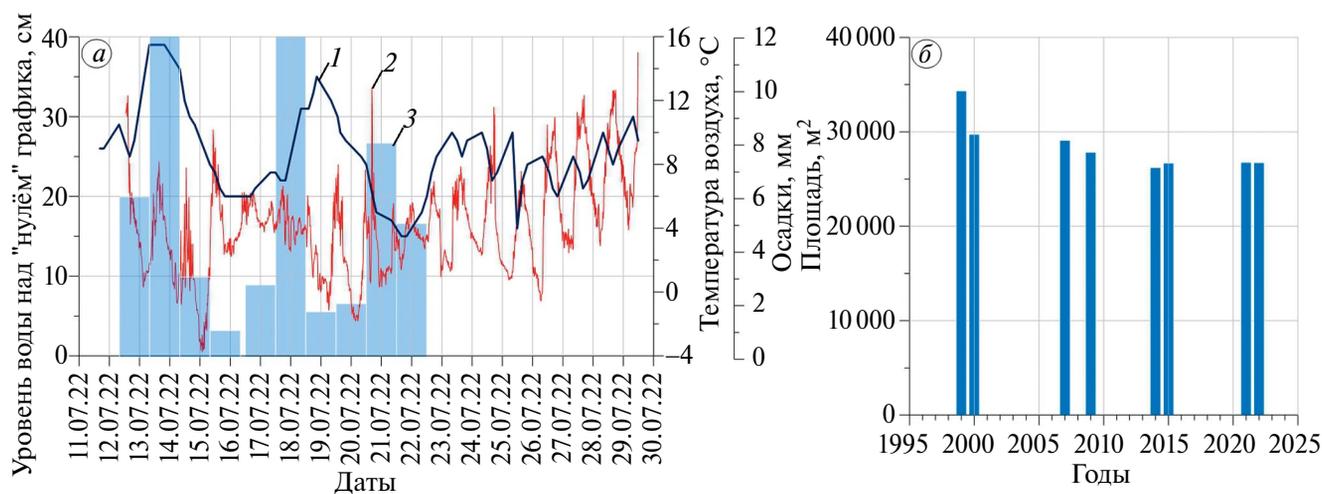


Рис. 5. Изменение во времени гидролого-морфометрических характеристик: уровня воды в зависимости от метеорологических характеристик (а) и площади зеркала (б) моренного озера «Таможенное» в период пострегрессивной стадии развития: 1 — ход уровня воды на водомерном посту на озере «Таможенное»; 2 — ход температуры воздуха; 3 — ход осадков на метеостанции, расположенной в прибрежной зоне озера на высоте 2770 м над ур. моря

Fig. 5. Changes over time in hydrological and morphometric characteristics: relation of the water level on meteorological characteristics (а) and surface area (б) of the moraine lake «Tamozhenoye» during the postregressive stage of evolution: 1 — course of water level at the water gauge on Lake «Tamozhenoye»; 2 — course of air temperature; 3 — course of precipitation at a weather station located in the coastal zone of the lake 2770 m a.s.l.

стадии. Продолжающееся отступление края моренной перемычки может привести к её разрушению и возможному прорыву водоёма и переходу в регрессивную стадию.

В связи с невозможностью получения данных непосредственных наблюдений за уровнем воды приледниковых и моренных озёр на больших или труднодоступных территориях для выявления особенностей гидрологического режима и конкретной стадии развития были использованы критерии «Временная изменчивость морфометрических характеристик» и «Морфологические характеристики» (см. табл. 2).

Анализ спутниковых снимков высокогорных территорий Алтая показал, что за последние 22 года количество озёр значительно увеличилось: на территории Северо-Чуйского хребта — с 28 до 60 озёр, на Южно-Чуйском хребте — с 39 до 73 озёр, на Катунском хребте — с 57 до 89 озёр, на территории массива Таван-Богдо-Ола — с 11 до 19 озёр, на территории массива Монгун-Тайга — с 8 до 11 озёр. Отметим, что на территории хребта Цамбагарав (Монголия) число водоёмов, по данным спутниковых снимков, практически не изменилось: с 7 до 8 озёр. В результате использования цифровой модели рельефа SRTM и сведений об обобщённых характеристиках озёр (см. табл. 2) получено распределение по высотам озёр, находящихся на разных стадиях развития для территории Алтая (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты, горные массивы Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга и Цамбагарав). В качестве

примера на рис. 6 приведено распределение по высотам количества водоёмов, расположенных на трёх хребтах Центрального Алтая.

До 2000 г. на территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов основная часть озёр находилась в интервале 2700–2800 м, на территории Катунского хребта — в интервале 2300–2400 м. Наибольшее количество озёр на 2022 г. находится в краевых частях современных ледников: в интервале высот 2900–3000 м над ур. моря для Северо-Чуйского хребта, в интервале 2800–2900 м над ур. моря — для Южно-Чуйского хребта и 2500–2600 м над ур. моря — для Катунского хребта. В соответствии с этим распределением отмечено, что верхняя граница интервала, в котором располагалось максимальное количество приледниковых и моренных озёр, до 2000 г. была по высоте ниже на 100–200 м, что связано с происходящим отступанием краёв ледников. Для всех хребтов характерно, что основная часть водоёмов в трансгрессивной стадии расположена в самых высотных интервалах, в то время как озёра в пострегрессивной стадии в подавляющем количестве находятся в интервалах высот, расположенных ниже, где быстрее всего утрачивается связь с ледниками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные авторами детальные признаки (критерии) отдельных стадий развития водоёмов позволяют на качественном уровне оценить дальнейшее развитие водного объекта, что представляет

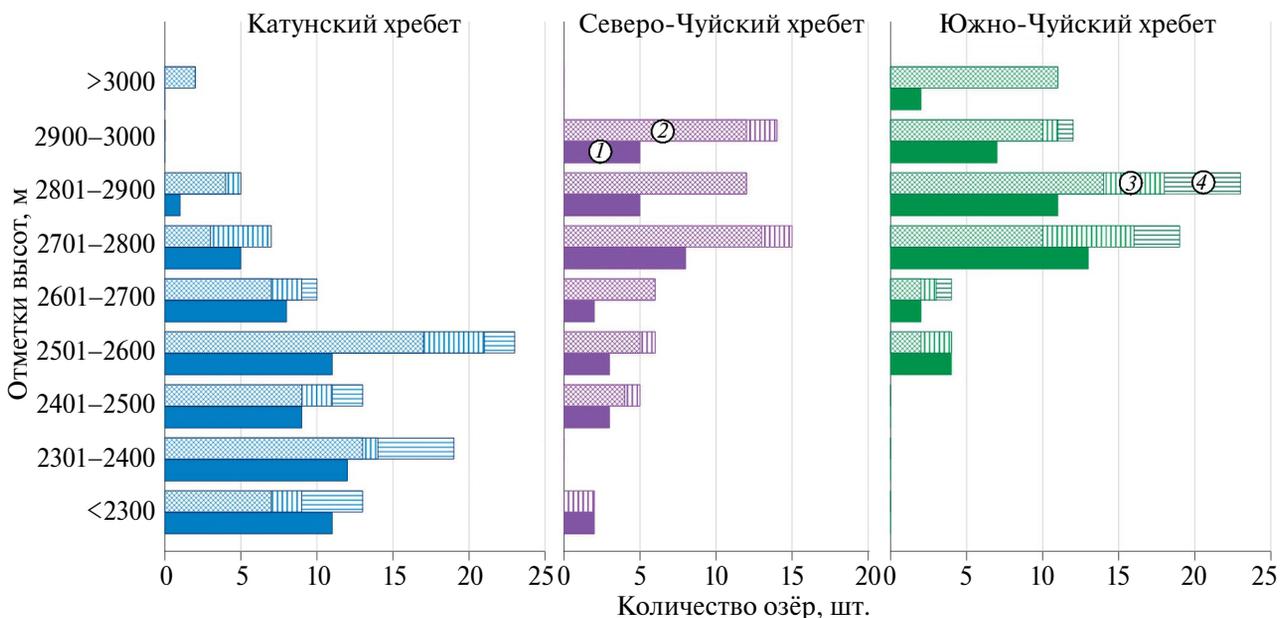


Рис. 6. Изменение количества озёр на территории Центрального Алтая с 2000 по 2022 г. с градациями согласно стадиям развития: 1 — количество озёр на 2000 г.; 2 — трансгрессивная стадия; 3 — регрессивная стадия; 4 — пострегрессивная стадия
Fig. 6. Change in the number of lakes in the Central Altai territory from 2000 to 2022 with gradations according to stages of evolution: 1 — number of lakes in 2000; 2 — transgressive stage; 3 — regressive stage; 4 — postregressive stage

собой как фундаментальную задачу, направленную на изучение жизненного цикла приледниковых и моренных озёр, так и прикладную, связанную с прогнозированием возможных опасных гидрологических явлений (прорывы озёр) в условиях нестационарной климатической ситуации, которая ускорила процессы переформирования гляционивальных ландшафтов. В частности, за последние два десятилетия увеличилось количество водоёмов в зоне наиболее активного отступления ледников, в связи с чем появилась уникальная возможность проследить смену различных стадий развития высокогорных озёр в относительно короткие сроки. Основная часть сформированных преимущественно на современных моренах водных объектов находится на трансгрессивной стадии развития. Нестабильный режим уровней небольших приледниковых водоёмов полностью зависит от режима поступления талой воды и интенсивности фильтрации через моренные перемычки, сложенные суглинком, гравием и валунами разных размеров. Характерной особенностью трансгрессивной стадии являются существенные колебания размеров водоёма и его уровня в течение суток как в сезонном, так и годовом разрезе.

При ослаблении связи с ледником озёра переходят в регрессивную стадию, характеризующуюся сокращением площади водоёмов в многолетнем аспекте. Их деградация происходит при спуске водной массы по фильтрационным каналам либо в результате прорыва моренной дамбы. После частичного сокращения объёма и площади зеркала водоём может перейти в квазистабильную стадию (пострегрессивную), отличительной особенностью которой является преобладание в питании водного объекта поверхностного стока с не занятой ледником части водосбора, а также отсутствие тенденций к изменению морфометрических характеристик в многолетнем разрезе. Дальнейшее развитие таких водоёмов зависит от режима наполнения озёрной котловины в период наибольшей абляции, интенсивности аккумуляции твёрдого материала, а также устойчивости подпруживающей плотины. Так, в случае активизации термоэрозийных процессов, протекающих в теле дамбы, водоём может перейти в регрессивную стадию за счёт усиления фильтрации.

Отмечено, что время существования вновь образованных водоёмов зависит от дальнейшего изменения климатической ситуации, сейсмической активности рассматриваемого района и требует дальнейшего исследования.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 23-27-00171 «Моделирование прорывов водоёмов, подпруженных дамбами естественного происхождения».

Acknowledgements. The work was supported by the Russian Science Foundation grant No. 23-27-00171 «Modelling of outbursts of reservoirs dammed by natural dams».

ЛИТЕРАТУРА

- Алейникова А. М., Анацкая Е. Е. Динамика ледников и приледниковых озёр бассейна реки Ала-Арча // Успехи современного естествознания. 2019. № 9. С. 42–47.
- Быков Н. И. Маашейское озеро: рождение, жизнь и смерть // География и природопользование Сибири. 2013. № 16. С. 22–30.
- Докукин М. Д. Выдающиеся прорывы озёр в 2012–2013 гг. (по материалам дистанционного зондирования Земли // Сб. трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. Т. 20. Пятигорск: «Севкавгипроводхоз», 2014. С. 82–97.
- Докукин М. Д., Хаткутов А. В. Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479.
- Зимницкий А. В. Формирование, распространение и динамика приледниковых озёр Западного и Центрального Кавказа (в границах России). Автореферат дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Краснодар, Кубанский гос. ун-т, 2005. 22 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
- Пряхина Г. В., Кашкевич М. П., Попов С. В., Распутина В. А., Боронина А. С., Ганюшкин Д. А., Агатов А. Р., Непон Р. К. Формирование и развитие моренного (приледникового) озера Нурган, Северо-Западная Монголия // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 4. С. 26–35.
- Распутина В. А., Ганюшкин Д. А., Банцев Д. В., Пряхина Г. В., Вуглинский В. С., Свирепов С. С., Панютин Н. А., Волкова Д. Д., Николаев М. Р., Сыроежко Е. В. Оценка прорывоопасности малоизученных озёр массива Монгун-Тайга // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 3. С. 487–509.
- Распутина В. А., Пряхина Г. В., Ганюшкин Д. А., Банцев Д. В., Панютин Н. А. Особенности уровенного режима приледниковых моренно-подпруженных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 441–454.
- Торгоев И. А., Алёшин Ю. Г., Ерохин С. А. Эволюция ледниково-озёрного комплекса Петрова (Тянь-Шань) и оценка риска его прорывоопасности // Лёд и Снег. 2013. № 2. С. 137–144.
- Черноморец С. С., Петраков Д. А., Крыленко И. В., Крыленко И. Н., Тутубалина О. В., Алейников А. А., Тарбеева А. М. Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-Су (Кавказ) // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 1. С. 72–85.

- Chistyakov K. V., Ganiushkin D. A.* Glaciation and Thermo-karst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia // *Environmental Security of the European Cross-border Energy Supply Infrastructure*. 2015. P. 207–218.
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Ne-pop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y.* Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // *Remote Sensing*. 2023. V. 15 (8). P. 2186.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V.* Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 1508. P. 1–29.
- Sentinel hub // Электронный ресурс. <https://www.sentinel-hub.com/> (Дата обращения: 15.10.2023).

Citation: Pryakhina G.V., Rasputina V.A., Zelepukina E.S., Bantcev D.V., Kryzhanovskaya A.E. Characteristics of the hydrological regime of the periglacial moraine lakes in the Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 202–212. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020033

Characteristics of the hydrological regime of the periglacial moraine lakes in the Altai

G. V. Pryakhina^{1*}, V. A. Rasputina¹, E. S. Zelepukina², D. V. Bantcev¹, A. E. Kryzhanovskaya¹

¹*Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;*

²*Bonch-Bruевич Saint Petersburg State University of Telecommunications, St. Petersburg, Russia*

*e-mail: g65@mail.ru

Received November 3, 2023 / Revised December 14, 2023 / Accepted April 10, 2024

In the last decade glaciers of Inner Asia have been shrinking with acceleration, and the number of glacial lakes has been growing significantly, including those with a high probability of outburst and high-water discharge. The hydrological regime of lakes in the Altai is understudied in comparison with lakes in other high mountain countries. The article is based on our extensive field material on hydrological and morphometric characteristics of moraine lakes collected in the Russian and Mongolian parts of the Altai Mountains and combined with the Earth remote sensing data. We have proposed detailed indicators (criteria) of transgressive, regressive and post-regressive stages of lake development. It allows to determine at a qualitative level at what stage a lake is at and to assess its further development. The characteristics of hydrological regime of Altai lakes at different stages of development are described for the first time. Based on the criteria proposed, the classification of glacial and moraine lakes in the Altai high mountains was carried out. It shows that at present most of the lakes are in the transgressive stage. Over the last 22 years, the number of lakes has increased significantly: on the territory of the North Chuya Ridge – from 28 to 60, on the South Chuya Ridge – from 39 to 73, on the Katun Ridge – from 57 to 89, on the territory of the Tavan-Bogdo-Ola massif – from 11 to 19, and on the territory of the Mongun-Taiga massif – from 8 to 11 lakes.

Keywords: water level regime, stages of lakes development, transgressive stage, regressive stage, post-regressive stage

REFERENCES

- Aleynikova A. M., Anatskaya E. E.* Dynamics of glaciers and glacial lakes of the Ala-Arch river basin. *Uspekhi sovremennoy estestvoznaniya*. Advances in current natural sciences. 2019, 9: 42–47. [In Russian].
- Bykov N. I.* Lake Maashei: birth, life and death. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri*. Geography and environmental management of Siberia. 2013, 16: 22–30. [In Russian].
- Dokukin M. D.* Excurrent lake outbursts in 2012–2013 (based on materials of RS). *Sbornik trudov Severo-Kavkazskogo instituta po proyektirovaniyu vodokhozyaystvennogo i meliorativnogo stroitelstva*. Pyatigorsk. «Sevkavgirovodkhoz» T. 20. Proc. of the North Caucasian Institute for the design of water management and reclamation construction T. 20. Pyatigorsk: «Sevkavgirovodkhoz», 2014: 82–97. [In Russian].
- Dokukin M. D., Khatkutov A. V.* Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics

- and outbursts. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 472–479. [In Russian].
- Zimnitskiy A. V. *Formirovaniye, rasprostraneniye i dinamika prilednikovykh ozer Zapadnogo i Tsentralnogo Kavkaza (v granitsakh Rossii)*. Formation, distribution and dynamics of glacial lakes in the Western and Central Caucasus (within the borders of Russia). Ph D. Krasnodar: Kubanskij gosudarstvennyj universitet, 2005: 22 p. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Is. 1. Pt. 5. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 47 p. [In Russian].
- Pryakhina G. V., Kashkevich M. P., Popov S. V., Rasputina V. A., Boronina A. S., Ganyushkin D. A., Agatova A. R., Nepop R. K. Formation and evolution of moraine-dammed (periglacial) lake Nurgan, northwestern Mongolia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2021, XXV (4): 26–35. [In Russian].
- Rasputina V. A., Ganyushkin D. A., Bantcev D. V., Pryakhina G. V., Vuglinsky V. S., Svirepov S. S., Paniutin N. A., Volkova D. D., Nikolayev M. R., Siroyezhko E. V. Outburst hazard of littlestudied lakes assessment at the Mongun-Taiga massif. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. 2021, 66 (3): 487–509. [In Russian].
- Rasputina V. A., Pryakhina G. V., Ganyushkin D. A., Bantcev D. V., Paniutin N. A. The water level regime of periglacial lakes during the growth stage (the lakes of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif, South-Eastern Altai). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 441–454. [In Russian].
- Torgoev I. A., Aleshin Y. G., Erokhin S. A. Development of Petrov glacial-lake system (Tien Shan) and outburst risk assessment. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (2): 137–150. [In Russian].
- Chernomorets S. S., Petrakov D. A., Krylenko I. V., Krylenko I. N., Tutubalina O. V., Aleynikov A. A., Tarbeeva A. M. Changes of the Bashkara glacier-lake system and assessment of debris flow hazard in the Adyl-Su river valley (Caucasus). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2007, XI (1): 72–84. [In Russian].
- Chistyakov K. V., Ganiushkin D. A. Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia. Environmental Security of the European Cross-border Energy Supply Infrastructure. 2015: 207–218.
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens*. 2023, 15 (8): 2186.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sensing*. 2022, 14 (1508): 1–29.
- Sentinel hub. Retrieved from: <https://www.sentinel-hub.com/> (Last access: 15 October 2023).

О ЛЕДОВО-КАМЕННОМ ОБВАЛЕ С СЕВЕРНОГО СКЛОНА ГОРЫ ДЫХТАУ 12.08.2023 И ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ УГРОЗЕ ОБВАЛА СО СКЛОНА ГОРЫ ДЖАНГИТАУ (БАССЕЙН Р. ЧЕРЕК-БЕЗЕНГИЙСКИЙ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)

© 2024 г. М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин*, М. Ч. Залиханов, Р. Х. Калов, А. Р. Акаев

Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия

**e-mail: inrush@bk.ru*

Поступила 24 января 2024 г.

После доработки 6 марта 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

На основе анализа космоснимков на участках высоких скально-ледовых стен в бассейне р. Черек-Безенгийский выявлена активизация ледово-каменных обвалов (северный склон горы Дыхтау) в 2016 и 2023 гг., появление новых трещин на висячем леднике и ускорение движения ледника подножия горы Джангитау Западная на Безенгийской стене летом и осенью 2023 г., что позволяет предполагать возрастание угрозы крупных обвалов в будущем.

Ключевые слова: ледник, трещина, обвал, зона поражения, дальность выброса

DOI: 10.31857/S2076673424020047

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата приводит к ускорению деградации ледников и к изменению их состояния и динамики. С этим связана активизация широкого спектра обвальных и других опасных процессов, которые были выявлены на разных участках склонов Главного Кавказского хребта и его отрогов в результате анализа разновременных космоснимков (Докукин и др., 2020а). Воздействие талых ледниковых вод и других атмосферных явлений приводит к изменению динамики ледников и вследствие этого к многочисленным обвалам льда на различных участках (скально-ледовые стены, уступы коренного ложа) (Докукин и др., 2020б). Вследствие оттаивания многолетнемёрзлых скальных массивов, обрамляющих ледники, чаще сходят ледово-каменные и каменные лавины на участках, где они раньше не фиксировались (Leinss et al., 2021; Shugar et al., 2021; Докукин и др., 2022). С участков скальных и моренных склонов с различными углами наклона вплоть до 8–9° обрушиваются массы льда объёмами до 100 млн м³ и более (Leinss et al., 2021; Kääb et al., 2021; Беккиев и др., 2022; Bondesan et al., 2023). В некоторых случаях перед обвалом или сходом ледника наблюдаются изменения на склонах и ледниках, видимые на космоснимках (Докукин и др., 2019; Беккиев и др., 2021; Shugar et al., 2021). Их можно считать признаками подготовки опасных природных процессов и в дальнейшем

учитывать в ходе мониторинга высокогорной зоны с целью предупреждения о грозящей опасности.

В результате анализа проявлений обвальных процессов и сходов ледников в разных районах мира был сделан вывод о том, что в ближайшие годы возможна активизация ледовых и скально-ледовых обвалов (ледяных, ледово-каменных лавин) (Докукин и др., 2022). Один такой обвал с гибелью человека произошёл 12.08.2023 в ущелье р. Мижирги с северного склона горы Дыхтау (Поисково-спасательные работы, 2023).

С целью оценки динамики и современного состояния висячих ледников на скально-ледовых стенах с высотами до 5000 м и более, а также выявления активности ледово-каменных обвалов и их потенциальной угрозы проведён анализ разновременных космоснимков на участке обвала 12.08.2023 на горе Дыхтау (5204.7 м) и участке Безенгийской стены на склоне горы Джангитау Западная (5059 м).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы космоснимки Sentinel-2 разрешением 10 м и космоснимки Landsat-7 ETM+ разрешением 15 м с сайта <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>. В программе QGIS последовательно просматривались разновременные космоснимки с целью выявления изменений и строились слои границ зоны поражения обвальным процессом и контура

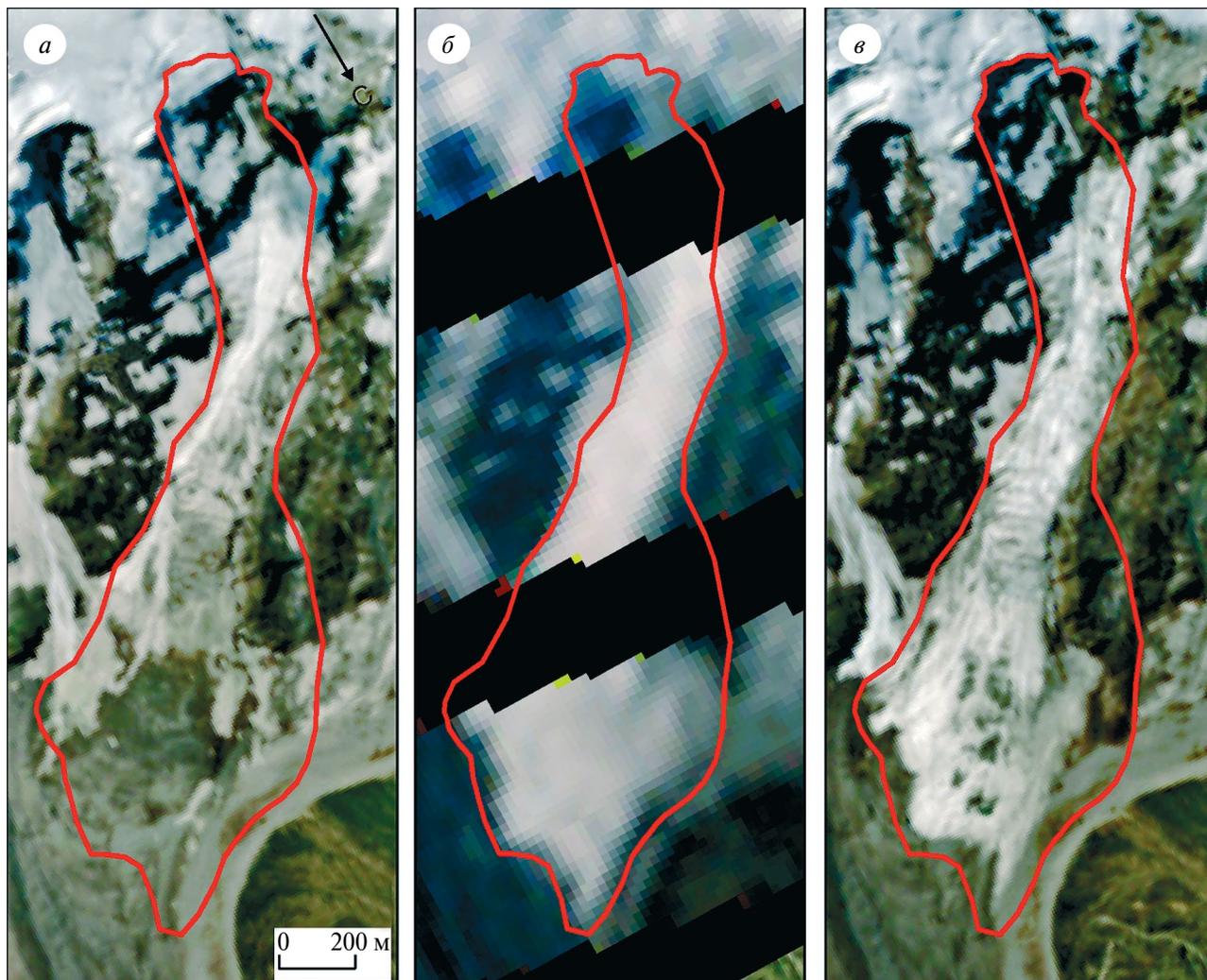


Рис. 1. Зона поражения обвальным процессом 12.08.2023 (показана красным контуром) с северного склона горы Дыхтау на космоснимках: *а* — 07.08.2023 Sentinel-2; *б* — 13.08.2023 Landsat-7 ETM+; *в* — 17.08.2023 Sentinel-2

Fig. 1. The area affected by the collapse on 12.08.2023 (shown in red outline) from the northern slope of Mount Dykhtau on satellite images; *a* — 07.08.2023 Sentinel-2; *б* — 13.08.2023 Landsat-7 ETM+; *в* — 17.08.2023 Sentinel-2

обвалившегося блока для определения площади зон поражения и отложений, дальности выброса и приблизительного объёма (рис. 1). Погрешность определения площади находили посредством произведения периметра контура на 0.5 размера пикселя (5 м для космоснимков Sentinel-2 и 7.5 м для космоснимка Landsat-7 ETM+). Для оценки высотных параметров использовались карты OpenStreetMap. Кроме этого, использованы фотографии с вертолётного облёта 19.09.2023.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Динамика висячего ледника на северном склоне горы Дыхтау (5204.7 м) в 2015–2023 гг. и обвал 12.08.2023. По данным МЧС России по Кабардино-Балкарской Республике (Поисково-спасательные работы, 2023) 12.08.2023 в 6 часов поступила информация о том,

что в Черекском районе, недалеко от альплагеря «Безенги» (Судейские ночёвки в ущелье Мижирги), группа туристов попала под камнепад. В дальнейшем выяснилось, что один из туристов, который ночевал в палатке, погиб.

В результате анализа космоснимков до и после обвала был выявлен участок отрыва блока ледника, и определена зона поражения обвальным процессом (рис. 2). Отрыв блока льда висячего ледника произошёл на северном склоне горы Дыхтау (5204.7 м) на высоте около 4370 м, а нижняя граница отложений зафиксирована на высоте 2960 м. Дальность выброса обвальных масс составила в плане 2.33 км, а с учётом среднего угла наклона 31.2° — около 2.7 км. Границы зоны отложений определены с использованием космоснимка Landsat-7 ETM+ от 13.08.2023 и в результате сравнения космоснимков Sentinel-2 от 7 и 17 августа. На космоснимке 17.08.2023 Sentinel-2

часть отложенной массы льда уже растаяла, и выявлен участок массы обломочного материала (см. рис. 1, *в* справа), которой не было видно на снимке до обвала. Это подтвердило, что обвал был ледово-каменным. Общая площадь отложений обвала составила $0.45 \pm 0.02 \text{ км}^2$. Вследствие того, что отсутствовали точные цифровые модели рельефа и космоснимки детального разрешения на период до и после обвала, объём обвалившегося блока определить было затруднительно, и по приблизительным оценкам он мог составлять около 0.9–1.0 млн м^3 (этому объёму соответствуют приблизительная средняя толщина висячего ледника около 30–35 м и средняя толщина отложений около 2 м). В дальнейшем при получении новых точных данных величина этого параметра может измениться.

На рис. 1 показано место отрыва обвала по состоянию на разные годы. На фрагментах *д* и *е* изображён участок висячего ледника до и после обвала 12.08.2023. Ширина обвалившегося блока составила 230 м, а площадь — $20.0 \pm 2.8 \text{ тыс. м}^2$. Превышение линии отрыва над концом ледника составляло около 100 м, угол наклона — около 40° . Следует отметить, что этот обвал был не первым на рассматриваемом участке. В результате анализа космоснимков выявлено, что в 2015–2016 гг. на месте обвалившегося в 2023 г. блока ледника находился массив льда немного меньших размеров и объёма, что и до обвала 2023 г. (см. рис. 2, *а*). В интервале 3 сентября — 12 ноября 2015 г. образовалась трещина примерно в том же месте, где была линия отрыва в 2023 г., но она была длиной более 350 м и захватывала прилегающий массив западнее. Трещина существовала и увеличивалась по ширине с ноября 2015 г. по январь 2016 г. Затем в период с 10 февраля по 10 апреля 2016 г. произошло несколько обвалов. Последний крупный массив льда ледника (примерно половина всего объёма обвалившихся масс) обрушился в период с 10 апреля по 19 июня 2016 г.

На фрагменте *б* (см. рис. 2) в сентябре 2016 г. отсутствует обвалившийся массив льда, видна трещина (бровка) отрыва и небольшие выступы коренных пород ниже неё. Далее несколько лет происходило восстановление массива висячего ледника на этом же месте. На фрагменте *в* (см. рис. 2) показано состояние ледника 17 августа 2022 г., ещё не достигшего наибольшего размера. К апрелю 2023 г. произошли некоторые изменения в рельефе участка ледника (см. рис. 2, *г*). За 5 суток до обрушения явных трещин на массиве не наблюдалось (см. рис. 2, *д*).

Динамика ледников на склоне и у подножия горы Джангитау Западная (5059 м) в 2015–2023 гг. и потенциальная угроза обвала. После событий на горе Дыхтау было обращено внимание на массив Безенгийской стены с изобилием висячих ледников. Ранее была оценена активность ледяных лавин (Докукин и др., 2020б) — летом, включая сентябрь, до 20–30 ледяных лавин ежегодно. На рис. 3 показан участок

Безенгийской стены, на котором в 2023 г. выявлено формирование значительной трещины на висячем леднике.

В ходе вертолётного облёта 19.09.2023 был сфотографирован склон горы Джангитау (часть Безенгийской стены) (см. рис. 3, *а*, обозначение 1), на котором появилась трещина шириной до 40 м за период с мая по сентябрь 2023 г. На рис. 3, *д* показан участок ледника с первым признаком проявления трещины. Далее в течение четырёх месяцев происходил рост ширины трещины и её длины вдоль склона. Длина трещины в виде овала достигла 400 м. Она отделила блок ледника шириной 540 м с образовавшейся выпуклостью слева (см. рис. 3, *е* справа). С учётом того, что ранее при анализе условий схода ледово-каменной лавины в 2021 г. с горы Ронти (Гималаи, Индия) было выявлено формирование трещины задолго до обрушения (Беккиев и др., 2021; Shugar et al., 2021), было сделано предупреждение региональным органам исполнительной власти Кабардино-Балкарской республики о потенциальной угрозе обвала.

Дальнейший ретроспективный анализ космоснимков показал, что в период 03.09.2015–14.02.2017 происходило формирование и развитие системы трещин на этом же массиве висячего ледника сначала в верхней и затем в нижней частях (см. рис. 3, *б–г*), но обрушения ледника в то время не произошло.

В сентябре — декабре 2023 г. дальнейшего развития системы трещин на висячем леднике не происходило, но в этот период выявлена аномальная подвижка ледника у подножия склона горы Джангитау (см. рис. 3, *а*, обозначение 2, *ж*, 3, *и*). С середины сентября по конец декабря (3.5 месяца) продвижение характерной точки на леднике (см. рис. 3, *и*, обозначение 3) составило 110 м. При этом наступающим ледником был перекрыт ледяной лавинный конус (см. рис. 3, *ж*, *и* правее обозначения), и ледник напоз на поверхность ледника Безенги с образованием фронтального дугообразного вала. Такого поведения ледника в 2015–2023 гг. не было.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты анализа космоснимков на участках высоких скально-ледовых стен в ущелье Черек-Безенгийский (северная стена горы Дыхтау, стена горы Джангитау массива Безенгийской стены) показали, что в последние годы были аномальные проявления динамики висячих ледников на высотах 4370 и 4650 м в виде образования новых систем трещин в 2015–2017 гг. на склонах гор Дыхтау и Джангитау и в 2023 г. на склоне горы Джангитау, а также в виде обвалов значительной части висячего ледника в 2016 и 2023 гг. (гора Дыхтау).

Абсолютные высоты зон отрыва и новых трещин в перечисленных выше случаях практически превышают высоты ранее зафиксированных крупных обвалов, за исключением обвала с горы Казбек в 2014 г. с высотой отрыва 4500 м (Докукин и др., 2020а). Можно

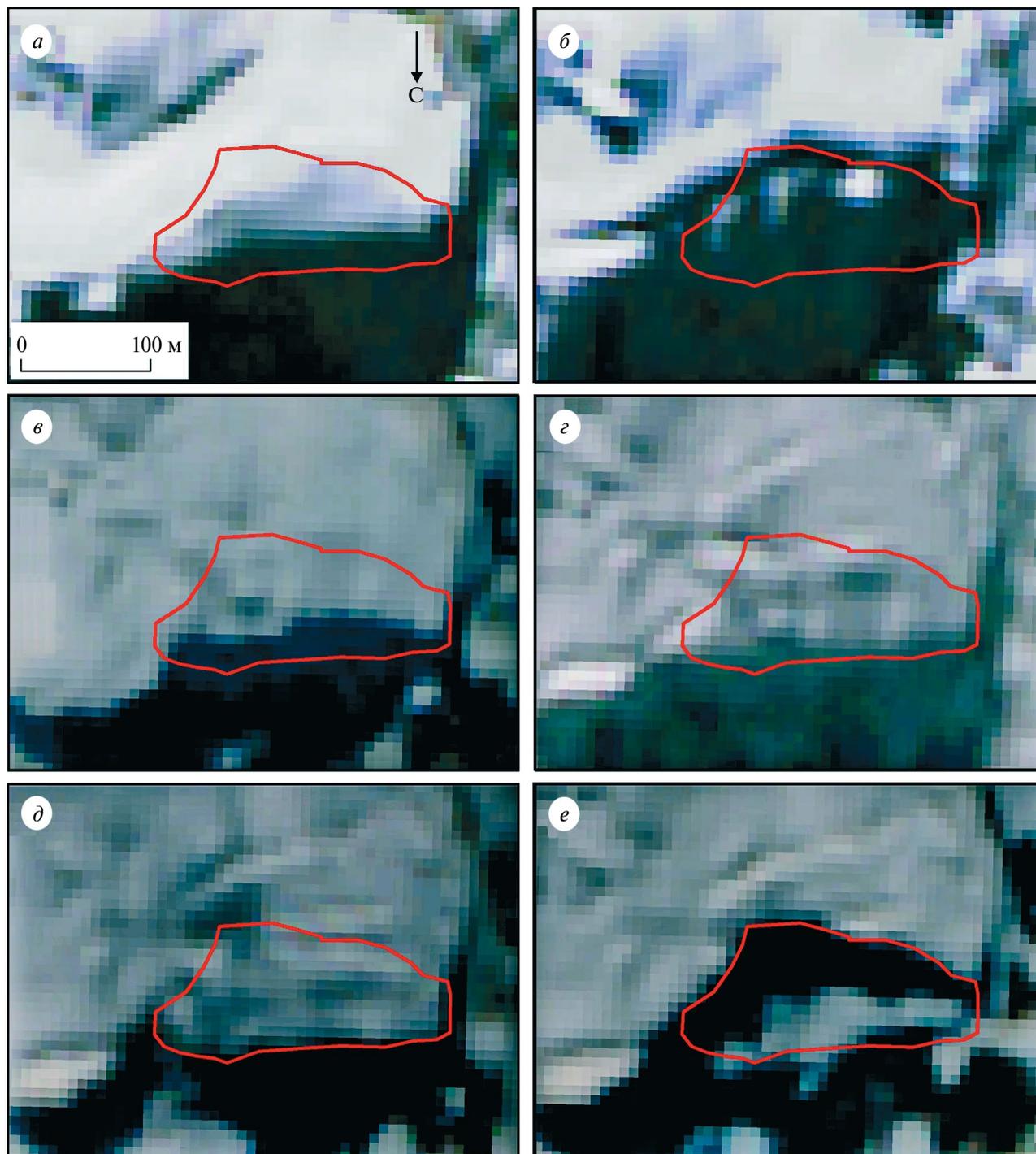


Рис. 2. Участок отрыва обвалов ледника на северном склоне горы Дыхтау в разные годы на космоснимках Sentinel-2: *a* – 03.09.2015; *б* – 07.09.2016; *в* – 17.08.2022; *г* – 04.04.2023; *д* – 07.08.2023; *е* – 17.08.2023. Красный контур на всех фрагментах – границы обвалившегося массива льда 12.08.2023

Fig. 2. The section of icefall detachments on the northern slope of Dykhtau Mountain in different years on Sentinel-2 satellite images: *a* – 03.09.2015; *б* – 07.09.2016; *в* – 17.08.2022; *г* – 04.04.2023; *д* – 07.08.2023; *е* – 17.08.2023. The red outline on all fragments is the boundaries of the collapsed ice mass on 12.08.2023

предположить, что на таких высотных уровнях обвалы всяких ледников будут происходить в будущем чаще, что требует оценки новых угроз. Вместе с тем при взаимодействии с ледниками обломочных масс могут

блокироваться подлёдные гидрологические системы и возникать прорывные обвално-селевые процессы, как это наблюдалось при катастрофе в долине р. Бубисцкали (Грузия) 03.08.2023. Таким образом, зоны

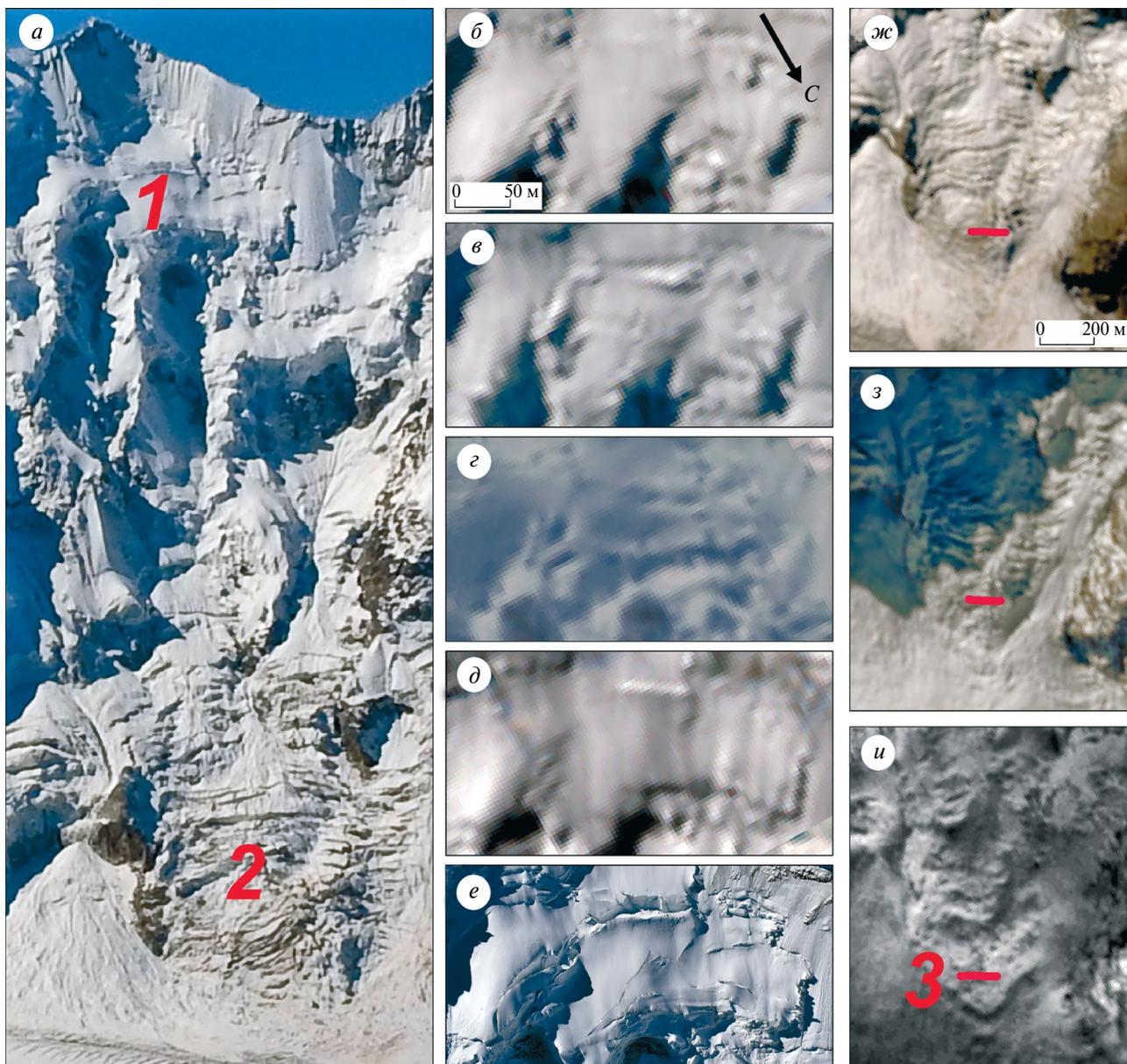


Рис. 3. Участки аномальной динамики ледников на склоне горы Джангитау Западная: *а* – общий вид склона горы Джангитау 19.09.2023 (вертолётное фото М. Д. Докукина; *1* – участок висячего ледника, представленный на фрагментах космоснимков Sentinel-2, *б–д* и вертолётного снимка *е*, *2* – ледник на участке подножия горы Джангитау, представленный на фрагментах космоснимков Sentinel-2 *жс, з, и*); *б* – 03.09.2015; *в* – 07.09.2016; *г* – 14.02.2017; *д* – 09.05.2023; *е* – 19.09.2023; *жс* – 16.09.2023; *з* – 21.10.2023; *и* – 30.12.2023 (*3* – характерные точки для оценки подвижки ледника у подножия горы)

Fig. 3. Areas of anomalous dynamics of glaciers on the slope of Mount Dzhangitau Zapadnaya: *a* – general view of the slope of Mount Dzhangitau 19.09.2023 (helicopter photo by M. D. Dokukin; *1* – a section of a hanging glacier represented on fragments of Sentinel-2 satellite images *б–д* and helicopter image *е*, *2* – a glacier at the foot of Mount Dzhangitau, presented on fragments of Sentinel-2 satellite images *жс, з, и*); *б* – 03.09.2015; *в* – 07.09.2016; *г* – 14.02.2017; *д* – 09.05.2023; *е* – 19.09.2023; *жс* – 16.09.2023; *з* – 21.10.2023; *и* – 30.12.2023 (*3* – typical points for assessing the movement of the glacier at the foot of the mountain)

поражения обвально-селевыми процессами будут захватывать протяжённые участки речных долин.

Пример формирования системы трещин на висячем леднике в 2016–2017 гг. на горе Джангитау, не реализовавшейся в ледовый или ледово-каменный обвал, означает, что не обязательно обвал произойдёт в ближайшем будущем. Подвижка ледника

у подножия стены горы Джангитау, скорее всего, пространственно связана с развитием системы трещин на висячем леднике в верхней части этой стены. Возможно, это свидетельствует о развитии неустойчивости всего этого участка Безенгийской стены, которая может преобразоваться в дальнейшем в крупный ледово-каменный обвал.

Ледово-каменный обвал на склоне горы Дыхтау 12.08.2023, а также факты обвалов и ледово-каменных лавин в 2022 и 2023 гг. на северных и южных склонах Главного Кавказского хребта (в долине р. Аксаут 01.01.2022 в Карачаево-Черкесской республике (Докукин и др., 2022), в долине р. Гебидон в июне 2023 г. в Республике Северная Осетия — Алания, 03.08.2023 в долине р. Бубисцкали в Грузии) дополняют картину общей активизации обвальных процессов в XXI веке на Кавказе, охарактеризованную в работе (Докукин и др., 2020а).

Анализ одновременных космоснимков позволяет своевременно выявлять признаки развития катастрофических обвальных процессов и предупреждать об опасности с целью принятия необходимых мер по снижению рисков стихийных бедствий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые на основе использования разновременных космоснимков исследования позволили определить место отрыва обвала на горе Дыхтау 12.08.2023 и оценить масштаб обвального процесса, а также выявить проявления обвалов на этом участке в 2016 г., что подтверждает возросшую активность обвальных процессов в высокогорной зоне Кавказа и резкие изменения в состоянии висячих ледников на высоких скально-ледовых стенах в период потепления климата. Эти процессы охватывают гипсометрически самые высокие участки Главного и Бокового Кавказских хребтов (Безенгийская стена и стена массива горы Дыхтау с наличием вершин, высота которых превышает 5000 м). С учётом того, что относительные высоты каменно-ледовых стен достигают 1.5–2.0 км, дальность выброса ледово-каменных масс в будущем может быть значительной. Выявленные проявления аномальной динамики ледников на склоне горы Джангитау Западная дают основание предполагать вероятность ледово-каменного обвала значительного масштаба на этом участке.

В связи с вышеизложенным возрастает значение мониторинга обвальных процессов и аномальной динамики ледников в высокогорной зоне на основе непрерывного сравнительного анализа разновременных космоснимков в сочетании с вертолётными облётами и аэрофотосъёмками.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственной темы 122031600407-4 «Разработка и совершенствование методов мониторинга селей и горных ледников в предгорной и высокогорной зонах».

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the state budget theme 122031600407-4 «Development and improvement of methods for monitoring debris flows and mountain glaciers in low mountain and high mountain zones».

ЛИТЕРАТУРА

- Беккиев М. Ю., Докукин М. Д., Калов Х. М., Калов Р. Х.* Об оценке опасности сходов и обвалов ледников // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XI / Под ред. И. А. Керимова, В. А. Широковой, В. Б. Заалишвили, В. И. Черкашина. М.: Ин-т истории естествознания и техники РАН, 2021. С. 181–186.
- Беккиев М. Ю., Докукин М. Д., Калов Р. Х., Шагин С. И.* О сходах ледников в 2021–2022 годах // Результаты 20 лет изучения катастрофы мирового масштаба в Геналдонском ущелье (сход ледника Колка). Сб. статей Всеросс. науч.-практич. конф. с междунар. участием (Владикавказ, 20–21 сентября 2022 г.). Владикавказ: Северо-Кавказский гидромет. ин-т, 2022. С. 155–163.
- Докукин М. Д., Беккиев М. Ю., Калов Р. Х., Савернюк Е. А., Черноморец С. С.* Признаки подготовки катастрофических сходов ледников (анализ разновременной космической информации) // Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии / Под ред. А. В. Николаева, В. Б. Заалишвили. Владикавказ: ГФИ ВЦ РАН, 2019. С. 522–528.
- Докукин М. Д., Беккиев М. Ю., Калов Р. Х., Черноморец С. С., Савернюк Е. А.* Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы // Лёд и Снег. 2020а. Т. 60. № 3. С. 361–378. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>
- Докукин М. Д., Беккиев М. Ю., Калов Х. М., Калов Р. Х.* Результаты мониторинга обвалов льда с использованием аэрокосмической и наземной информации // Докл. Адыгской (Черкесской) Международной академии наук. 2020б. Т. 20. № 3. С. 60–68. <https://doi.org/10.47928/1726-9946-2020-20-3-60-68>
- Докукин М. Д., Савернюк Е. А., Черноморец С. С., Беккиев М. Ю., Калов Р. Х., Шагин С. И.* О каменной лавине 01.01.2022 в долине р. Аксаут (Западный Кавказ) и концентрации подобных явлений на локальных участках горных хребтов // Геориск. 2022. Т. 16. № 3. С. 8–19. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2022-16-3-8-19>
- Поисково-спасательные работы в Черекском районе (первичная информация). 12 августа 2023 г. 06:41 // Электронный ресурс. <https://07.mchs.gov.ru/deyatelnost/press-centr/operativnaya-informaciya/5080655> Дата обращения: 08.01.2024.
- Bondesan A., Francese R.* The climate-driven disaster of the Marmolada Glacier (Italy) // Geomorphology. 2023. V. 431. 108687. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108687>
- Kääb A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girard L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J. S.* Sudden large-volume

detachments of low-angle mountain glaciers – more frequent than thought? // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. Iss. 4. P. 1751–1785. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1751-2021>

Leinss S., Bernardini E., Jacquemart M., Dokukin M. Glacier detachments and rock-ice avalanches in the Petra Pervogo range, Tajikistan (1973–2019) // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2021. V. 21. P. 1409–1429. <https://doi.org/10.5194/nhess-21-1409-2021>

Shugar D. H., Jacquemart M., Shean D., Bhushan S., Upadhyay K., Sattar A., Schwanghart W., McBride S., Van Wyk de Vries M., Mergili M., Emmer A., Deschamps-Berger C., McDonnell M., Bhambri R.,

Allen S., Berthier E., Carrivick J. L., Clague J. J., Dokukin M., Dunning S. A., Frey H., Gascoïn S., Haritashya U. K., Huggel C., Kääb A., Kargel J. S., Kavanaugh J. L., Lacroix P., Petley D., Rupper S., Azam M. F., Cook S. J., Dimri A. P., Eriksson M., Farinotti D., Fiddes J., Gnyawali K. R., Harrison S., Jha M., Koppes M., Kumar A., Leinss S., Majeed U., Mal S., Muhuri A., Noetzli J., Paul F., Rashid I., Sain K., Steiner J., Ugalde F., Watson C. S., Westoby M. J. A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya // *Science*. 2021. V. 373. Iss. 6552. P. 300–306. <https://doi.org/10.1126/science.abh4455>

Citation: Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Zalikhanov M.Ch., Kalov R.Kh., Akaev A.R. About the ice-rock collapse from the northern slope of Mt. Dykhtau on August 12, 2023 and the potential threat of collapse from the slope of Mt. Dzhangitau (Cherek-Bezengiysky River basin, Central Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 213–220. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020047

About the ice-rock collapse from the northern slope of Mt. Dykhtau on August 12, 2023 and the potential threat of collapse from the slope of Mt. Dzhangitau (Cherek-Bezengiysky River basin, Central Caucasus)

M. Yu. Bekkiev, M. D. Dokukin*, M. Ch. Zalikhanov, R. Kh. Kalov, A. R. Akaev

High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia

*e-mail: inrush@bk.ru

Received January 24, 2024 / Revised March 6, 2024 / Accepted April 10, 2024

The causes and consequences of the ice-rock fall that occurred in 2023 on the Mount Dykhtau (Side ridge of the Greater Caucasus) are analyzed. This happened in the early morning of August 12, 2023 on the northern slope of Mt. Dykhtau (5.204.7 m a.s.l.) in the upper reaches of the Mizhirgi River valley of the Cherek Bezengiysky River basin at the altitude of about 4.400 m. The analysis of Sentinel-2 and Landsat-7 ETM+ satellite images of different times made possible to reveal the place where a block of ice had fallen from the hanging glacier, and to determine the area affected by this ice-rock block which volume was estimated as close to 0.9-1.0 million m³ and a distance of the runout about 2.3 km. As a result of the collapse, a group of tourists were injured, one of whom died. Investigation of the dynamics of the collapse site for the period 2015–2023 showed that earlier in the period September 3 – November 12, 2015 a crack formed on the same hanging glacier massif, which continued to grow until January 2016. This was followed by several ice-rock falls, the largest of which happened in the period April 10 – June 19, 2016. In total, all collapses of 2016 were comparable in volume to the collapse of 2023. By this time, the hanging glacier had been fully restored and occupied the same position it had in 2015. We next investigated a part of the slope of the Dzhangitau Zapadnaya mountain (5059 m a.s.l.) on the Bezengi Wall massif, on the hanging glacier of which the formation of a crack with a length of about 400 m was revealed in the summer of 2023. By September, the crack width had increased to 40 m. Later on, the crack became stable. But in the period of September – December a certain surge of the glacier at the foot of Dzhangitau Zapadnaya mountain was revealed at a speed of about 1 m per day with the formation of a prominent frontal bank overlying the Bezengi Glacier. This research confirmed the activation of the landslide processes in the high-altitude zone and showed the need for continuous monitoring based on the analysis of satellite images for the timely revealing areas with a potential threat of any ice-rock falls and warning about the danger.

Keywords: glacier, crack, collapse, impact zone, runout range

REFERENCES

- Bekkiev M. Yu., Dokukin M. D., Kalov Kh. M., Kalov R. Kh. On the assessment of the danger of glacier detachments and collapses. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza. Tom XI / Pod red. I. A. Kerimova, V. A. Shirokova, V. B. Zaalishvili, V. I. Cherkashina*. Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus. V. XI / Edited by I. A. Kerimova, V. A. Shirokova, V. B. Zaalishvili, V. I. Cherkashina. Moscow: IIET RAS, 2021: 181–186. [In Russian].
- Bekkiev M. Yu., Dokukin M. D., Kalov R. Kh., Shagin S. I. About the glacier detachments in 2021–2022. *Rezultaty 20 let izucheniya katastrofy mirovogo masshtaba v Genaldonskom ushel'e (skhod lednika Kolka). Sbornik statej Vserossijskoj nauchno-prakticheskoy konferencii s mezhdunarodnym uchastiem (Vladikavkaz, 20–21 sentyabrya 2022 g.)*. The results of 20 years of studying the global catastrophe in the Genaldon Gorge (the Kolka glacier detachment). Collection of articles of the All-Russian scientific and practical conference with international participation (Vladikavkaz, September 20–21, 2022). Vladikavkaz: NCIMM (STU), 2022: 155–163. [In Russian].
- Dokukin M. D., Bekkiev M. Yu., Kalov R. Kh., Savernyuk E. A., Chernomorets S. S. Signs of preparation of catastrophic glacier detachments (analysis of multi-temporal space information) *Opasnye prirodnye i tekhnogennye processy v gornyh regionah: modeli, sistemy, tekhnologii. Kollektivnaya monografiya / Pod redakciej A. V. Nikolaeva, V. B. Zaalishvili*. Dangerous Natural and Technogenic Processes in Mountain Regions: Models, Systems, Technologies / Ed. by Nikolaev A., Zaalishvili V. Vladikavkaz: GPI VSC RAS, 2019: 522–528. [In Russian].
- Dokukin M. D., Bekkiev M. Yu., Kalov R. Kh., Chernomorets S. S., Savernyuk E. A. Activation of rock avalanches in the Central Caucasus and their impact on the dynamics of glaciers and debris flows. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020a, 60 (3): 361–378. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>
- Dokukin M. D., Bekkiev M. Yu., Kalov Kh. M., Kalov R. Kh. Results of monitoring ice collapses using aerospace and ground-based information. *Doklady Adygskoj (Cherkesskoj) Mezhdunarodnoj akademii nauk*. Reports of Adyghe (Circassian) International Academy of Sciences, 2020b, 20 (3): 60–68. [In Russian]. <https://doi.org/10.47928/1726-9946-2020-20-3-60-68>
- Dokukin M. D., Savernyuk E. A., Chernomorets S. S., Bekkiev M. Yu., Kalov R. Kh., Shagin S. I. About the rock avalanche on 1 January 2022 in the Aksaut River valley (Western Caucasus) and the concentration of similar phenomena in local areas of mountain ranges. *GeoRisk World*. 2022, 16 (3): 8–19. [In Russian]. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2022-16-3-8-19>
- Search and rescue operations in the Chereksky district (primary information). August 12, 06:41. 2023. *Poiskovo-spasatelnye raboty v Cherekskom rajone (pervichnaya informaciya). 12 avgusta 06:41. 2023*. Retrieved from: <https://07.mchs.gov.ru/deyatelnost/press-centr/operativnaya-informaciya/5080655> Last access: 08.01.2024.
- Bondesan A., Francese R. The climate-driven disaster of the Marmolada Glacier (Italy). *Geomorphology*. 2023, 431:108687. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108687>
- Kääb A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girod L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoïn S., Berthier E., Kargel J. S. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers – more frequent than thought? *The Cryosphere*. 2021, 15 (4): 1751–1785. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1751-2021>
- Leinss S., Bernardini E., Jacquemart M., Dokukin M. Glacier detachments and rock-ice avalanches in the Petra Pervogo range, Tajikistan (1973–2019). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2021, 21: 1409–1429. <https://doi.org/10.5194/nhess-21-1409-2021>
- Shugar D. H., Jacquemart M., Shean D., Bhushan S., Upadhyay K., Sattar A., Schwanghart W., McBride S., Van Wyk de Vries M., Mergili M., Emmer A., Deschamps-Berger C., McDonnell M., Bhambri R., Allen S., Berthier E., Carrivick J. L., Clague J. J., Dokukin M., Dunning S. A., Frey H., Gascoïn S., Haritashya U. K., Huggel C., Kääb A., Kargel J. S., Kavanaugh J. L., Lacroix P., Petley D., Rupper S., Azam M. F., Cook S. J., Dimri A. P., Eriksson M., Farinotti D., Fiddes J., Gnyawali K. R., Harrison S., Jha M., Koppes M., Kumar A., Leinss S., Majeed U., Mal S., Muhuri A., Noetzli J., Paul F., Rashid I., Sain K., Steiner J., Ugalde F., Watson C. S., Westoby M. J. A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. *Science*. 2021, 373 (6552): P. 300–306. <https://doi.org/10.1126/science.abh4455>

РАЙОНЫ МАКСИМАЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ ПРИ КРУПНЫХ АНОМАЛИЯХ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО РЕЖИМА

© 2024 г. А. Д. Олейников

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

e-mail: geo2217@mail.ru

Поступила 30 октября 2023 г.

После доработки 24 декабря 2023 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Дано обоснование географических границ районов, которые при крупномасштабных гидрометеорологических аномалиях выделяются по интенсивности лавинообразования среди других районов Кавказа и могут быть отнесены к «эпицентрам» лавинной деятельности.

Ключевые слова: Большой Кавказ, гидрометеорологические аномалии, особо крупные лавины, интенсивность лавинной деятельности, ледниковые кары, снежность, типы снега

DOI: 10.31857/S2076673424020059

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В горных странах существуют районы, которые можно отнести к «эпицентрам» лавинной деятельности, где во время масштабных гидрометеорологических аномалий, сопровождающихся интенсивными снегопадами, сходит наибольшее количество особо крупных лавин. Такие районы выделяются по силе разрушительного воздействия снежных лавин на социально-экономическую инфраструктуру и горные ландшафты. Выявление географических границ подобных территорий становится всё более востребованным в ходе промышленного и рекреационного освоения горных районов. Проблема рассматривается на примере Большого Кавказа — одного из наиболее изученных в лавинном отношении районов России. Её постановка стала возможна благодаря многолетним наблюдениям за снежными лавинами, которые позволили восстановить хронологию лавинных катастроф. За период снежолавинных наблюдений на Кавказе в XX—XXI вв. было отмечено две наиболее крупных лавинных катастрофы в зимы 1975/76 и 1986/87 гг. В работе предпринята попытка ответить на вопрос — почему в условиях масштабных гидрометеорологических аномалий основной удар снежной стихии повторился в географических границах одних и тех же территорий.

Физическое понятие «интенсивность» — мера количества энергии — широко используется в различных научных дисциплинах. Например, в геологии — при характеристике землетрясений,

в гляциологии — при характеристике оледенения. В лавиноведении «интенсивность» — сила разрушительного воздействия снежных лавин на хозяйственные и природные объекты. Оценка интенсивности может быть выполнена по количеству особо крупных лавин (далее — ОКЛ), к которым отнесены лавины объёмом более 300 тыс. м³. Поскольку при массовом сходе ОКЛ их прямой учёт на обширной горной территории физически невозможен, то такая оценка может быть выполнена косвенно по факторам лавинообразования, определяющим энергетическую составляющую лавинного процесса.

Для обоснования рассматриваемого положения использованы: метеорологические данные среднегорных и высокогорных станций Большого Кавказа — ГМС РФ (1950—2016), ГМС Грузии (1936—1988); материалы экспедиционных исследований разных лет; сведения о массовых лавинных катастрофах в Кавказском регионе (1950—2022); данные 54-летнего ряда наблюдений за снежными лавинами (1968—2022) на стационаре географического факультета МГУ в Приэльбрусье (Центральный Кавказ); литературные источники.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При выявлении факторов, определяющих энергетическую сторону процесса лавинообразования, использована зависимость разрушительной силы лавин от её скорости и массы вовлечённого в движение снега, где скорость лавины — функция относительной

высоты рельефа, крутизны склона, а также типа снега, формирующего лавину. Масса лавины определяется толщиной и плотностью снега в лавиносборе, его площадью и снежно-аккумулирующей способностью. Ряд перечисленных параметров находятся в прямой зависимости от характера рельефа склонов. В лавиноведении, согласно морфологической классификации, выделяют три типа лавиносборов: из эрозионных врезов, денудационных воронок и древнеледниковых каров (Тушинский, 1963). Главное различие между ними состоит в размерах снегосборной воронки или очага зарождения лавины. Площадь зоны зарождения лавин в ледниковых карах может во много раз превосходить аналогичную площадь двух первых морфологических типов. Именно из ледниковых каров с полувогнутыми днищами образуются гигантские лавины объёмом в несколько миллионов кубических метров. Наличие таких форм рельефа на исследуемой территории является одним из показателей её потенциально высокой лавинной опасности.

Начавшееся с середины XIX в. сокращение горного оледенения выявило ещё одну особенность каровых форм рельефа, которая отразилась на объёмах формирующихся в них лавин. Деграция каровых ледников привела к заметному изменению морфометрии склонов, в результате чего задние стенки каров стали более крутыми, а их днища более пологими. Результаты измерений в древнеледниковых карах на Центральном Кавказе (в Приэльбрусье) показали, что крутизна их задних стенок в среднем возросла на 10° (с 30 до 40°), а их днища стали более пологими на 7° (с 30 до 23°) (Олейников, 2011). Увеличение кресловидности склонов привело к увеличению их снежно-аккумулирующей способности. В освободившихся ото льда каровых нишах стали накапливаться дополнительные массы снега, которые значительно увеличили объёмы сходящих лавин. Время, которое потребовалось для исчезновения многих каровых ледников в Кавказском регионе и превращения их

в аккумуляторы дополнительных масс снега, составило около 150 лет (с середины XIX в.). На современном этапе многие древнеледниковые кары стали представлять ещё большую лавинную угрозу для днища горных долин. По данным Каталога ледников СССР (Каталог..., 1975), 78% этих наиболее опасных для лавинообразования форм рельефа сосредоточено на южном макросклоне Западного и Центрального Кавказа в бассейнах рек Ингури и Кодори, что выделяет эту территорию среди других районов Кавказа (табл. 1).

К климатическим факторам, определяющим степень лавинной опасности горной территории, относятся характеристика её снежности и температура воздуха. Температура холодного периода в сочетании с толщиной снежного покрова является одним из основных факторов в формировании различных типов снега. Она определяет интенсивность процессов перекристаллизации снежной толщи, её структурно-стратиграфические особенности, формирование ослабленных горизонтов разрыхления, состояние увлажнённости, т. е. всю совокупность факторов, влияющих на прочностные свойства снега и его устойчивость на склоне.

Первые обобщающие исследования по оценке снежности горных территорий были получены при составлении карты лавиноопасных районов СССР (Лавиноопасные..., 1970). На Кавказе было выделено пять групп районов, различающихся по толщине снежного покрова — от «бесснежных» с толщиной снежного покрова от 0 до 30 см, в которых образование лавин считалось невозможным; до исключительно снежных — с толщиной снега более 1 м, в которых крупные лавины могут сходить неоднократно. В последующие годы были составлены более детальные карты, характеризующие распределение наибольших средних декадных толщин снежного покрова, которые служат информативным показателем лавинной опасности (Залиханов, 1981). На этих

Таблица 1. Распределение ледников различных морфологических типов на южном макросклоне Большого Кавказа (Каталог ледников СССР, 1975)

Бассейн реки	Тип ледников				Ледники всех типов, %	
	каровые, %		карово-долинные, %			
Бзыбь	11	6.5	—		13	3
Келасури	3	1.7	—		3	0.7
Кодори	97	58	3	3.9	120	29
Ингури	41	24	58	76.3	196	48
Хоби	—		1	1.3	2	0.1
Риони	16	9.5	14	18.4	75	18
Итого	168		76		409	

картах сведения о толщине снега представлены уже в более широком диапазоне – от 0.3 (в низкогорной зоне) до 2 м (в высокогорной зоне). Значительный вклад в оценку снежности горных территорий был сделан при составлении карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (далее – АСЛРМ) (Атлас..., 1997). Методические подходы, разработанные для АСЛРМ, нашли широкое применение для решения широкого круга гляциологических задач. Так, метод гляциоклиматической индикации (Кренке, 1973) позволил оценить величины твёрдых осадков на высоте границы питания ледников и был положен в основу построения карты распределения поля твёрдых осадков на Большом Кавказе (рис. 1) (Тареева, 1981). Для более наглядной картины территориального распределения снеготазов изолинии были перенесены на космический снимок. Расчёты показали, что в высокогорной зоне Кавказа на высоте границы питания ледников снеготазы изменяются в диапазоне от 1200 (Восточный Кавказ) до 3200 мм (Западный Кавказ) с максимумом 3400 мм в районе Сванетского хребта (Тареева, 1981). В варианте карты, подготовленной для АСЛРМ, географические границы зоны максимального снеготазов были уточнены. По уточнённым данным, эта зона расположена в истоках рек Уруштен, Малая Лаба и Большая Лаба (Западный Кавказ), где максимальные снеготазы достигли 4500 мм (Атлас..., 1997). При средней плотности снега в период максимума снеготазов, равной 400 кг/м^3 (Залиханов, 1981), следует,

что среднемноголетняя толщина снежного покрова на высоте границы питания ледников изменялась от 3 до 8 м. В аномально снежные зимы она может превышать 10 м. Так, в Приэльбрусье уже в начале зимы 1973/74 г. (декабрь) толщина снега на линии отрыва лавины в одном из ледниковых каров составила 7.6 м (Золотарев, 1980). Карта поля твёрдых осадков в АСЛРМ позволила получить данные о снежности высокогорной зоны Кавказа, которые отражали закономерности снеготазов и в очагах зарождения лавин.

На карте-схеме (см. рис. 1) обращает на себя внимание зона повышенной снежности в бассейне р. Ингури, которая имеет форму «петли» и выдвинута навстречу влагонесущим потокам со стороны Чёрного моря. Подобный рисунок изохион наблюдается только в этом районе Большого Кавказа, что обусловлено влиянием ороклиматического эффекта и объясняет природу возникновения большого количества каровых форм оледенения в ходе эволюции горной системы.

Другой климатический фактор, влияющий на состояние снежного покрова и процессы лавинообразования, – температура воздуха. На Большом Кавказе ослабление континентальности климата с востока на запад сопровождается увеличением увлажнённости и ростом температуры воздуха. На Западном Кавказе при более высоких среднезимних температурах воздуха снежная толща подвержена активным процессам оседания и уплотнения, что приводит к формированию более устойчивого типа снега на

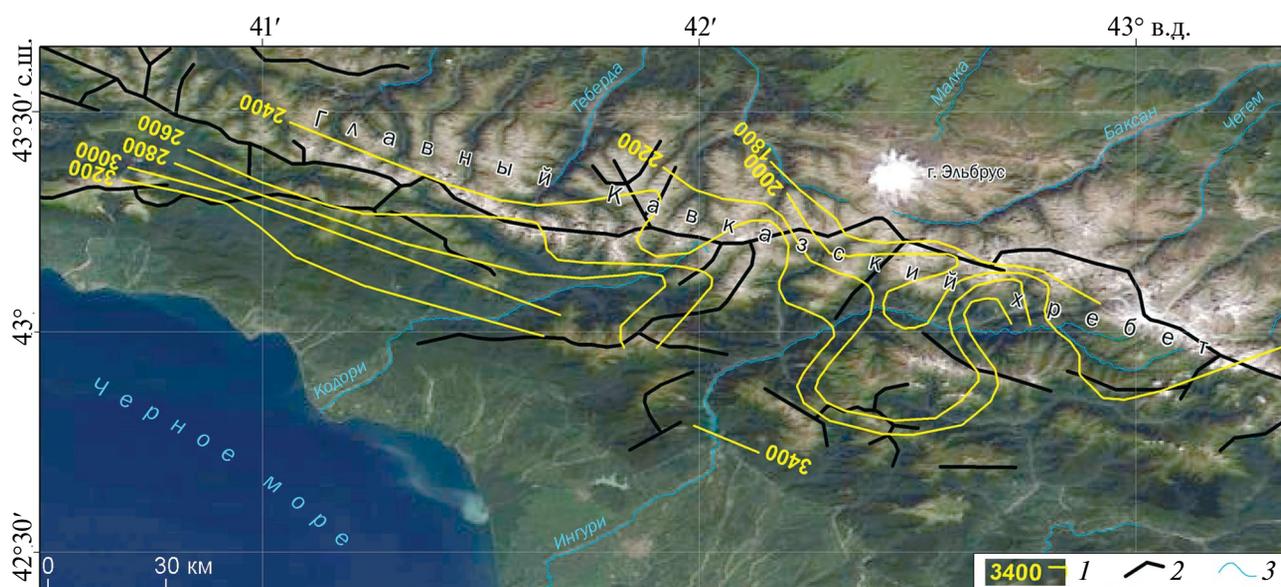


Рис. 1. Распределение твердых осадков на ледниках южного склона Западного и Центрального Кавказа в 1970-е годы по данным (Тареева, 1981). Визуализация на космическом снимке MODIS/TERRA (29.07.2018): 1 – изолинии осадков (мм); 2 – линии основных хребтов; 3 – реки

Fig. 1. Distribution of solid precipitation on the southern slope of the Western and Central Caucasus in the 1970s according to data from (Tareeva, 1981). Visualization on the MODIS/TERRA satellite image (29.07.2018): 1 – precipitation isolines (mm); 2 – lines of the main ridges; 3 – rivers

горных склонах. Различия в прочностных свойствах снега между долготными секторами Кавказа могут быть охарактеризованы по данным о критической величине осадков, при достижении которой происходит обрушение особо крупных лавин.

Известно, что лавины объёмом в сотни тысяч куб. метров, как правило, относятся к лавинам из свежеснежавшего снега и наблюдаются во время интенсивных снегопадов. По результатам исследований Высокогорного геофизического института на Центральном Кавказе (Приэльбрусье) установлено, что месячное количество осадков, необходимое для обрушения таких лавин, составляет 135 мм, из которых 90 мм должны приходиться на долю обильных снегопадов (Куваева, 1979). В абсолютном выражении эта величина в разных районах Кавказа будет иметь собственные значения. Для характеристики схода лавин подобного типа нами был предложен относительный показатель, названный месячным коэффициентом аномалии осадков, который рассчитывается по доступным месячным данным (Володичева, Олейников, 1989):

$$K_m = \frac{\sum X_i}{\sum X_{\text{ср.хол.пер.}}},$$

где $\sum x_i$ — сумма осадков i -го месяца; $\sum X_{\text{ср.хол.пер.}}$ — среднее многолетнее количество осадков холодного периода (согласно рекомендациям ВМО норма осадков рассчитана за 30-летний период 1961—1990 гг.). Наблюдения на Западном и Центральном Кавказе (в Архызе и Приэльбрусье) показали, что коэффициент, соответствующий двукратной месячной норме осадков, в 80% случаев реализуется в сход особо крупных лавин, что даёт основание рассматривать данный показатель в качестве индикатора обрушения лавин этого типа:

$$K_{\text{м.кр.}} = 2 \frac{\sum X_{\text{ср.хол.пер.}}}{N},$$

где $K_{\text{м.кр.}}$ — критический коэффициент аномалии осадков; $\sum X_{\text{ср.хол.пер.}}$ — среднее многолетнее количество осадков холодного периода; N — число месяцев в холодном периоде. В Приэльбрусье при норме осадков 282 мм и продолжительности холодного периода около 5 месяцев $K_{\text{м.кр.}}$ равен 112 мм, что согласуется с данными Г. М. Куваевой (135 мм за месяц и 90 мм за один снегопад). Принимая $K_{\text{м.кр.}}$ в качестве индикатора схода ОКЛ в Кавказском регионе, его величина была рассчитана для среднегорных и высокогорных метеорологических станций Западного и Центрального Кавказа (табл. 2).

Из табл. 2 следует, что в тёплых и влажных условиях Западного Кавказа величина $K_{\text{м.кр.}}$ находится в диапазоне от 300 до 662 мм (Ачишхо, Красная Поляна, Гагрский хребет); на Центральном Кавказе — от 112 до 223 мм (Терскол, Казбеги в/г, Алибек, Эрмани,

Шови, Херга, Крестовый перевал). Таким образом, критическая величина осадков и, соответственно, внешней нагрузки, необходимой для обрушения катастрофических лавин на Западном Кавказе, оказывается в 2—3 раза выше по сравнению с более континентальными условиями Центрального Кавказа. Причина этого явления обусловлена различиями в типах снега между долготными секторами региона.

Применительно к решаемой задаче под типом снега понимается совокупность структурно-текстурных и прочностных свойств снега, которые формируются под влиянием физико-географических условий местности. В очагах зарождения лавин всю толщу снега во время снегопада условно можно разделить на два типа — новый свежеснежавший и старый зернистый снег; по прочностным и структурно-текстурным свойствам — благоприятный и неблагоприятный для массового обрушения особо крупных лавин. В условиях Кавказа типы снега на качественном уровне могут быть охарактеризованы следующим образом: свежеснежавший благоприятный для формирования ОКЛ представлен фациями сухого рыхлого снега небольшой плотности (до 100 кг/м³) либо метелевым уплотнённым снегом (200—250 кг/м³); старый благоприятный тип снега — сложно стратифицированный с прослоями разрыхления в вертикальном разрезе, подверженный хрупкому разрушению под воздействием внешней нагрузки. Свежеснежавший неблагоприятный тип снега формируется при относительно высоких температурах воздуха, имеет более высокую плотность и подвержен активному оседанию в период снегопада; неблагоприятный старый тип снега представлен однородной слабо стратифицированной снежной толщей плотностью 400 кг/м³ и выше, устойчиво залегающей на склоне.

Проведённый анализ факторов лавинообразования показывает, что, рассматривая роль рельефа и климата изолированно друг от друга, мы не можем получить однозначного ответа на вопрос о районах наибольшей интенсивности лавинопроявления. При раздельном рассмотрении факторов к таким районам (с позиций рельефа) должны быть отнесены бассейны рек Ингури и Кодори, где сосредоточено до 80% ледниковых каров южного макросклона; с позиций климата — районы наиболее высокой заснеженности — это истоки рек Уруштен, Малая Лаба, Большая Лаба (Западный Кавказ), где толщина снежного покрова может превышать 10 м. Решение поставленной задачи необходимо рассматривать во взаимодействии этих двух факторов на примере конкретных зим, в данном случае зим экстремальной снежности. На Западном и Центральном Кавказе к ним относятся зимы 1975/76 и 1986/87 гг., которые считаются самыми снежными и лавинными за весь период метеорологических наблюдений. Ниже приводится краткое описание снеголавинной обстановки, сложившейся на Кавказе в зиму 1986/87 г.

Таблица 2. Сведения о критической величине месячного коэффициента аномалии осадков ($K_{м.кр.}$) на среднегорных и высокогорных метеорологических станциях Западного и Центрального Кавказа

Название станций	Абсолютная высота, м	Координаты		Холодный период	Макро-экспозиция склона	Долготный сектор	Критический коэффициент аномалии осадков, мм
<i>Ачицхо*</i>	1880	43.70	40.20	XII—III	южный	западный	662
Красная Поляна**	565	43.60	40.20	XII—II	южный	западный	409
Гагрский хребет	1664	43.21	40.17	XII—III	южный	западный	322
Клухорский перевал	2037	43.30	41.80	XI—III	северный	западный	295
Архыз	1450	43.60	41.30	XII—III	северный	западный	137
Местиа	1441	43.05	42.45	XII—III	южный	центральный	128
Лебарде	1610	42.44	42.29	XII—III	южный	центральный	351
Крестовый перевал	2395	42.30	44.27	XI—IV	южный	центральный	223
Гудаури	2194	42.28	44.29	XII—III	южный	центральный	205
Херга	1137	42.27	43.04	XII—III	южный	центральный	198
Шови	1507	42.42	43.41	XII—III	южный	центральный	169
Эрмани	2240	42.50	44.30	XII—III	южный	центральный	140
Барисахо	1325	42.28	44.56	XII—III	южный	центральный	116
Алибек	1745	42.24	43.56	XII—III	южный	центральный	115
<i>Казбеги высокогорная</i>	3653	42.41	44.32	XI—IV	северный	центральный	148
Терскол	2141	43.20	42.50	XI—III	северный	центральный	112

Примечание. *Курсивом выделены станции, которые были закрыты в 1988 г. или изменили государственный статус в связи с преобразованием СССР. Для этих станций расчёт $K_{м.кр.}$ выполнен по норме за 1961—1988 гг.

**Для станций со стандартным шрифтом расчёт $K_{м.кр.}$ выполнен по климатической норме ВМО за 1961—1990 гг.

По исследованиям (Сванидзе, Абдушелишвили и др., 1989) в 1986/87 г. обильные снегопады наблюдались на большей части территории горной Грузии, где на многих метеорологических станциях январские нормы осадков были превышены на 300–650%. В северной части Грузии толщина снежного покрова на днищах горных долин достигала 5 м при суточных приростах до 1.2 м. В этот же период на северном макросклоне Западного и Центрального Кавказа также были зафиксированы рекордные величины снегонакопления. На метеостанциях Крестовый перевал, Терскол, Архыз, Теберда, Клухорский перевал зимняя аномалия снежности, по нашим оценкам, достигла значений 114, 102, 212, 186 и 102% соответственно. В условиях экстремального снегонакопления начался массовый сход катастрофических лавин, охвативший обширные территории Западного и Центрального Кавказа. Больше всего от лавин пострадали горные районы Грузии, где специалистами ЗаКНИГМИ было зарегистрировано более 700 случаев схода лавин. Резонансным событием зимы 1986/87 г. оказался срыв сроков по запуску Транскавказской магистрали через Рокский перевал, запланированный на конец декабря 1986 г. Его причиной стал сход крупных лавин по обе стороны тоннеля, который привёл к разрушению нескольких противолавинных галерей.

Общая картина зимних событий 1986/87 г. была дополнена материалами летней экспедиции 1987 г., организованной Институтом географии АН СССР и Институтом географии КазССР, одним из участников которой был автор статьи. В ходе экспедиции удалось посетить многие районы, недоступные в зимний период, и получить новые данные о катастрофических лавинах региона. За время экспедиции были обследованы участки четырёх перевальных дорог через Главный Кавказский хребет: Военно-Грузинской (Крестовый перевал); Военно-Осетинской (Мамисонский перевал); Военно-Сухумской (Клухорский перевал); Транскавказской магистрали (Рокский перевал). В Западной Грузии были обследованы бассейны крупных рек с их притоками – р. Риони, р. Ингури (реки Ненскра, Накра, Долра, Местиачала, Мулхура), р. Мзымта, р. Бзыбь (р. Авадхара), р. Кодори (реки Гвандра, Клыч, Клухор); в Восточной Грузии – верховья Алазанской долины с её боковыми притоками р. Ламазури и р. Хороджос-Цкали (Олейников, Володичева, 2020). Обобщение материалов зимних (1986/87 г.) и летних наблюдений (1987 г.) показало, что зоной схода наибольшего числа особо крупных лавин на двух макросклонах Западного и Центрального Кавказа стали бассейн р. Ингури и верховья р. Кодори, где в районе Нахарского перевала лавинами было разрушено большое количество опор трассы ЛЭП-500, имевшей важное значение в энергоснабжении южных республик.

Один из возможных ответов на вопрос – почему основной удар снежной стихии пришёлся на одну и ту же территорию в 1975/76 и 1986/87 гг. – следует из

комплексного анализа факторов лавинообразования. Анализ показал, что самая высокая интенсивность лавинной деятельности была отмечена в районах, где одновременно наблюдалась реализация трёх факторов лавинообразования: наличие большого количества крупных лавиносборов; высокая снежность; благоприятный для формирования ОКЛ тип снега. Эти три фактора одновременно реализуются на южном макросклоне Кавказа в бассейне р. Ингури и верховьях р. Кодори, где сосредоточено наибольшее количество крупных лавиносборов; приросты снега в очагах зарождения лавин за снегопад могут достигать 5 м и более; типы снега в середине зимы, на которую приходится наибольшее число случаев экстремального лавинообразования, формируются при температурах от -5 до -10 °С (Климатический атлас СССР, 1960). В этом температурном диапазоне выпадает сухой рыхлый снег низкой плотности (до 100 кг/м³), а при метелях формируются лавины из «снежных досок».

На Западном Кавказе из трёх названных факторов реализуются только два – большое количество крупных лавиносборов и высокая снежность. Этот сектор Кавказа отличается многообразием каровых форм рельефа, которые по-разному проявляют себя в лавинообразовании. Широкое распространение здесь получили каровые лестницы, кары с переуглублённым днищем и ледниковыми озёрами на дне, а также относительно молодые формы каров с полувогнутыми днищами (Шукин, 1960). Рельеф первых двух типов каров имеет чётко выраженный ступенчатый характер, что приводит к ослаблению лавинной деятельности. Только в третьем типе каров формируются особо крупные лавины, представляющие угрозу для днища долин. Следует отметить, что фактор высокой снежности, свойственный Западному Кавказу, во многом нивелируется фоном повышенных зимних температур, которые в 2–2.5 раза выше по сравнению с Центральным Кавказом и составляют от -2 до -4 °С (Климатический атлас СССР, 1960). В этих температурных условиях снежная толща развивается по типу уплотнения с пиком лавинной активности в зимне-весенний период. Объёмы сходящих в это время лавин из влажного снега также могут достигать сотен тысяч и млн куб. м, однако их поражающий эффект в значительной степени уступает лавинам из сухого свежеснежавшего снега, которые имеют большую скорость, силу удара и дальность выброса. Именно сход наибольшего числа ОКЛ из сухого снега будет являться индикатором эпицентра лавинной деятельности.

На Восточном Кавказе, как и на Западном, также реализуются два показателя, но в ином соотношении – это большое количество крупных лавиносборов и благоприятный для формирования лавин тип снега. Среди форм лавиносборов здесь преобладают крупные денудационные воронки, которые уступают по площади деформированным карам. Отличительной чертой Восточного Кавказа служит его

малая снежность. На метеорологических станциях Хунзах (1685 м), Кумух (1552 м), Гуниб (1551 м), Уркарх (1548 м) за период массовых метеорологических наблюдений (1936–1988 гг.) максимальная декадная толщина снежного покрова не выходила за пределы 0.24–0.33 м и составляла 0.24; 0.27; 0.33 и 0.3 м соответственно. В условиях континентального климата Восточного Кавказа снег такой мощности быстро преобразуется в сыпучую рыхлую массу, благоприятную для лавинообразования, но его количества явно недостаточно для образования особо крупных лавин.

Высокая интенсивность лавинной деятельности также наблюдается в осевой зоне Главного Кавказского хребта, которая на карте лавинопасных районов СССР отнесена к районам высокой лавинной опасности (Лавинопасные..., 1970).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Снежные лавины относятся к дискретным природным явлениям, что позволяет проиллюстрировать рассматриваемую проблему на примере артиллерийского обстрела территории. Интенсивность артиллерийского обстрела будет тем выше, чем крупнее калибр орудия, из которого производится обстрел, чем больше из него выпущено снарядов и чем больше взрывная мощность этих снарядов. В данном сравнении калибру орудия будет соответствовать размер лавиносборов (эрозионные врезки, денудационные воронки, древнеледниковые кары); количеству снарядов — число сошедших лавин; взрывной мощности снарядов — тип снега и его количество в лавиносборе. Последний пункт о взрывной мощности снарядов требует пояснения. В современных моделях движения лавин типы снега являются параметром, который оказывает влияние на их скорость и силу удара. Поскольку данный параметр трудно поддается формализации, то его влияние учитывается косвенно при помощи эмпирических коэффициентов трения (Божинский, Лосев, 1987; Благовещенский, 1991). Поэтому в районах, где наблюдаются более благоприятные для формирования лавин типы снега, динамические характеристики лавин будут иметь более высокие значения. В рамках рассматриваемой аналогии наибольшей интенсивности лавинного «обстрела» будет подвержена та территория, где сосредоточено наибольшее количество крупных лавиносборов (калибр орудия); где наблюдается высокая снежность, выполняющая роль поставщика «лавиновых снарядов», и где благоприятные ТС совместно с его количеством в лавиносборе представляют аналог взрывной мощности снарядов. Как показал проведенный анализ, этим критериям соответствует территория в бассейне р. Ингури, верховьях р. Кодори и водораздельная зона Главного Кавказского хребта.

Отметим также, что в рамках рассматриваемого вопроса об «эпицентре» лавинной деятельности

природой дважды был поставлен «эксперимент» на примере зим аномально высокой снежности 1975/76 и 1986/87 гг. В обоих случаях высокая снежность стала следствием обширной гидрометеорологической аномалии, итогом которой был массовый сход особо крупных лавин в среднегорной и высокогорной зонах Кавказа. Сопоставление картины снеголавинных событий двух зим показывает, что наиболее высокая интенсивность лавинной деятельности была отмечена в границах приблизительно одних и тех же территорий.

Нельзя обойти вниманием и тот факт, что в XXI в. на Большом Кавказе не было отмечено ни одного случая массовых лавинных катастроф, которые бы одновременно наблюдались на двух его макросклонах и охватывали не менее двух долготных секторов. По нашим оценкам, одной из причин уменьшения повторяемости лавинных экстремумов стало общее потепление, сопровождающееся изменением в режиме выпадения интенсивных осадков. Согласно лавинной статистике, 80% крупных лавинных катастроф связано с интенсивными затяжными снегопадами, приходящимися на середину зимы (январь) (Олейников, Володичева, 2019). Именно январь как самый холодный месяц представляет наибольшую потенциальную угрозу при обрушении особо крупных лавин, что обусловлено значительными приростами свежеснеговывающего снега в очагах зарождения (4 м и более) и образованием на склонах особого типа снега в виде «снежных досок». На рубеже XX–XXI вв. обильные январские снегопады стали редким явлением. Так, на Центральном Кавказе по данным метеостанции Терскол (2141 м) повторяемость подобных снегопадов в 1955–1992 гг. составляла 15%, на современном этапе 1993–2016 гг. она уменьшилась до 4%. На Западном Кавказе, по данным метеостанции Клухорский перевал (2037 м), в те же временные интервалы она составила 11 и 0% соответственно. Аналогичная тенденция наблюдается и на других метеостанциях региона. Смещение пика зимних осадков на зимне-весенний период отразилось на режиме схода лавин — их генетических типах, размерах, повторяемости. Если в холодных условиях января такие снегопады сопровождалась сходом гигантских лавин большой разрушительной силы и дальности выброса, то в более теплых условиях марта — апреля их разрушительный потенциал существенно снизился.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постановка вопроса об «эпицентре» лавинной деятельности на Большом Кавказе актуальна для периодов развития масштабных гидрометеорологических аномалий, когда особенно заметны региональные различия в интенсивности лавинообразования. В этих условиях наибольшее число особо крупных лавин наблюдается в районах с оптимальным сочетанием факторов лавинообразования: большим количеством

лавинооборотов в виде ледниковых каров, которые освободились ото льда и превратились в гигантские очаги зарождения лавин; высокой снежностью; благоприятными типами снега для обрушения особо крупных лавин. Отмеченные в работе особенности в формировании лавинных экстремумов проецируются как на современный период, так и на предстоящие десятилетия. С позиций рельефа продолжающаяся деградация оледенения ведёт к дальнейшей трансформации каров и является благоприятным фактором для увеличения числа катастрофических лавин.

С позиций климата наблюдается противоположная тенденция. Потепление на Большом Кавказе привело к заметным изменениям в режиме выпадения интенсивных осадков и смещения их сезонного пика с середины зимы на зимне-весенний период, что кардинально отразилось на характере снегонакопления и лавинной деятельности. В первые десятилетия XXI в. не было отмечено ни одного случая массового схода крупных лавин, которые бы одновременно наблюдались в двух секторах Кавказа. Вместе с тем, современное потепление, сопровождающееся ростом климатической изменчивости, не исключает появления в будущем отдельных зим по типу 1975/76 и 1986/87 гг.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 20-05-00280а.

Acknowledgments. This work was supported by RFBR project № 20-05-00280а.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира // Ред. В. М. Котляков. М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.
- Благовещенский В. П.* Определение лавинных нагрузок // Алма-Ата, Гылым, 1991. 115 с.
- Божинский А. Н., Лосев К. С.* Основы лавиноведения // Л.: Гидрометеиздат, 1987. 280 с.
- Володичева Н. А., Олейников А. Д.* Коэффициент аномалии осадков как показатель массового лавинообразования и схода катастрофических лавин // Тр. 3-го Всес. совещания по лавинам. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 128–135.
- Залиханов М. Ч.* Снежно-лавиновый режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа // Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1981. 376 с.
- Золотарев Е. А.* Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С. 47–62.
- Каталог ледников СССР. Т. 9. Вып. 1. М.–Л.: Гидрометеиздат, 1975. 88 с.
- Климатический атлас СССР. Т. 1. // М.: Главное управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР, 1960. 181 с.
- Кренке А. Н.* Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 1. С. 20–35.
- Куваева Г. М.* Общие сведения о снегопадах Приэльбрусья в связи со сходом катастрофических лавин // Тр. ВГИ. Вып. 43. 1979. С. 49–55.
- Лавиноопасные районы Советского Союза / Ред. Г. К. Тушинский. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1970. 199 с.
- Олейников А. Д.* Снежные лавины из ледниковых каров в условиях быстро меняющегося климата // Лёд и Снег. 2011. № 3 (115). С. 79–84.
- Олейников А. Д., Володичева Н. А.* Современные тенденции изменения снеголавинового режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) // Лёд и Снег. 2019. № 2. С. 191–200.
- Олейников А. Д., Володичева Н. А.* Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.) // Лёд и Снег. 2020. № 4. С. 521–532.
- Сванидзе Г. Г., Абдушелишвили К. Л., Калдани Л. А., Папинашвили Л. К., Салуквадзе М. Е., Цомая В. Ш.* Особенности формирования стихийных явлений в Грузии в 1987 г. // Материалы гляциол. исследований. Вып. 66. 1989. С. 60–65.
- Тареева А. М.* Количество твердых осадков на ледниках Кавказа // Материалы гляциол. исследований. Вып. 40. 1981. С. 128–132.
- Тушинский Г. К.* Ледники, снежники, лавины. М: Изд-во Географической литературы, 1963. 311 с.
- Шукин И. С.* Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960. 615 с.

Citation: Oleynikov A.D. Areas of maximum intensity of avalanche formation in the Greater Caucasus associated with large anomalies of temperature and humidity regime. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 221–230. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020059

Areas of maximum intensity of avalanche formation in the Greater Caucasus associated with large anomalies of temperature and humidity regime

A. D. Oleynikov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

e-mail: geo2217@mail.ru

Received October 30, 2023 / Revised December 24, 2023 / Accepted April 10, 2024

The purpose of this paper is to substantiate the geographical boundaries of areas which are distinguished in the Greater Caucasus by the intensity of avalanche formation at the large-scale hydrometeorological anomalies and can be classified as “epicentres” of the avalanche activity. For the period of snow avalanche observations in the Caucasus in the 20th century, the Nature did twice demonstrate “experiments” in the winters of 1975/76 and 1986/87, during which especially intensive releases of avalanches occurred in the same areas of the southern macro-slope of the Central Caucasus. This work is an effort to answer the question – why the main impacts of the snow disasters occurred within the boundaries of the same territories. The results of the analysis show that the highest intensity of avalanche activity is observed in those areas where three factors of avalanche formation are simultaneously realized: a big number of large avalanche catchments, including ancient glacial cirque zones (corries); high snowiness; types of snow favourable for the mass releases of especially strong avalanches. In the Caucasus, these criteria are met by the usually identified watershed zone of the Main Caucasus Range and, as the analysis showed, the territory of mountainous Georgia in the Inguri River basin (with tributaries of the Nenskra, Nakra, Mestia-Chala, Dolra, Mulkhura rivers), as well as the upper reaches of the river Kodori (Abkhazia). According to the USSR Glacier Inventory (1986), up to 80% of the corrie relief forms of the southern macro-slope of the Caucasus are concentrated in the basins of the Inguri and Kodori rivers, many of which are centres of origin of especially strong avalanches. The high snowiness of this territory, as compared to neighbouring areas, is conditioned by the influence of the orography and the climate effect, that is seen on the map of the solid precipitation distribution in the Atlas of Snow and Ice Resources of the World (1997). Only in this sector of the Greater Caucasus is there a kind of “peninsula” of high snowfall extending for tens of kilometers towards the moisture-bearing airflows from the Black Sea. Temperature conditions in the zone of increased snow accumulation are the factor contributing to the avalanche formation, which is manifested in its structural, textural and strength properties.

Keywords: the Greater Caucasus, hydrometeorological anomalies, particularly great avalanches, intensity of avalanche activity, glacial kars, snowiness, types of snow

REFERENCES

- Atlas snezhno-ledovyyh resursov mira. World Atlas of Snow and Ice Resources. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
- Blagoveshchensky V. P.* Opredelenie lavinnich nagruzok. Determination of avalanche loads. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 115 p. [In Russian].
- Bozhinsky A. N., Losev K. S.* Osnovi lavinovedeniya. Basics of avalanche science. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 280 p. [In Russian].
- Volodicheva N. A., Oleynikov A. D.* Koeffitsient anomalii osadkov kak pokazatel massovogo lavinoobrazovaniya i schoda katastrofisheskikh lavin. Precipitation anomaly coefficient as an indicator of mass avalanche formation and catastrophic avalanches. Proc. of the 3rd All-Union Conference on Avalanches. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 128–135. [In Russian].
- Zalikhanov M. Ch.* Snegno-lavinniy regim i perspektivi osvoeniya gor Bolchogo Kavkaza. Snow-avalanche regime and prospects for development of the Greater Caucasus Mountains. Rostov-on-Don: Publishing house of Rostov University, 1981: 376 p. [In Russian].
- Zolotarev E. A.* Izuchenie snega i lavin v Prielbrusie foto-grammetricheskimi metodami. Study of snow and avalanches in the Elbrus region using the photogrammetric

- method. Avalanches of the Elbrus region. Moscow: University of Moscow. 1980. 47–62. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 9. Is. 1. Moscow–Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 88 p. [In Russian].
- Climatic atlas of the USSR. Moscow: Main Directorate of Hydrometeorological Service under the Council of Ministers of the USSR, 1960 (1): 181 p. [In Russian].
- Krenke A. N.* Klimaticheskie uslovia souchestvovaniya sovremennogo oledeneniya Sredney Azii. Climatic conditions of the existence of modern glaciation in Central Asia. News of the Academy of Sciences. Geography series. 1973, 1: 20–35. [In Russian].
- Kuvaeva G. M.* Obchie svedeniya o snegopadach Prialbrou-sia v svyzi so schodom katastroficheskikh lavin. General information about snowfalls in the Elbrus region in connection with catastrophic avalanches. Proc. of VGI. 1979, 1: 49–55. [In Russian].
- Lavinoopasnye rayoni USSR. Avalanche-prone areas of the Soviet Union. Moscow: University of Moscow. 1970: 199 p. [In Russian].
- Oleynikov A. D.* Snegnye laviny iz lednikovech karov v usloviyakh bistro menyachegosia klimata. Snow avalanches from glacial ice caps in a rapidly changing climate. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 3 (115): 79–84. [In Russian].
- Oleynikov A. D., Volodicheva N. A.* Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 2 (59): 191–200. [In Russian].
- Oleynikov A. D., Volodicheva N. A.* Zimy lavinnogo maksimuma na Bolchom Kavkaze za period instrumental-nih nabludeniy (1968–2016). Winters of the avalanche maximum in the Greater Caucasus during the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 4 (60): 521–532. [In Russian].
- Svanidze G. G., Abdushelishvili K. L., Kaldani L. A., Papi-nashvili L. K., Salukvadze M. E., Tsomaia V. Sh.* Osobennosti formirovaniya stihiyneh yavleniy v Gruzii v 1987. Features of the formation of natural phenomena in Georgia in 1987. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 66: 60–65. [In Russian].
- Tareeva A. M.* Kolichestvo tverdeh osadkov na lednikah Kavkaza. The amount of solid precipitation on the glaciers of the Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 40: 128–132. [In Russian].
- Tushinsky G. K.* Ledniki, snegniki, lavini. Glaciers, snowfields, avalanches. Moscow: Publishing House of Geographical Literature, 1963: 311 p. [In Russian].
- Shchukin I. S.* Obshchaya geomorfologiya. General geomorphology. Moscow: Moscow State University. 1960, 1: 615 p. [In Russian].

МЕХАНИЗМ МИГРАЦИИ ИОНОВ ИЗ МАТЕРИАЛА СУБСТРАТА В СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ В КОНЦЕ ХОЛОДНОГО ПЕРИОДА

© 2024 г. В. И. Федосеева^{1,2}

¹Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия;

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

e-mail: vijgoreva@gmail.com

Поступила 18 сентября 2023 г.

После доработки 21 января 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Миграция ионов из подстилающего субстрата в приконтактный слой снежного покрова в конце холодного периода уже заметна при температуре на уровне контакта -13°C и выше. Основная роль в миграции принадлежит квазижидким пленкам неравновесной толщины. На восходящей ветви «весеннего» максимума минерализации приконтактного слоя снежного покрова наблюдается линейная взаимосвязь содержания мигрирующих ионов и градиента плотности паров воды.

Ключевые слова: миграция ионов, снежный покров, геохимические поиски, квазижидкие пленки

DOI: 10.31857/S2076673424020062

ВВЕДЕНИЕ

В приконтактном слое снега (0–5 см) обменные процессы протекают наиболее активно. На основании результатов комплексных исследований (Федосеева, 2003) можно было объяснить появление так называемого «весеннего» максимума минерализации, наблюдаемого ежегодно, увеличением количества среды миграции за счёт изменения микрорельефа поверхности частиц снега и формирования квазижидких плёнок неравновесной толщины. На основании литературных данных показано (Федосеева, 2003), что при температурах, наблюдаемых в толще снега в этот период, в условиях термодинамического равновесия толщина квазижидкой пленки составляет несколько нанометров, что не может способствовать заметной миграции веществ. Образование плёнок неравновесной толщины должно быть следствием движения и сверху, и снизу потоков пара, который конденсируется на поверхности кристаллов снега. В условиях общего прогревания системы толщина их может только возрастать. В определённый момент при неуклонном прогревании минерализация в слое снега, достигнув максимума, начинает снижаться, по-видимому, из-за образования на поверхности кристаллов слоёв переохлаждённой воды слишком большой толщины. По этой причине возникают условия для гравитационного «вымывания» веществ. Именно в этот период в естественных условиях при ещё отрицательных температурах начинается период усадки снежного покрова, обусловленной

«слипанием» частиц из-за возрастания толщины квазижидкой плёнки и, соответственно, увеличение плотности снега. Последнее выявляется при анализе справочных данных Госкомгидромета, как, например, для обсуждаемого ниже процесса миграции золота (Метеорологический..., 1987).

Физико-химические процессы — основы явлений, наблюдаемых в окружающей среде. В системе, включающей снежную толщу и контактирующий с ней материал субстрата, они обуславливают возможность практического применения геохимического опробования снежного покрова при поисках месторождений полезных ископаемых и для оценки экологических последствий загрязнения окружающей среды теми или иными веществами (Лукашев и др., 1987; Макаров, 1998).

Суть происходящего заключается в том, что химические вещества мигрируют из субстрата (почва или лёд) в приконтактный слой снега под влиянием градиента концентрации. Это происходит благодаря наличию в субстрате незамерзших плёнок воды и квазижидкой плёнки на поверхности кристаллов снега. Они могут образоваться на кристаллах снега в начале холодного периода в результате импульсного подтока паров воды из субстрата при резком понижении температуры воздуха, если снег только начал отлагаться на ещё «тёплую» почву (Федосеева, 2003), или благодаря потоку пара в период прогревания снежной толщи в конце холодного, так называемого «весеннего» периода.

Возможно, что для получения эффективного результата геохимического опробования время отбора проб снега (конец холодного периода) было выявлено эмпирически с опорой на период максимального влагозапаса (Василенко и др., 1985). По-видимому, в этот период в снежной толще создаются благоприятные температурно-влажностные условия, определяющие заметную миграцию веществ из субстрата в снег. Механизм этого процесса пока не ясен, но миграция может происходить только при наличии жидкой (квазижидкой) фазы, возможность наличия, свойств и роли которой следует оценить. В работе проведён анализ данных по динамике температуры, обуславливающей направление и величину градиента плотности пара в приконтактном слое снега, с целью получить количественные закономерности, характеризующие миграцию растворимых соединений из субстрата в снежный покров.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На основании некоторого опыта лабораторного исследования физико-химических свойств поверхности дисперсного льда авторами в течение нескольких лет на стационарной площадке в Центральной Якутии на базе Института мерзлотоведения СО РАН проводился комплекс натуральных исследований по выявлению основных факторов, которые способствуют миграции веществ из субстрата (почва или лёд) в снежный покров (Макаров и др., 1990; Федосеева, 2003). С целью более тесного контакта снега с почвой перед началом отложения снега с поверхности почвы удалялась растительность. Была проведена качественная интерпретация результатов исследований с надёжным обоснованием выводов о том, что миграция веществ из субстрата в приконтактный слой снега происходит по квазижидким плёнкам, возможно, неравновесной толщины.

Для получения более выразительных результатов проведены эксперименты, когда в качестве субстрата использовались замороженные блоки растворов, содержащих как макро-, так и микрокомпоненты (Fedoseeva, 2002). Для проведения искусственного эксперимента в качестве субстрата использовали замороженные блоки растворов, наполненные песком (при исследовании миграции тиосульфатных комплексных ионов золота) или полистиролом (при изучении миграции молибдат-анионов, катионов меди и им сопутствующих ионов). Состав использованных растворов был следующим: 10^{-4} моль/л $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ + 10^{-2} моль/л NaCl ; 10^{-2} моль/л MoO_4^{2-} + 10^{-2} моль/л KCl + 10^{-1} моль/л NaCl ; 10^{-2} моль/л CuCl_2 + 10^{-2} моль/л HCl + 10^{-2} моль/л KCl + 10^{-1} моль/л NaCl . Присутствие дополнительных ионов и их концентрации были обусловлены необходимостью стабилизации химических форм наблюдаемых ионов.

Замороженные блоки устанавливались заблаговременно в подошве снежного покрова. Температуру

измеряли несколько раз в сутки с помощью терморезисторов, установленных на уровне контакта снега с субстратом и на высоте 5 см в течение всего эксперимента. Из приконтактного слоя (0–5 см) снега отбирали пробы для определения концентрации ионов с применением разных методов. Золото определяли атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре АА-6200, молибден и медь – спектральным методом на приборе ДФС-8, натрий и калий анализировали методом фотометрии пламени на приборе Флафо-4, ионы водорода определяли потенциометрическим методом на иономере И-120.2, хлорид-анионы анализировали с помощью объёмного меркуриметрического метода.

Анализ результатов искусственных экспериментов в конце холодного периода с акцентом на возможное выявление количественной взаимосвязи динамики миграции ионов с температурно-влажностными условиями на границе толщи снега и материала субстрата ранее сделан не был. Массив данных по температуре при систематическом её измерении в приконтактном слое снега на уровнях 0 и 5 см в трёх экспериментах достаточно большой, поэтому в качестве примера на графике (рис. 1) представлены температуры в приконтактном слое снега (на высоте 0 и 5 см от поверхности субстрата) в интервале времени, совпадающем с периодом активной миграции тиосульфатных ионов золота из субстрата в прилегающий слой снега – с 4 по 25 апреля 1987 г. В соответствии со справочными данными (Справочники...) определялась плотность

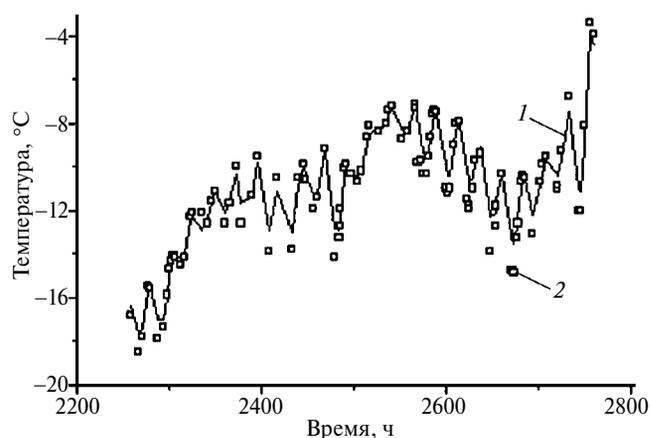


Рис. 1. Изменение температуры в приконтактном слое снега в период с 4 по 25 апреля 1987 г., связанный с активной миграцией ионов $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ из субстрата в снег в конце холодного периода при прогревании толщи в «весеннее» время. Температура снега: 1 – на уровне контакта снега с субстратом, 0 см; 2 – на высоте 5 см. Отсчёт времени от 01 января 1987 г.

Fig. 1. Changes in temperature in the contact layer of snow in the period from April 4 to April 25, 1987, associated with the active migration of $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ ions from the substrate into the snow at the end of the cold period when the layer warms up in the “spring” time. Snow temperature: 1 – at the level of contact of snow with the substrate, 0 cm; 2 – at a height of 5 cm. The time countdown is shown from January 1, 1987

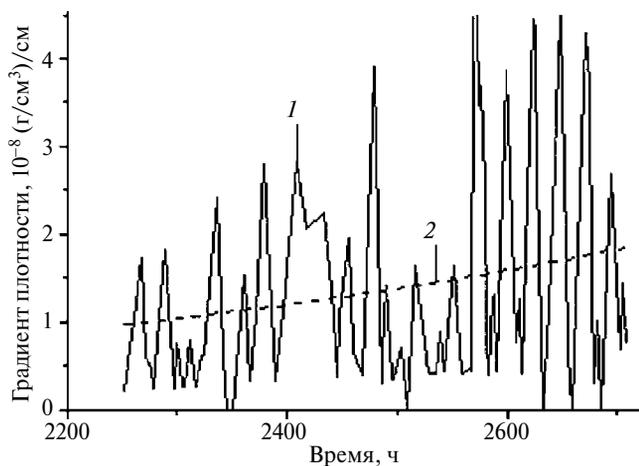


Рис. 2. Градиент плотности водяного пара: 1 – в приконтактном слое снега (0–5 см); 2 – тренд. Отсчёт времени от 1 января 1987 г.

Fig. 2. Water vapor density gradient: 1 – in the near-contact layer of snow (0–5 cm); 2 – trend. Countdown from January 1, 1987

паров воды на этих уровнях с последующим расчётом значений градиента плотности, изменение которого во времени показано на рис. 2. Такой же подход к анализу температурно-влажностных условий использовался в двух других экспериментах. Все графики в работе выполнены с помощью программы Origin (Исакова и др., 2009). Содержание анализируемых микро- и макрокомпонентов в приконтактном слое снега (0–5 см) в период наблюдений сопоставляли с величиной градиента плотности пара в нём. Значения последнего на момент отбора проб снега отсчитывали по кривым (трендам), аппроксимирующим зависимости градиента плотности пара от времени наблюдения (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На границе слоя снега (0–5 см) с подстилающим субстратом обменные процессы должны протекать наиболее активно. Как было сказано выше, на основании результатов комплексных исследований (Федосеева, 2003) можно было объяснить появление так называемого «весеннего» максимума минерализации, наблюдаемого ежегодно, увеличением количества среды миграции за счет образования микрорельефа на поверхности частиц снега и формирования квазиджидких плёнок неравновесной толщины. На это указывали выявленное увеличение удельной поверхности частиц снега и, собственно, сам факт повышения минерализации в слое снега, возможного только вследствие миграции веществ из субстрата посредством квазиджидких плёнок с толщиной, превышающей равновесное (несколько нанометров) значение при достаточно низких отрицательных температурах (см. рис. 1). Всё это формируется в результате движения потоков пара в условиях общего прогревания толщи снега при изменении направления и величины температурного

градиента и, соответственно, градиента плотности пара в слое снега в течение суток (см. рис. 1–2).

В определённый момент при неуклонном прогревании системы минерализация в слое, достигнув максимального значения, начинает снижаться, по-видимому, из-за образования на поверхности кристаллов слоёв воды слишком большой толщины. По этой причине возникают условия для гравитационного «вымывания» веществ. Именно в этот период, как указано выше, и начинается осадка снежного покрова. В соответствии с этим всё внимание при проведении и обработке экспериментальных данных было сосредоточено на периоде, предшествующем быстротечным процессам при неуклонном повышении температуры в приконтактном слое снега, тем более при приближении её к нулю.

Основной фактор, определяющий миграцию веществ, – это градиент концентрации. Их поступление из субстрата в приконтактный слой может возникать только посредством квазиджидких плёнок в субстрате и на поверхности частиц снега, причём толщина плёнок с ростом температуры в целом должна возрастать.

Анализ изменения температуры в снеге и, соответственно, разности плотности пара в его воздушном пространстве на высоте 5 см и на уровне его контакта с субстратом во всех трёх экспериментах привёл к выводу, что в «весенний» период динамика содержания ионов в приконтактном слое снега коррелирует с изменением градиента плотности паров воды в воздушном пространстве приконтактного слоя снега (рис. 3–5). Надо добавить, что разность плотности, а также упругости водяного пара

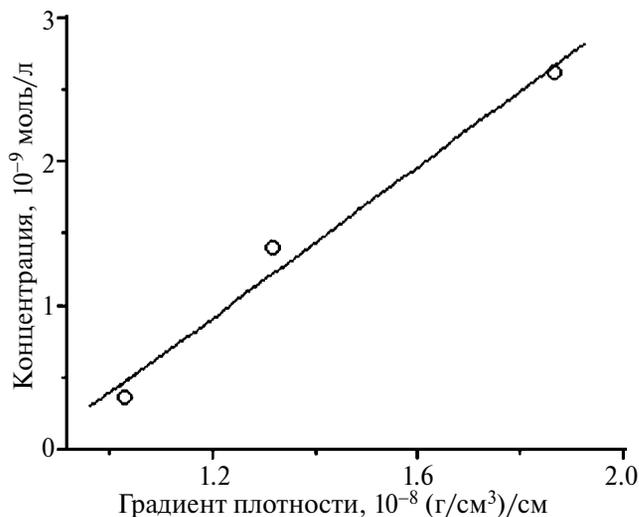


Рис. 3. Зависимость концентрации тиосульфатных ионов золота $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ от градиента плотности водяного пара в слое снега 0–5 см на восходящей ветви «весеннего» максимума минерализации

Fig. 3. Dependence of the concentration of gold thiosulfate ions $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ on the water vapor density gradient in a 0–5 cm layer of snow on the ascending branch of the “spring” maximum mineralization

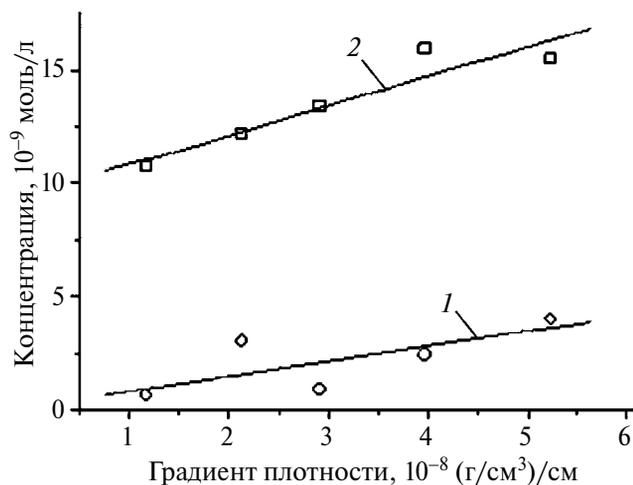


Рис. 4. Зависимость концентрации ионов меди Cu^{2+} (1) и водорода H^+ (2) от градиента плотности водяного пара в слое снега 0–5 см на восходящей ветви «весеннего» максимума минерализации

Fig. 4. Dependence of the concentration of copper ions Cu^{2+} (1) and hydrogen H^+ (2) on the water vapor density gradient in a 0–5 cm layer of snow on the ascending branch of the “spring” maximum of mineralization

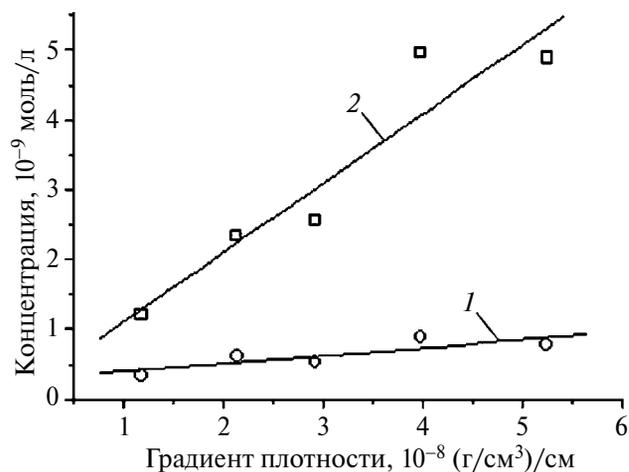


Рис. 5. Зависимость концентрации ионов натрия Na^+ (1), хлора Cl^- (2) от градиента плотности водяного пара в слое снега 0–5 см на восходящей ветви «весеннего» максимума минерализации

Fig. 5. Dependence of the concentration of sodium ions Na^+ (1), chloride Cl^- (2) on the density gradient of water vapor in a layer of snow 0–5 cm on the ascending branch of the “spring” maximum of mineralization

оценивали по справочным данным (Справочники...), которые характеризуют систему в условиях термодинамического равновесия. Однако в порах снега даже в изотермических условиях упругость пара может превышать эту величину на 3–8% (Голубев, Фролов, 2015). Смещённое по какой-либо причине равновесие устанавливается в зависимости от температуры в течение 60–80 часов.

Таким образом, в естественных условиях при изменяющемся в течение суток и всего рассматриваемого периода температурном режиме равновесие по плотности пара в системе не достигается, при том что воздух в порах снега бывает пересыщен влагой (Голубев, Фролов, 2015). Отмечено, что коэффициент диффузии пара в снеге ($0.54 \text{ см}^2/\text{с}$) намного превышает коэффициент диффузии пара в воздухе ($0.22 \text{ см}^2/\text{с}$) как раз вследствие того, что к его миграции в воздушном пространстве толщ добавляется процесс конденсации пара на обращённой к потоку части поверхности кристаллов снега с последующей его возгонкой с противоположной части (Павлов, 1979). Таким образом, при миграции пара под влиянием градиента плотности пара, по-видимому, определённой величины и его конденсации на поверхности частиц снега может образоваться плёнка неравновесно бóльшей толщины, не достигающей равновесного значения из-за меняющегося в течение суток температурно-влажностного режима. В результате складываются условия, благоприятные для миграции ионов из субстрата при наличии градиента концентрации.

Общее для всех процессов заключается в том, что миграция начинается, когда при наблюдаемом прогревании системы температура на границе снега и субстрата приближается к $-13 \div -12 \text{ }^\circ\text{C}$. Миграция веществ по квазижидким плёнкам при таких температурах в равновесных условиях в принципе невозможна из-за малой толщины плёнок (Федосеева, 2003). Однако при этих температурах упругость пара над переохлаждённой водой выше, чем над поверхностью льда (Баттан, 1965), т. е. существование плёнок такой воды в этих температурных условиях возможно. Начало заметной миграции может служить косвенным подтверждением начала формирования, развития и сохранения плёнок переохлаждённой воды в неравновесных условиях под влиянием потоков пара. Квазижидкая плёнка на кристаллах льда исчезает, возможно, при достаточно низких температурах, об этом известно давно. В работе (Федосеева, 2003) в ходе лабораторных сорбционных экспериментов установлено, что эта форма воды полностью исчезает только после длительного (более двух месяцев) выдерживания образцов снега при температуре ниже $-40 \text{ }^\circ\text{C}$.

Отмечено, что установление какой-либо закономерной взаимосвязи количества микрокомпонентов в приконтактном слое снега и градиента плотности пара в столь динамичном процессе массообмена будет корректным, если рассматривать значения величин, которые относятся к периоду достижения максимума содержания ионов, т. е. монотонному возрастанию минерализации в приконтактном слое снега. (см. рис. 3–5; таблица). Температуры в приконтактном

слое снега в этот период остаются ещё достаточно низкими (см. рис. 1), и основным типом переноса влаги будет перенос в виде пара. При последующем повышении температуры в целом процессы усложняются, так как появляется возможность миграции плёночной влаги при резких ночных понижениях температуры воздуха (Лебедеко, 1989), следовательно, и в снежной толще, а также образования объёмной фазы воды, что способствует «стеканию» плёночных растворов.

Из рис. 3–5 видно, что соответствие содержания ионов в приконтактном слое снежного покрова и градиента плотности пара описывается линейными зависимостями: для тиосульфатного комплекса золота: $[Au(S_2O_3)_2^{3-}] = 0.26 \cdot \Delta e - 2.23 \cdot 10^{-9}$, где Δe — градиент плотности пара (Павлов, 1979), с величиной достоверности аппроксимации 0.98; для ионов меди: $[Cu^{2+}] = 0.65 \cdot \Delta e + 2 \cdot 10^{-9}$ с величиной достоверности аппроксимации 0.52; для ионов водорода: $[H^+] = 1.30 \cdot \Delta e + 1 \cdot 10^{-7}$ с величиной достоверности аппроксимации 0.88; для ионов натрия: $[Na^+] = 114.4 \cdot \Delta e + 3 \cdot 10^{-6}$ с величиной достоверности аппроксимации 0.69; для хлорид-анионов: $[Cl^-] = 998.6 \cdot \Delta e + 1 \cdot 10^{-6}$ с величиной достоверности аппроксимации 0.89.

Из приведённых данных видно, что модель линейной взаимосвязи концентрации мигрирующих ионов в приконтактном слое снега с градиентом плотности пара в нём вполне правомерна. Предположено, что различие величины достоверности аппроксимации (заметной: 0.52 и 0.69, высокой: 0.88 и 0.89 и весьма высокой — 0.98) для разных ионов в какой-то мере обусловлено их адсорбционным взаимодействием разной степени с материалом наполнителя в субстрате. Самая высокая достоверность линейной аппроксимации наблюдается для отрицательно заряженных тиосульфатных комплексных ионов золота, по-видимому, оттого, что они слабо сорбируются поверхностью частиц наполнителя (речного песка), которая имеет, как известно, тоже отрицательный заряд.

В эксперименте по изучению миграции молибдат-анионов на восходящей ветви весеннего максимума минерализации оказались только две точки, поэтому результаты представлены в виде таблицы.

Таблица. Концентрация молибдат-анионов $[MoO_4^{2-}]$ и ионов калия $[K^+]$ при разной величине градиента плотности водяного пара (Δe) в приконтактном слое снега на восходящей ветви «весеннего» максимума

Дата	Δe , 10^{-8} (г/см ³)/ см	$[MoO_4^{2-}]$, 10^{-6} моль/л	$[K^+]$, 10^{-5} моль/л
31.03.1991	0.8	0.5	0.12
08.04.1991	3.6	1.85	0.70

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальный анализ температурно-влажностного режима в приконтактном слое снежного покрова в весеннее время привёл к выводу, что активная миграция микроэлементов из субстрата в снег начинается по достижении температуры на границе контакта $-12 \div -13$ °С и развивается при умеренном прогревании благодаря образованию квазижидкой плёнки на кристаллах снега с толщиной, превышающей равновесное значение (несколько нанометров) для наблюдаемых температурных условий. Сведения о том, что упругость паров над переохлаждённой водой при этих температурах заметно выше, чем над поверхностью льда, и сам факт миграции ионов предполагают появление таких плёнок в системе. А движущим фактором для начала миграции при относительно низких температурах безусловно является градиент концентрации ионов микроэлемента в незамёрзших плёнках субстрата и в квазижидких плёнках поверхности кристаллов снега. Формирование пленок связано с миграцией паров воды. Чем интенсивнее поток пара, тем больше толщина неравновесных пленок переохлажденной воды. Это способствует миграции ионов из субстрата в приконтактный слой снега, поэтому закономерно получена линейная зависимость содержания в нём мигрирующих ионов от градиента упругости пара.

При активном повышении температуры окружающей среды возможно формирование в системе плёнок переохлаждённой воды такой толщины, которые, по-видимому, вместе с меняющимся в течение суток температурным режимом могут способствовать и конвективному переносу жидкой фазы из субстрата в приконтактный слой снега. При дальнейшем неуклонном прогревании снежной толщи появляется подвижная объёмная фаза воды, которая гравитационно поступает в субстрат, попутно «вымывая» заметную часть ионов микроэлементов из приконтактного слоя снега. Это обстоятельство может снижать контрастность геохимических ореолов в снежном покрове и, соответственно, эффективность поисков месторождений полезных ископаемых по снегу, проводимых в этот период времени.

Таким образом, результат детального анализа температурного режима в приконтактном слое снега и связанного с ним влажностного, а также характера массообмена на границе снежного покрова с субстратом в весеннее время даёт обоснование эффективности геохимического опробования снежного покрова при поисках месторождений полезных ископаемых, если оно ограничивается слоем снега в подошве снежного покрова толщиной 5 см или больше (в зависимости от региональных особенностей климата). Сроки проведения опробования должны быть тесно сопряжены с моментом начала резкого возрастания плотности снежного покрова в конце холодного периода, что может быть установлено по ежегодным данным Госкомгидромета для каждого региона.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность Н. Ф. Федосееву за техническое обеспечение проведения экспериментов, Г. В. Звонаревой и Р. И. Русаковой за выполнение химического и спектрального анализа образцов снега.

Acknowledgments. The author expresses his deep gratitude to N. F. Fedoseev for technical support of the experiments, G. V. Zvonareva and R. I. Rusakova for performing chemical and spectral analysis of snow samples.

ЛИТЕРАТУРА

- Батман Л. Дж.* Человек будет изменять погоду. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 112 с.
- Василенко В. М., Назаров И. М., Фридман Ш. Д.* Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 192 с.
- Голубев В. Н., Фролов Д. М.* Особенности миграции водяного пара на границах раздела атмосфера — снежный покров и снежный покров — подстилающий грунт // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 22–29.
- Исакова О. П., Тарасевич Ю. Ю., Юзюк Ю. И.* Обработка и визуализация данных физических экспериментов с помощью пакета программ Origin. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. 136 с.
- Лебеденко Ю. П.* Криогенная миграция ионов и связанной влаги в льдонасыщенных дисперсных породах // Инженерная геология. 1989. № 4. С. 21–30.
- Лукашев В. К., Никитина Р. А., Васильева Л. И., Лесковец Г. В.* Использование снега при геохимических поисках // Доклады АН БССР. 1987. Т. 31. Вып. 4. С. 161–176.
- Макаров В. Н.* Геохимические поля в криолитозоне. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1998. 116 с.
- Макаров В. Н., Федосеева В. И., Федосеев Н. Ф.* Геохимия снежного покрова Якутии. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1990. 148 с.
- Метеорологический ежемесячник.* Ч. 2. Вып. 24. № 1–4. Якутск, 1987. 73 с.
- Павлов А. В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 285 с.
- Справочники TeHTab.ru // Электронный ресурс.* <http://tehtab.ru/Guide/GuidePhysics/Humidity/SaturatedOverIce/> (Дата обращения: 18.09.2023).
- Федосеева В. И.* Физико-химические закономерности миграции элементов в мерзлых грунтах и снеге. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2003. 138 с.
- Fedoseeva V. I.* Cyclic migration of chemical elements at the soil-snow interface // Материалы гляциол. исследований. 2002. Вып. 92. С. 192–194.

Citation: Fedoseeva V.I. Mechanism of ion migration from the substrate material into snow cover at the end of the cold period. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 231–237. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020062

Mechanism of ion migration from the substrate material into snow cover at the end of the cold period

V. I. Fedoseeva^{1,2}

¹*M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia;*

²*P.I. Melnikov Permafrost Institute of Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russia*
e-mail: vifgoreva@gmail.com

Received September 18, 2023 / Revised January 21, 2024 / Accepted April 10, 2024

Earlier, it was established that maximum mineralization of the contact layer of snow occurs in spring at the interface with substrates (soil or ice). This study analyzes the temperature and moisture conditions during this period at the interface of the contact layer of snow with substrates by examining frozen sand blocks saturated with a solution containing complex gold ions, or blocks filled with polystyrene containing ions of molybdenum, copper, etc. It is assumed that the migration of ions from the underlying substrate into the contact layer of snow cover in spring occurs along quasi-liquid films on the surface of snow crystals, the thickness of which exceeds the equilibrium one. Migration becomes noticeable when the temperature at the snow–substrate contact reaches $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$ and above. The appearance of quasi-liquid films on the surface of snow particles under variable temperature and moisture conditions is possible due to the condensation of water vapor, which during the day, with general heating of the system, can enter

the contact layer of snow both from above and below. With an increase in snow density in the spring, the mineralization of the near-contact layer of snow cover increases. At the same time, linear relationships were revealed between the content of substrate components migrating into the near-contact layer of snow and the gradient of water vapor density in it. The reliability of the approximation of these dependencies for the gold thiosulfate complex is 0.98; for copper ions – 0.52; for hydrogen ions – 0.88; for sodium ions – 0.69, for chloride anions – 0.89. The results of the study substantiate the increased efficiency of geochemical prospecting for mineral deposits using snow cover in the spring.

Keywords: ion migration, snow cover, geochemical searches, quasi-liquid films

REFERENCES

- Battan L. J.* Chelovek budet izmenjat' prirodu. Man will change the weather. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965: 112 p. [In Russian].
- Vasilenko V. M., Nazarov I. M., Fridman Sh. D.* Monitoring zagrijazneniya snezhnogo pokrova. Snow cover pollution monitoring. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 192 p. [In Russian].
- Golubev V. N., Frolov D. M.* Water vapor flows across snow-air and snow-soil interfaces. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2015, 19 (1): 20–25.
- Isakova O. P., Tarasevich Ju. Yu., Juzjuk Ju. I.* Obrabotka i vizualizatsiya dannyh fizicheskikh eksperimentov s pomoshch'yu paketa Oridin. Processing and visualization of data from physical experiments using the Origin software package. Moscow: Book house "LIBRO-COM", 2009: 136 p. [In Russian].
- Lebedenko Ju. P.* Cryogenic migration of ions and bound moisture in ice-saturated dispersed rocks. *Inzhenernaja Geologija*. Engineering geology. 1989, 4: 21–30. [In Russian].
- Lukashev V. K., Nikitina R. A., Vasilieva L. I., Leskovets G. V.* Use of snow in geochemical prospecting. *Doklady Belarusskoj Akademii nauk*. Reports of the Belarusian Academy of Science. 1987, 31 (4): 161–176. [In Russian].
- Makarov V. N.* Geokhimicheskije polja v kriolitozone. Geochemical fields in permafrost. Yakutsk: IMZ SO RAN, 1998: 116 p. [In Russian].
- Makarov V. N., Fedoseeva V. I., Fedoseev N. F.* Geokhimija snezhnogo pokrova Jakutii. Geochemistry of the snow cover of Yakutia. Yakutsk: IMZ SB USSR AN, 1990: 148 p. [In Russian].
- Meteorologicheskij ezhesmesjachnik*. Chast' 2. Meteorological monthly. Part 2. Issue 24. № 1–4. Yakutsk, 1987: 73 p. [In Russian].
- Pavlov A. V.* Teplofizika landshaftov. Thermophysics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 285 p. [In Russian].
- Spravochniki TehTab.ru Retrieved from: <http://tehtab.ru/Guide/GuidePhysics/Humidity/SaturatedOverIce/> (Last access: 18 September 2023). [In Russian].
- Fedoseeva V. I.* Fiziko-khimicheskije zakonomernosti migratsii khimicheskikh elementov v mjorzlykh gruntakh i snege. Physico-chemical regularities of chemical element migration in frozen soils and snow. Yakutsk: IMZ SB RAN, 2003: 138 p. [In Russian].
- Fedoseeva V. I.* Cyclic migration of chemical elements at the soil-snow interface. *Materialy Gljatsiologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 2002, 92: 192–194.

ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЕЁ ДИНАМИКА НА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА

© 2024 г. А. В. Сосновский, Н. И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Поступила 3 февраля 2024 г.

После доработки 14 марта 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

По данным маршрутных снегосъёмок проведено сравнение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова, а также высоты снежного покрова за отдельные месяцы и динамики снегонакопления на материковой части Российской Арктики за разные климатические периоды. Построены карты высоты снежного покрова и динамики снегонакопления. Дана оценка влияния климатических изменений на высоту снежного покрова и динамику снегонакопления.

Ключевые слова: Арктика, высота снежного покрова, динамика снегонакопления, климатические периоды

DOI: 10.31857/S2076673424020074

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров – важный элемент криосферы. Он оказывает огромное влияние на климат, гидро-термический режим почв и грунтов, гидрологию рек и озёр, опасные стихийные явления, жизнь растений и животных и многие другие процессы и явления (Snow and Climate, 2008; Котляков, 2010). Одним из важных параметров снежного покрова является его высота, которая влияет на альбедо поверхности, проходимость снежной целины транспортом и животными, функционирование растений и животных, теплозащитные свойства снежного покрова.

Важное свойство снежного покрова – его низкое термическое сопротивление (Осокин и др., 2016), зависящее от высоты снега и его теплофизических характеристик. Оно влияет на термический режим почвогрунтов и многолетнемёрзлых пород, условия их формирования и функционирования (Анисимов и др., 2000, 2006; Павлов, 2008). Так, в работе (Скачков, 2008) отмечается, что на юге Якутии сохранилась высокая термическая устойчивость многолетнемёрзлых пород, несмотря на сильное потепление климата. Это объясняется большой изменчивостью толщины снега и его доминирующей ролью в формировании среднегодовых температур грунтов. Выяснено, что если на Восточно-Европейской равнине преобладающее влияние на температуру грунтов оказывает температура воздуха, то в Сибири – высота снежного покрова (Шерстюков, 2008).

В работе (Варламов и др., 2023) показано, что основным регулирующим фактором термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии являются короткопериодные колебания режима снегонакопления. Повышение температуры воздуха не всегда приводит к росту температуры грунта, так как часто компенсируется снижением термического сопротивления снежного покрова (Осокин, Сосновский, 2016). Термическое сопротивление снежного покрова зависит от его высоты и плотности. И если высота снежного покрова от года к году может изменяться в значительных пределах в одном и том же регионе, то плотность снега – более консервативный параметр. Её изменение обусловлено в основном межрегиональными физико-географическими условиями.

На теплофизическое состояние грунта влияет не только термическое сопротивление снежного покрова, но и динамика его высоты. Так, сравнительно тонкий снежный покров и низкие температуры воздуха в начале зимы способствуют быстрому промерзанию грунта (Павлов, 2008). В работе (Осокин, Сосновский, 2015) на основе модельных расчётов показано, что при разной динамике снегонакопления и температуры воздуха различие в глубине промерзания может превышать 50%. Поэтому скорость промерзания грунта существенно зависит от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности, снегонакопления в первой половине холодного периода. Поэтому важной характеристикой служит высота снежного

покрова в первой половине холодного периода, когда в основном происходит промерзание сезонно-талого слоя, а также её соотношение с максимальной высотой снежного покрова.

Современные климатические изменения оказывают значительное влияние на параметры снежного покрова и, следовательно, на указанные процессы и явления (Осокин и др., 2006; Бульгина и др., 2011; Iranpezhad et al., 2022). В работе (Попова и др., 2018) отмечается, что в связи с глобальным потеплением климата прибилизительно с 2000 г. происходит запаздывание сроков установления снежного покрова, а сроки его разрушения переходят на более ранние в середине весны в соответствии с общей тенденцией потепления этого сезона с начала 1950-х годов.

Начало современного потепления к северу от 60° с. ш. приходится на 1990-е годы (Доклад, 2023). Зимой, после максимума 2016–2018 гг. наметилось понижение температуры, а летом – остановка её роста. В Арктике приземная температура воздуха повышалась как минимум вдвое быстрее, чем происходит глобальное потепление (Векруаев et al., 2010). В Российской Арктике из-за глобального потепления происходит таяние вечной мерзлоты, что приводит к разрушению объектов жилого фонда, хозяйственной инфраструктуры, магистральных трубопроводов и в целом к отрицательным экологическим последствиям (Катцов, Порфирьев, 2012; Анисимов, Стрелецкий, 2015). Таким образом, одним из важных факторов, влияющим на термический режим и устойчивость многолетнемерзлых пород (ММП), служит снежный покров (Осокин, Сосновский, 2016). Рассмотрим изменение максимальной высоты снежного покрова и динамики снегонакопления на материковой части Российской Арктики при современном климате.

Арктика – это область, лежащая к северу от Северного полярного круга (66°33'44" с. ш.). Однако в целях обеспечения национальных интересов Российской Федерации указом Президента Российской Федерации «О сухопутных территориях Арктической зоны Российской Федерации» от 02.05.2014 № 29 (<http://www.kremlin.ru>, 2023) определены сухопутные территории Арктической зоны Российской Федерации (далее – АЗРФ), куда вошли отдельные районы, расположенные южнее Северного полярного круга. Поэтому, чтобы охватить основные районы, отнесённые к АЗРФ, рассмотрим метеостанции со снегомерными съёмками севернее 64° с. ш. за разные периоды времени.

В климатологии используют базовые 30-летние средние значения температуры, суммы осадков и других показателей. Эти 30-летние исторические усреднённые значения – «климатические нормы», они могут быть подсчитаны на местном, национальном или мировом уровнях. Чтобы учесть быстрые темпы изменения климата, а также практические потребности в актуальной информации о климате Всемирная Метеорологическая Организация (далее – ВМО)

предложила обновлять климатологические базовые нормы для оперативных целей каждые 10 лет, и период 1991–2020 гг. стал новым текущим (современным) базовым периодом. Тем не менее период 1961–1990 гг. будет сохранён как исторический базовый для поддержания долгосрочной оценки изменения климата (Руководящие..., 2017). Для анализа влияния климатических изменений на снежный покров вместо периода 1961–1990 гг. взят период 1966–1990 гг., за который есть данные по снежному покрову.

В последние годы опубликован ряд работ, в которых дан анализ изменения снежного покрова севера Евразии. Так, в работе (Радионон и др., 2013) отмечается, что тенденция увеличения количества твёрдых осадков на фоне роста температуры привела лишь к незначительному увеличению толщины снега в арктической зоне к северу от 70° с. ш. В докладе об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 г. (Доклад, 2023) показано, что за период 1976–2022 гг. наблюдается увеличение максимальной за зиму высоты снежного покрова в северных районах Западной Сибири, тогда как уменьшение максимальной за зиму высоты снежного покрова приходится на северо-запад и отдельные станции на севере ЕТР и северо-западе Якутии.

Региональные особенности изменения зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений рассмотрены в работе (Попова и др., 2015). При этом основное внимание уделено колебанию сроков установления снежного покрова на территории России в 1950–2008 гг. и их связи с изменением приземной температуры воздуха и циркуляционными индексами Scand, EA–WR, WP и NAO. В работе (Попова и др., 2018) отмечается, что в целом по северу Евразии (севернее 55° с. ш.) изменения снегонакопления в 1971–2013 гг. (по сравнению с 1951–1970 гг.) выражаются увеличением средней высоты снежного покрова (далее – ВСП) в конце зимы на 17% (7 см). Наибольшие изменения – около 26% (11 см) происходили в Сибири и на северо-востоке ЕТР. На северо-западе ЕТР и на Дальнем Востоке они менее заметны – 10% (5 см) и 7% (3 см). Эти региональные различия авторы связывают с особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции, в частности, с усилением зональной циркуляции, описываемым индексами Арктического колебания и Североатлантического колебания (NAO). С положительной фазой NAO связывается период интенсивного потепления 1971–1995 гг., вызванного усилением циклоничности на северо-западе Европы и в Сибири и проницанием атлантического воздуха на восток вплоть до Енисея. Таким образом, климатические изменения влияют на параметры снежного покрова.

Цель работы – оценить тенденции изменения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова и её динамики на материковой части Российской Арктики при современном климате.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

ВСП измеряется на сети метеостанций Росгидромета. Так, наряду с ежедневным измерением ВСП на метеостанциях в стационарной точке, на 517 метеостанциях Росгидромета проводятся измерения высоты снежного покрова в ходе маршрутных снегомерных съёмок. Данные измерений ВСП по стационарной рейке и снегосъёмкам могут значительно отличаться (Сосновский и др., 2018а). Так, для метеостанции Мурманск (индекс ВМО 22113) отношение ВСП «рейка/снегосъёмка» составляет 0,54, а для метеостанции Канин Нос (22165) это отношение равно 2,11. Причём в районах западнее Енисея, за исключением бассейна р. Печоры, высота снежного покрова по рейке на 10—30% больше, чем по данным маршрутных снегосъёмок. Восточнее р. Енисей, за исключением отдельных южных районов Сибири, высота снежного покрова по рейке на 10—20% ниже, чем по снегосъёмке. Поэтому для анализа ВСП были выбраны данные по снегосъёмкам. Количество станций, где проводятся маршрутные снегосъёмки, в арктической зоне России значительно меньше, чем метеостанций с измерениями на стационарных точках. Севернее 66° с. ш. расположены 28 метеостанций со снегосъёмками, 10 метеостанций находятся между 65 и 66° с. ш. и 17 метеостанций — между 64 и 65° с. ш. Из указанных 55 метеостанций, принятых для анализа, 31 метеостанция расположена на европейской территории России (ЕТР).

Данные по снегосъёмкам, координаты и названия метеорологических станций России с 1966 г. по настоящее время приведены на сайте Всероссийского института гидрометеорологической информации ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo>, 2023). Это обусловлено тем, что после 1965 г. не было нарушений однородности, вызванных изменением процедуры наблюдений. Наблюдения за снежным покровом по регламенту маршрутных снегосъёмок выполняются каждые 10 дней в течение холодного периода и каждые 5 дней в период интенсивного снеготаяния. Измерения проводятся зимой три раза в месяц: 10-го, 20-го и в последний день каждого месяца. В осенний период для части метеостанций меньше всего

пропусков измерений высоты снежного покрова при снегосъёмках приходится на 20-е число каждого месяца. Поэтому принимались данные измерений высоты снежного покрова на 20-е число.

При анализе максимальной высоты снежного покрова (далее — МВСП) мы принимали её максимальное значение из замеров в ходе снегосъёмок в лесу и в поле. При этом надо иметь в виду, что в современный климатический период различие между значениями МВСП в лесу и в поле сокращается, что, возможно, обусловлено сменой ветрового режима (Сосновский и др. 2018; Журавлев и др., 2019; Доклад, 2023). Так, на севере ЕТР высота снежного покрова в лесу на 5—15% больше, чем в поле (Сосновский, Осокин, 2023а).

Анализ данных по метеостанциям со снегосъёмками показал, что из рассмотренных 55 метеостанций на 30 из них маршруты проложены только в лесу, на 18 станциях измерения выполняются только в поле и только на 7 станциях измерения проводятся как в лесу, так и в поле. Координаты метеостанций с данными по снегосъёмкам в поле приведены в табл. 1.

Количество метеостанций со снегосъёмками в лесу возрастает при движении на юг. Так, в поясе 66—72° с. ш. расположены 12 метеостанций со снегосъёмками в лесу, 13 — в поле и 3 метеостанции со снегосъёмками как в лесу, так и в поле; на 65—66° с. ш. — 5 станций со снегосъёмками в лесу, 3 — в поле и 2 — в лесу и в поле; на широте 64—65° с. ш. — на 13 станциях в лесу, на двух — в поле, на двух — в лесу и в поле.

В результате обработки данных по ВСП за период с 1966 по 2020 г. для каждой метеостанции получены средние многолетние значения ВСП за 25-летний (1966—1990 гг.) и 30-летние периоды 1981—2010 и 1991—2020 гг., а также за два десятилетия XXI века: 2001—2010 и 2011—2020 гг. и построены карты распределения ВСП за эти периоды. При этом надо иметь в виду, что карты характеризуют распределение ВСП и их изменение в районе расположения метеостанций. На значительном удалении от метеостанций и тем более в горных районах картина распределения ВСП может быть совершенно другой.

Таблица 1. Координаты метеостанций с данными со снегосъёмками в поле

Индекс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеоплощадки, м
		широта	долгота	
23078	Норильск (Таймырский ЦГМС)	69°20'	88°18'	60
22165	Канин Нос	68°39'	43°18'	48
22271	Шойна	67°53'	44°08'	5
22282	Мыс Микулкин	67°48'	46°40'	6
22292	Инди́га	67°41'	48°41'	3

Окончание табл. 1

Индекс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеоплощадки, м
		широта	долгота	
23226	Воркута, АМСГ	67°29'	63°58'	165
23256	Тазовск	67°28'	78°44'	26
23219	Хоседа-Хард	67°05'	59°23'	82
23207	Коткино	67°02'	51°08'	17
22383	Нижняя Пеша	66°45'	47°46'	12
23330	Салехард	66°32'	66°41'	15
22365	Абрамовский маяк	66°23'	43°13'	20
23324	Петрунь	66°26'	60°46'	61
23412	Усть-Уса	65°58'	56°55'	77
22471	Мезень	65°52'	44°13'	14
22438	Жижгин	65°12'	36°49'	26
25563	Анадырь	64°47'	177°34'	64
22559	Холмогоры	64°13'	41°40'	10

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Максимальная высота снежного покрова. На рис. 1, а приведена МВСП на территории АЗРФ за период 2011–2020 гг. Диапазон изменений цветовой шкалы (минимальные и максимальные значения МВСП) составляет 26–127 см и в целом совпадает с диапазоном 27–128 см за период 1991–2020 гг., представленным в работе (Сосновский, Осокин, 2023). Средние значения МВСП за эти периоды составляют около 64 см (отличие на 0.1 см). Распределение МВСП за период 2011–2020 гг. в целом совпадает с периодом 1991–2020 гг. Большее отличие имеет аномалия МВСП (относительно 1966–1990 гг.) за период 2011–2020 гг. (см. рис. 1, б), для которого диапазон изменения цветовой шкалы изменяется от –13 до 24 см, и 1991–2020 гг. с диапазоном от –13 до 13 см (см. рис. 1, в). Средние значения аномалии МВСП за эти периоды отличаются незначительно и составляют –0.44 и –0.57 см.

За период 2011–2020 гг. наибольшая средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова до 120 см отмечена в нижнем течении р. Енисей, наименьшая – 30 см в междуречье рек Лены и Индигирки. В европейской части Российской Арктики МВСП составляет в среднем 50–85 см (см. рис. 1, а). Сравнение с периодом 1966–1990 гг. показывает, что наибольший рост МВСП до 24 см (т. е. 40%) приходится на северные районы Ямало-Ненецкого автономного округа (см. рис. 1, б).

Изменение МВСП на $\pm 4\%$ для разных метеостанций за период 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1966–1990 гг. отмечено в северных районах Якутии и в Чукотском автономном округе. В Арктической части ЕТР изменение МВСП составляет для разных метеостанций в основном $\pm 5–10\%$. Наибольшее изменение МВСП от 39 см за период 1966–1990 гг. до 82 см за близкий к современному периоду 1990–2020 гг. произошло на метеостанции Воркута (индекс ВМО станции 23226). Эта станция на карте не приведена из-за большого значения МВСП, которое повлияет на восприятие карты в целом, обусловленного сглаживанием цветовой гаммы. Динамика высоты снежного покрова для метеостанции Воркута рассмотрена отдельно. По сравнению с периодом 1966–1990 гг. отмечен рост МВСП на 10–15 см в арктической части Западной Сибири, небольшое снижение на 5–7 см произошло в арктической части Восточной Сибири и восточнее р. Индигирки, а также в отдельных районах северной части ЕТР. Причиной этого служит рост твёрдых осадков на 15% в районе Карского моря за период 1981–2010 гг., практически нулевой рост в районе моря Лаптевых и отрицательный тренд в районе Чукотского моря (Радионых и др., 2013). Кроме того, тенденция изменения режима осадков за период 1976–2022 гг. (Доклад, 2023) показала, что зимой происходит рост осадков в основном на севере ЕТР, севере Средней Сибири, и наоборот, осадки уменьшаются зимой на востоке Якутии. На высоту снежного покрова влияет и изменение плотности снега. Наибольшее снижение плотности снега

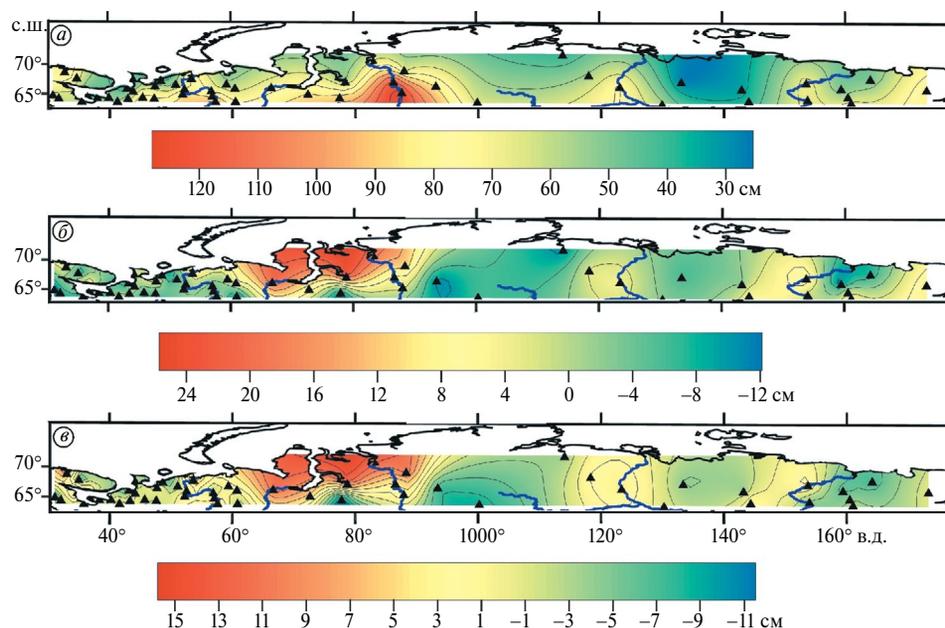


Рис. 1. Максимальная высота снежного покрова за период 2011–2020 гг. (а) и её аномалия за периоды 2011–2020 гг. (б) и 1991–2020 гг. (в) относительно 1966–1990 гг.

Fig. 1. The maximum of snow depth for 2011–2020: (а) and its anomaly for 2011–2020 (б) and 1991–2020 (в) to 1966–1990

отмечено на севере Якутии (что частично компенсирует снижение осадков), тогда как на остальной территории Арктики в целом произошёл небольшой рост плотности снега — до 6–8% на севере Западной Сибири и в отдельных районах севера ЕТР и Чукотки (Сосновский, Осокин, 2023).

На северо-западе ЕТР к этому прибавляется влияние оттепелей. Так, на самой северной метеостанции России, расположенной в пос. Баренцбург на Западном Шпицбергене (78°04'00" с. ш., 14°13'00" в. д.), рост числа оттепелей и их продолжительности увеличивает плотность снега. Это служит одной из причин уменьшения максимальной высоты снежного покрова на 7.7% в 2011–2020 гг. по сравнению с 2001–2010 гг.

Сравним МВСП за два первых десятилетия XXI в. (2001–2010 и 2011–2020 гг.), которые в значительной степени определяют распределение МВСП в следующий 30-летний климатический период 2001–2030 гг. В 2011–2020 гг. произошёл рост МВСП на 10–20 см относительно 2001–2010 гг. в северо-восточных районах ЕТР, в арктических регионах Западной Сибири и Дальнего Востока. Наибольший рост МВСП произошёл на метеостанции Воркута — с 79 см в 2001–2010 гг. до 98 см в 2011–2020 гг. Снижение МВСП на 4–8 см отмечено в отдельных районах Арктики, на западе ЕТР и в Восточной Сибири.

Рассмотрим теперь МВСП за разные временные периоды для регионов Российской Арктики. За период 2011–2020 гг. на ЕТР произошло небольшое снижение МВСП по сравнению с другими периодами и отмечен значительный рост МВСП в арктической

части Западной Сибири (Сосновский, Осокин, 2023). Небольшие изменения МВСП отмечены в арктической части Восточной Сибири. Отрицательные аномалии МВСП на Дальнем Востоке наблюдались в период 2001–2010 гг. В северо-западных и северо-восточных районах ЕТР тенденция изменения МВСП противоположна. Так, изменения МВСП в северо-восточной части ЕТР близки к тенденции роста МВСП в арктической части Западной Сибири — порядка 15–25%, а на большинстве метеостанций Арктики в центральной части на западе ЕТР произошло снижение МВСП. При этом число арктических метеостанций в западных и центральных районах ЕТР значительно больше, чем в восточных, что влияет на среднее значение МВСП на арктической части ЕТР. Аналогично в арктической части Восточной Сибири — северо-западный район намного более многоснежный (с метеостанциями Игарка и Туруханск с МВСП 115–125 см), чем центральный и северо-восточный (метеостанции Норильск и Тура с МВСП 60–65 см).

Цифры, приведённые в работе (Доклад, 2023), показывают снижение коэффициентов линейного тренда МВСП за период 1976–2022 гг. на западе и в центре арктической зоны ЕТР, севере Восточной Сибири и Чукотке (исключая её тихоокеанское побережье) на 1.5–2.0 см/10лет и рост линейного тренда МВСП на 1.5–2.0 см/10лет на Кольском полуострове, северо-востоке ЕТР и севере Западной Сибири.

Для ряда метеостанций АЗРФ на востоке ЕТР, севере Западной и Восточной Сибири, расположенных севернее 65-й широты, положительные тренды максимальной за март толщины снежного покрова

за период 1979–1995 гг., представленные на картах (Попова и др., 2018), сменились на отрицательные значения за период 1996–2013 гг. Для северо-запада ЕТР и районов Дальнего Востока изменения менее существенны. В какой-то степени это подтверждают оценки современных изменений снеготолщин в бассейне Северной Двины за период 1980–2016 гг., представленные в работе (Попова и др., 2021). В ней отмечается, что до 2005 г. и данные наблюдений, и модельные расчёты указывают на рост снеготолщин в бассейне Северной Двины, а с 2005 г. все рассмотренные источники данных указывают на продолжительный период дефицита снеготолщин – 15–20%, с которым связан нисходящий тренд снеготолщин в бассейне Северной Двины за рассматриваемый период в целом. Оценки параметров тренда находятся в широком диапазоне в зависимости от источника данных – в среднем по бассейну скорость уменьшения снеготолщин может составлять от 4 мм по данным станционных измерений до 10 мм за 10 лет по данным расчётов на модели. При плотности снега 250 кг/м³ (Сосновский, Осокин, 2023) это соответствует снижению ВСП на 1.6–4 см за 10 лет.

Наши данные показывают, что для метеостанций в северной части бассейна Северной Двины за период 2011–2020 гг. продолжается снижение МВСП по сравнению с 2001–2010 гг. Например, по данным метеостанции Пинега (индекс ВМО 22563) высота снега снизилась на 3.3 см в 2011–2020 гг. относительно 2001–2010 гг.

В табл. 2 приведена аномалия средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в арктических регионах России относительно 1966–1990 гг. Видно, что в арктической части ЕТР происходит снижение МВСП особенно за период 2011–2020 гг. и значительный рост в арктической части Западной Сибири. Небольшие изменения МВСП отмечены в арктической части Восточной Сибири, и отрицательные аномалии наблюдались на Дальнем Востоке.

В табл. 3 приведены аномальные значения МВСП за период 1991–2020 гг. относительно периода 1966–1990 гг. для отдельных метеостанций разных регионов азиатской части Российской Федерации. Из неё видно, что положительные аномалии достигают 13 см, а отрицательные – 14 см; причём положительные и отрицательные аномалии есть в каждом регионе.

Таблица 2. Аномалии средней многолетней максимальной высоты снежного покрова (см) в арктических регионах России относительно 1966–1990 гг. за разные периоды

Регион	Период			
	1981–2010	1991–2020	2001–2010	2011–2020
ЕТР	0.30	–0.72	–1.53	–2.51
Западная Сибирь	1.77	4.31	2.84	10.41
Восточная Сибирь	0.41	0,43	0,97	0.61
Дальний восток	–2.75	–2.04	–4.90	–0.36

Таблица 3. Максимальные и минимальные аномалии максимальной высоты снежного покрова за период 1991–2020 гг. относительно 1966–1990 гг.

Индекс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеоплощадки, м	Аномалии МВСП, см
		широта	долгота		
ЕТР					
22113	Мурманск	68°58'	30°3'	57	10.1
22365	Абрамовский маяк	66°23'	43°13'	20	–10.6
Западная Сибирь					
23330	Салехард	66°32'	66°41'	15	13.3
23552	Тарко-Сале	64°55'	77°49'	26	–13.5
Восточная Сибирь					
23078	Норильск (Таймырский ЦГМС)	69°20'	88°18'	60	11.5

Окончание табл. 3

Индекс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеоплощадки, м	Аномалии МВСП, см
		широта	долгота		
24507	Тура	64°16'	100°14'	188	-8.8
Дальний Восток					
24343	Жиганск	66°46'	123°24'	88	4.0
25325	Усть-Олой	66°33'	159°25'	125	-70

Динамика снежного покрова на метеостанции Воркута. Динамика снежного покрова на метеостанции Воркута за период с 1970 по 2020 г. представлена на рис. 2. Средняя максимальная высота снежного покрова за периоды 1970–1990 и 1991–2020 гг. составляла 39 и 82 см. Для определения статистической значимости различий средних величин за эти периоды используем t -критерий Стьюдента, рассчитанный по формуле:

$$t = \frac{\text{mean}_2 - \text{mean}_1}{\sqrt{\text{std}_2^2/n_2 + \text{std}_1^2/n_1}},$$

где mean — средние значения; n — длина ряда; std — стандартное отклонение; индекс — номер ряда.

Расчёты показали, что $t = 8.27$. Степень свободы составляет $df = n_1 + n_2 - 2 = 21 + 30 - 2 = 49$, для которой при значении p -уровня 0.001 получим критическое значение t -критерия Стьюдента 3.50. Таким образом, подтверждается значимость различий между средними величинами высоты снежного покрова за эти периоды.

При среднем значении высоты снежного покрова 82 см за период 1991–2020 гг. среднее квадратическое

отклонение составляет 22 см. Тренд высоты снежного покрова за период 1970–2020 гг. составляет $y = 1.5633x - 3054.4$; где коэффициент достоверности $R^2 = 0.6469$. Статистическая значимость коэффициентов этих трендов подтверждается расчётом t -критерия Стьюдента при уровне значимости 0.05. Тренд за период 1991–2020 гг. практически совпадает с трендом за 1970–2020 гг. Тренд за период 1970–1990 гг. статистически незначим.

Высота снежного покрова за отдельные месяцы и её изменчивость. Климатические изменения приводят не только к изменению МВСП, но и ВСП за отдельные месяцы. На рис. 3 представлена ВСП за период 1991–2020 гг. и её изменчивость по отношению к периоду 1966–1990 гг. в октябре, ноябре, январе, марте и мае (отношение ВСП за отдельные месяцы 1991–2020 гг. к соответствующим значениям за 1966–1990 гг.).

В октябре средняя многолетняя ВСП в 1991–2020 гг. составила 2–8 см на западе и центре арктической части ЕТР, 10–16 см в арктической части востока ЕТР и северо-запада Западной Сибири, 15–25 см на севере Якутии (см. рис. 3, а). Сравнение ВСП

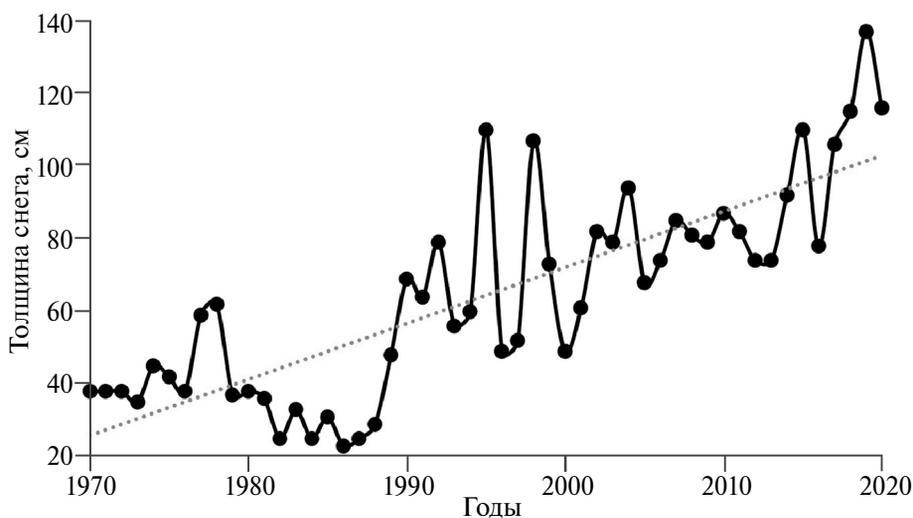


Рис. 2. Динамика высоты снежного покрова на метеостанции Воркута
Fig. 2. Dynamics of snow depth at the Vorkuta weather station

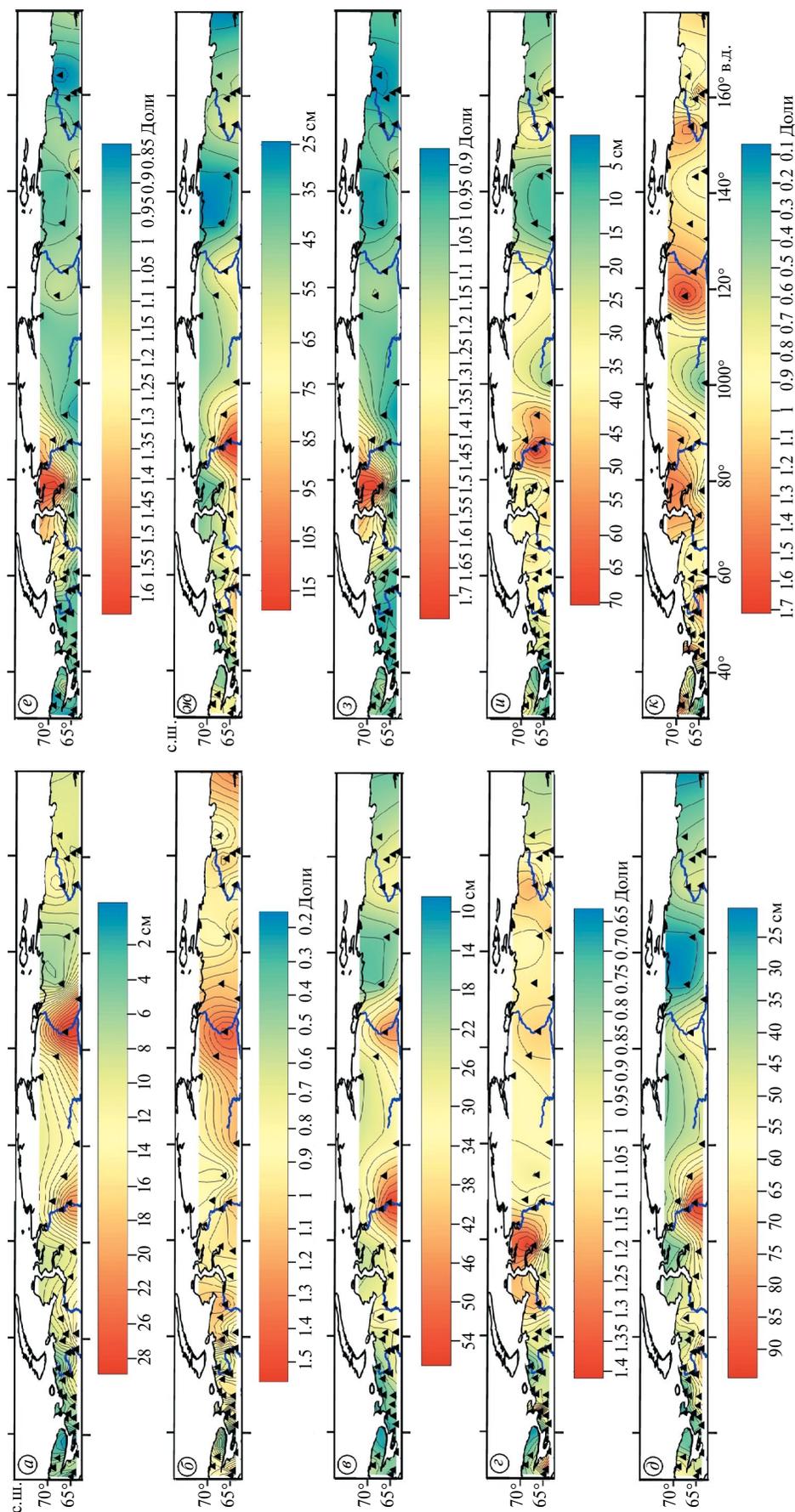


Рис. 3. Высота снежного покрова в Арктике за период 1991–2020 гг. (а, в, д, ж, и) и её отношение к соответствующим значениям высоты за период 1966–1990 гг. (б, е, з, к) за месяцы: а, б – октябрь; в, е – январь; ж, з – март; и, к – май

Fig. 3. The snow depth in the Arctic for 1991–2020 (a, в, д, ж, и) and its ratio of the snow depth to 1966–1990 (б, е, з, к) for the months: а, б – October; в, е – January; ж, з – March; и, к – May

за период 1991–2020 гг. с периодом 1966–1990 гг. показало, что в октябре в результате потепления климата и более позднего установления снежного покрова (Попова и др., 2018) в арктической части европейской территории России высота снега уменьшилась в среднем на 22%, а в ряде районов снижение достигло 70%. В бассейне нижнего течения р. Лены рост ВСП составил 20–40% (см. рис. 3, б).

В ноябре 1991–2020 гг. ВСП составила 10–20 см на северо-западе и центре арктической части ЕТР, 25–35 см на северо-востоке ЕТР, до 50 см в низовье р. Енисей, 20–40 см на севере Якутии (см. рис. 3, в). Сравнение ВСП за периоды 1991–2020 и 1966–1990 гг. показало, что в результате потепления климата ВСП уменьшилась на ЕТР в ноябре в среднем на 8%, на ряде метеостанций севера ЕТР снижение составило 20%, на севере Западной Сибири произошёл рост ВСП в среднем на 11% (в ряде мест до 40%), на севере Якутии рост ВСП составил в среднем 3%, в низовье р. Лены – до 15% (см. рис. 3, г). Последнее объясняется ростом осенних осадков на 5% нормы за 10 лет (за 1976–2022 гг.) на северо-востоке Западной Сибири и на 10% – на севере Восточной Сибири и Якутии (Доклад, 2023).

В январе 1991–2020 гг. ВСП составила 40–60 см в арктической части ЕТР, Западной и Восточной Сибири (в низовье р. Енисей до 90 см), 25–45 см на севере Якутии (см. рис. 3, д). Сравнение ВСП за периоды 1991–2020 и 1966–1990 гг. показало, что ВСП уменьшилась в январе на арктической части ЕТР в среднем на 4%, на арктической части Западной Сибири произошёл рост ВСП в среднем на 20%. На севере Якутии изменения ВСП составили для разных метеостанций $\pm 5\%$, на Чукотке отмечается снижение ВСП на 5–10% (см. рис. 3, е). Эти результаты вызваны ростом зимних осадков на севере Западной Сибири и их снижением на Чукотке (Доклад, 2023).

В марте 1991–2020 гг. ВСП в арктической части ЕТР, Западной и Восточной Сибири составила 55–80 см (в низовье р. Енисей до 110 см), 25–55 см на севере Якутии (см. рис. 3, ж). Сравнение ВСП за периоды 1991–2020 и 1966–1990 гг. показало, что в результате потепления климата в арктической части Западной Сибири произошёл рост ВСП в среднем на 23%. Это обусловлено значительным ростом весенних осадков (местами более 10% нормы за 10 лет) в Западной Сибири (Доклад, 2023), в арктической части на ЕТР и севере Якутии изменения ВСП для разных метеостанций составили в среднем $\pm 10\%$ (см. рис. 3, з).

Снегонакопление в мае (на 20-е число) в ряде регионов сменяется таянием снега, и высота снежного покрова снижается относительно МВСП. В мае 1991–2020 гг. ВСП составила 10–20 см на западе арктической части ЕТР и севере Якутии, 30–60 см в арктической части Западной и Восточной Сибири (см. рис. 3, и). Отношение ВСП за период 1991–2020 гг. к её значениям за 1966–1990 гг. показало, что в мае на

северо-западе ЕТР это отношение составило 0.5–1.1 (см. рис. 3, к), 0.8–1.6 – на востоке арктической части ЕТР и Западной Сибири.

Динамика высоты снежного покрова за отдельные месяцы. Важным параметром снежного покрова служит не только его высота, но и её динамика – отношение высоты снежного покрова за отдельный месяц к её максимальному значению – величина r_h . На рис. 4 представлена динамика снегонакопления ВСП за период 1991–2020 гг. и её изменчивость по отношению к 1966–1990 гг. в октябре, ноябре, январе, марте и мае.

Величина r_h в октябре 1991–2020 гг. составила 5–15% на северо-западе и в центре арктической части ЕТР, 15–20% на востоке арктической части ЕТР и арктической части Западной Сибири, 25–35% на севере Якутии (см. рис. 4, а). Климатические изменения приводят к изменению динамики снегонакопления. В октябре 1991–2020 гг. величина r_h уменьшилась в ряде районов в арктической части ЕТР и Западной Сибири по сравнению с периодом 1966–1990 гг. на 20–60%, на севере Якутии на $\pm 10\%$ (см. рис. 4, б).

В ноябре 1991–2020 гг. величина r_h составила 22–30% на северо-западе и центре арктической части ЕТР, 45–55% на востоке арктической части ЕТР, арктической части Западной Сибири и на севере Якутии (см. рис. 4, в). В 1991–2020 гг. величина r_h уменьшилась на 15–30% в арктической части ЕТР и Западной Сибири и увеличилась на 5–10% на севере Якутии по сравнению с периодом 1966–1990 гг. (см. рис. 4, г). Последнее вызвано ростом осенних осадков на севере Якутии (Доклад, 2023).

Динамика снегонакопления в январе 1991–2020 гг. – величина r_h составила 60–65% на западе арктической части ЕТР, 70–80% на остальной части Арктики (см. рис. 4, д). В 1991–2020 гг. величина r_h уменьшилась на 5–10% в отдельных районах северо-запада ЕТР и выросла до 10% на остальной части Арктики по сравнению с 1966–1990 гг. (см. рис. 4, е).

Величина r_h в марте 1991–2020 гг. составила в среднем 90–95% на всей территории Арктики, за исключением арктической части запада ЕТР и Дальнего Востока, где $r_h = 85–90\%$ (см. рис. 4, ж). Изменение величины r_h по сравнению с 1966–1990 гг. составило 0.85–1.10 (см. рис. 4, з), причём наименьшие значения отмечены в бассейне р. Печоры.

Динамика снегонакопления (таяния) в мае (на 20-е число) 1991–2020 гг. – величина r_h составила в среднем 15–30% на западе арктической части ЕТР (из-за таяния снега), в арктической части Западной и Восточной Сибири $r_h = 55–70\%$ (см. рис. 4, и). При этом в ряде районов северо-запада ЕТР снег полностью растаял. Климатические изменения приводят к изменению динамики снегонакопления в мае (в основном изменение в динамике таяния). В мае 1991–2020 гг. изменение величины r_h по отношению к периоду 1966–1990 гг. составило в основном $\pm 30\%$

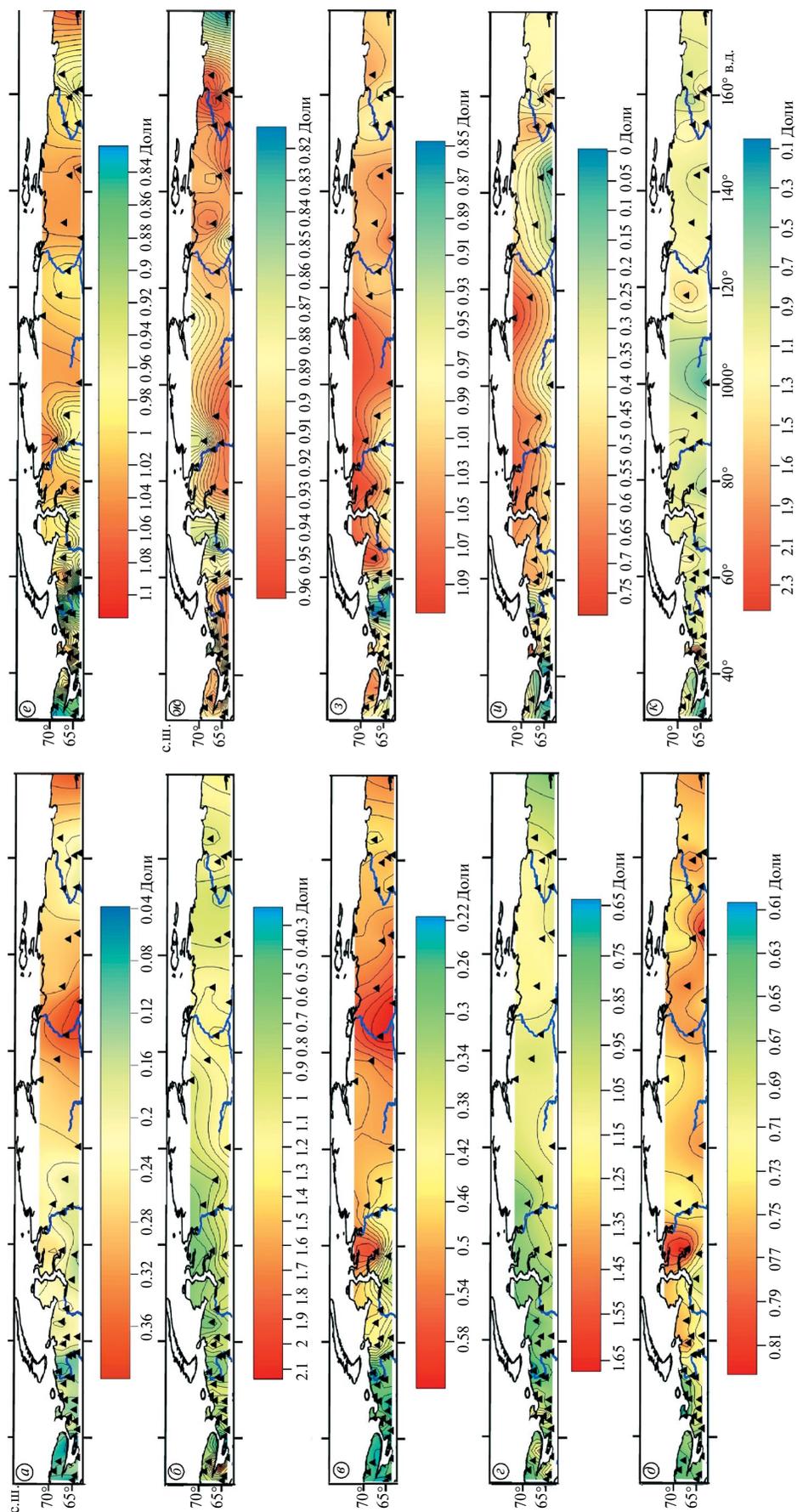


Рис. 4. Динамика снегонакопления в Арктике за период 1991–2020 гг. (*а, в, д, ж, и*) и её отношение к динамике снегонакопления (*з*) за период 1966–1990 гг. (*б, г, е, з, к*) за месяцы: *а, б* – октябрь; *в, г* – ноябрь; *д, е* – январь; *ж, з* – март; *и, к* – май

Fig. 4. Dynamics of a snow depth in the Arctic for 1991–2020 (*a, в, д, ж, и*) and its ratio to the snow depth dynamics to 1966–1990 (*б, г, е, з, к*) for the months: *а, б* – October; *в, г* – November; *д, е* – January; *ж, з* – March; *и, к* – May

(см. рис. 4, κ). В среднем на всей территории Арктики величина r_h уменьшилась по сравнению с периодом 1966–1990 гг. в октябре /ноябре на 13/4%, в январе /марте на 3/1%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований выяснена тенденция изменения максимальной высоты снежного покрова и высоты снежного покрова за отдельные месяцы для разных сезонов на материковой части Арктики за современный климатический период 1991–2020 гг. Сравнение с историческим периодом 1966–1990 гг. показало, что на арктической части европейской территории России изменения высоты снежного покрова незначимы – снижение порядка 1%, в арктической части Западной Сибири отмечен рост высоты снега на 16%. В то же время рост высоты снега за 2011–2020 гг. относительно 1966–1990 гг. составил 32%, а относительно 2001–2010 гг. – 15%. В арктической части Дальнего Востока произошло снижение высоты снега за современный климатический период относительно исторического периода на 4%. При небольшой вариации плотности снега эти изменения вызваны в основном динамикой твёрдых осадков. При этом влияние климатических изменений на динамику твёрдых осадков и высоту снежного покрова в каждом регионе требует дальнейшего изучения.

Проведённый анализ показал, что для ряда метеостанций одного региона динамика максимальной высоты снежного покрова может быть разнонаправлена. Причины таких изменений требуют дальнейших исследований. Это могут быть орографические и ландшафтные условия. Так, даже процесс накопления снега в лесу – сложная функция многих факторов, прежде всего его таксационных характеристик и особенностей ветрового режима.

Сравнение высоты снежного покрова в октябре за периоды 1991–2020 и 1966–1990 гг. показало, что в результате потепления климата и более позднего установления снежного покрова в арктической части европейской территории России высота снега в среднем снизилась на 22%, а в ряде районов снижение достигло 70%. Рост твёрдых осадков в октябре в бассейне нижнего течения р. Лены привёл к росту высоты снега на 20–40%.

Динамика высоты снежного покрова (отношение текущей высоты снежного покрова к её максимальному значению) на западе и в центре европейской части Арктики в первой половине холодного периода значительно отличается от территории восточнее 55–60° в. д. К концу осени высота снежного покрова в арктической части ЕТР достигает примерно 25–30% от максимального значения, тогда как в арктической части Сибири в основном превышает 50%. Это связано с региональными климатическими особенностями этих территорий. Полученные результаты

показывают тенденции изменения высоты снежного покрова и её динамики в разных регионах в условиях современного климата, они наиболее заметны в начальный период снегонакопления.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004). Анализ архивных материалов по Шпицбергену проводился по программе № 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001).

Acknowledgments. The paper includes the results obtained within the framework of the research project № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The analysis of archival materials on Svalbard was carried out under the № 1023032400458-8 (FMWS-2023-0001) program.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисимов О. А., Стрелецкий Д. А. Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов // Арктика. XXI век. Естественные науки. 2015. № 2. С. 60–74.
- Бульгина О. Н., Разуваев В. Н., Коршунова Н. Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24. С. 211–227.
- Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрябин П. Н., Балута В. И. Многолетняя изменчивость термического состояния верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2023. Т. 28. № 3. С. 398–414. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2023-28-3-398-414>
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных // Электронный ресурс. <http://meteo.ru> Дата обращения: 15.05.2023.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2023. 104 с.
- Журавлев Г. Г., Горбатенко В. П., Тунаев Е. Л. Метели на территории Томской области // Тр. Главной геофиз. обсерватории им. А. И. Воейкова. 2019. № 594. С. 137–151.
- Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 6. № 2. С. 66–79.
- Котляков В. М. Криосфера и климат // Экология и жизнь. 2010. № 11. С. 51–59.
- Осокин Н. И., Самойлов Р. С., Сосновский А. В., Сократов С. А. О роли некоторых природных факторов

- в промерзании грунтов // *Материалы гляциологических исследований* (МГИ). 2000. № 88. С. 41–45.
- Осокин Н. И., Самойлов Р. С., Сосновский А. В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2006. № 4. С. 40–46.
- Осокин Н. И., Сосновский А. В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
- Осокин Н. И., Сосновский А. В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // *Криосфера Земли*. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112.
- Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академич. изд-во “Гео”, 2008. 230 с.
- Попова В. В., Морозова П. А., Титкова Т. Б., Семенов В. А., Черенкова Е. А., Ширяева А. В., Китаев Л. М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // *Лёд и Снег*. 2015. № 4 (55). С. 73–86. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-86>
- Попова В. В., Ширяева А. В., Морозова П. А. Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 4. С. 65–75.
- Попова В. В., Турков Д. В., Насонова О. Н. Оценки современных изменений снегозапасов в бассейне Северной Двины по данным наблюдений и моделирования // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 2. С. 206–221. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020082>
- Радионов В. Ф., Александров Е. И., Брызгин Н. Н., Дементьев А. А. Изменения температуры, осадков и снежного покрова в районах арктических морей за 1981–2010 гг. // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 61–68. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-61-68>
- Руководящие указания ВМО по расчёту климатических норм. Женева, ВМО. 2017. № 1203. 32 с.
- Скачков Ю. Б. Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук: Ин-т мерзлотоведения им. акад. П. И. Мельникова СО РАН Якутск, 2001. 25 с.
- 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.
- Сосновский А. В., Осокин Н. И., Черняков Г. А. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // *Криосфера Земли*. 2018а. Т. XXII. № 2. С. 91–100. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
- Сосновский А. В., Осокин Н. И. Динамика высоты и плотности снежного покрова в Арктике при современном климате / Сб. науч. материалов II Всерос. конфер. «Лавёровские чтения. Арктика: актуальные проблемы и вызовы». ФГБУ «Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н. П. Лаврова Уральского отделения Российской академии наук». Архангельск, 2023. С. 128–132.
- Сосновский А. В., Осокин Н. И. Высота снежного покрова в лесу и поле на равнинной территории России при современном климате // *Лёд и Снег*. 2023а. Т. 63. № 4. С. 558–568. <https://doi.org/10.31857/S2076673423040166>
- Указ Президента Российской Федерации от 02.05.2014 № 296 «О сухопутных территориях Арктической зоны Российской Федерации» // *Электронный ресурс*. <http://www.kremlin.ru/acts/bank/38377> (Дата обращения: 15.05.2023).
- Шерстюков А. Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // *Криосфера Земли*. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
- Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 3888–3906.
- Irannezhad M., Ronkanen A. K., Malekian A. Editorial: Climate impacts on snowpack dynamics. *Front. Earth Sci.* 2022, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.970981>
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / Armstrong R. L., Brun E. (Eds.). Cambridge University Press, 2008. 256 p.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I. The snow depth and its dynamics on the continental part of the Russian Arctic under conditions of the present-day climate. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 238–251. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020074

The snow depth and its dynamics on the continental part of the Russian Arctic under conditions of the present-day climate

A. V. Sosnovsky*, N. I. Osokin

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

*e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received February 3, 2024 / Revised March 14, 2024 / Accepted April 10, 2024

Based on the data of route snow surveys for the period 1966–2020, the comparison of the average long-term maximum depths of snow cover, the depths of snow cover for individual months and the dynamics of snow accumulation (the ratio of the depths of snow cover to the maximum value) on the continental part of the Russian Arctic for two representative periods (1966–1990 and 1991–2020) was made. Maps of snow cover depths and snow accumulation dynamics have been constructed for both periods. These maps made possible to analyze influence of the climatic changes on the depths of snow cover and the dynamics of snow accumulation.

A comparison of these values for the first (1991–2020) period with the same of the second one showed that in October–November in the European part of the Russian Arctic, the snow depths decreased by an average of 22% (first period) and 8% (second period), and in some areas the decrease reached 70 and 20%. In the Arctic part of Western Siberia, these characteristics of snow cover increased. Growth of snow cover depths in November/January/March averaged as 11/20/23%, and in some areas it exceeded 40%. The dynamics of snow accumulation in the Arctic for the whole period 1991–2020 averages 18/37%, in October/November, and 71/91% in January/March. In the European part of the Arctic, these values are smaller: 13/29% and 68/90%, respectively. The dynamics of snow accumulation in the west and in the center of the European Arctic territory by the end of the autumn period does not reach 30%, while in the Arctic part of Siberia this mainly exceeds 50%. In October/November 1991–2020, the dynamics of snow accumulation decreased in several regions of the European Arctic and the Arctic part of Western Siberia as compared to 1966–1990. On average over the entire territory of the Arctic, the decrease in the dynamics of snow accumulation compared to 1966–1990 amounted to 13/4% in October/November, and 3/1% in January/March.

Keywords: Arctic, snow depths, snow accumulation dynamics, climatic periods

REFERENCES

- Anisimov O. A., Streletsky D. A.* Geocryological risks in the melting of permafrost soils. *ARKTIKA. XXI vek. Estestvennyye nauki*. ARCTIC. XXI century. Natural sciences. 2015, 2: 60–74. [In Russian].
- Bulygina O. N., Razuvaev V. N., Korshunova N. N.* Snow cover over the Russian territory and its spatial and temporal changes in 1966–2010. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem*. Problems of ecological monitoring and modeling of ecosystems. 2011, 24: 211–227. [In Russian].
- Varlamov S. P., Skachkov Yu. B., Skryabin P. N., Baluta V. I.* Long-term variability of the thermal state in the upper horizons of the cryolithozone in Central Yakutia. *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki*. Arctic and Subarctic Natural Resources. 2023, 28 (3): 398–414. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2023-28-3-398-414> [In Russian].
- Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2022 god. Report on the peculiarities of the climate in the territory of the Russian Federation for 2022. Moscow: Roshydromet, 2023: 104 p. [In Russian].
- Zhuravlev G. G., Gorbatenko V. P., Tunaev E. L.* Blizzards on the territory of Tomsk region. *Trudi Glavnoi geofizicheskoi observatorii im. A. I. Voeykova*. Proc. of the Main Geophysical Observatory named A. I. Voeykov. 2019. № 594: 137–151. [In Russian].
- Kattsov V. M., Porfiriev B. N.* Climatic changes in the Arctic: consequences for the environment and economy. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economics. 2012, 2 (6): 66–79. [In Russian].

- Kotlyakov V. M.* Cryosphere and climate. *Ekologiya i zhizn'*. Ecology and Life. 2010, 11: 51–59. [In Russian].
- Osokin N. I., Samoilov R. S., Sosnovsky A. V., Sokratov S. A.* On the role of some natural factors in soil freezing. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 41–45. [In Russian].
- Osokin N. I., Samoilov R. S., Sosnovsky A. V.* Assessment of the effect of snow cover thickness on permafrost degradation during climate warming. *Izvestiya RAN (Akad. Nauk SSSR). Seriya Geograficheskaya*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographical series. 2006, 4: 40–46. [In Russian].
- Osokin N. I., Sosnovskiy A. V.* Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 1 (XIX): 99–105. [In Russian].
- Osokin N. I., Sosnovsky A. V.* Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, 3 (XX): 105–112. [In Russian].
- Pavlov A. V.* Monitoring kriolitozony. Monitoring of Permafrost. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 229 p. [In Russian].
- Popova V. V., Morozova P. A., Titkova T. B., Semenov V. A., Cherenkova E. A., Shiryaeva A. V., Kitaev L. M.* Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 4 (55): 73–86. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-86>
- Popova V. V., Shiryaeva A. V., Morozova P. A.* Changes in the snow depth characteristics in the territory of Russia in 1950–2013: the regional features and connection with the global warming. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, 4 (XXII): 65–75. [In Russian].
- Popova V. V., Turkov D. V., Nasonova O. N.* Estimates of recent changes in snow storage in the river Northern Dvina basin from observations and modeling. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 2 (61): 206–221. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020082>
- Radionov V. F., Aleksandrov E. I., Bryazgin N. N., Dementiev A. A.* Changes in temperature, precipitation and snow cover in the Arctic Sea region, 1981–2010. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 1 (53): 61–68. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-61-68>
- Rukovodyashchie ukazaniya VMO po raschetu klimaticheskikh norm. WMO guidelines for calculating climate normals. Geneva. WMO, 2017, 1203: 32 p. [In Russian].
- Skachkov Yu. B.* Thermal stability of the upper horizons of the cryolithozone of Central Yakutia under modern climate warming. PhD-tesis. Yakutsk: Institute of Permafrost Studies named P. I. Melnikov SB RAS, 2001: 25 p. [In Russian].
- 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, 2 (58): 183–190. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-183-190>
- Sosnovskiy A. V., Osokin N. I., Chernyakov G. A.* Impact of climate change on snow depth in forest and field areas in the first decade of the XXI century. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018a, XXII (2): 91–100. [In Russian]. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
- Sosnovsky V. A., Osokin, N. I.* Dynamics of depth and density of snow cover in the Arctic under modern climate. *Sbornik nauchnykh materialov II Vserossiyskoj konferencii «Lavyorovskie chteniya. Arktika: aktual'nye problemy i vyzovy»*. Proceedings of scientific materials of the II All-Russian Conference. “Laverov readings. The Arctic: current problems and challenges”. Federal Research Center for the Integrated Study of the Arctic named after Academician N. P. Laverov, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, 2023: 128–132. [In Russian].
- Sosnovsky A. V., Osokin N. I.* The Snow Depth in Forests and Fields on Lowlands of Russia under the Current Climate Conditions. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023a, 4 (63): 558–568. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673423040166>
- Sherstyukov A. B.* Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2008, 1 (XII): 79–87. [In Russian].
- Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V.* Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23: 3888–3906.
- Irannezhad M., Ronkanen A. K., Malekian A.* Editorial: Climate impacts on snowpack dynamics // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.970981>
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / Armstrong R. L., Brun E. (Eds.). Cambridge University Press, 2008: 256 p.
- Decree of the President of the Russian Federation dated 02.05.2014 No. 296 “On the land territories of the Arctic zone of the Russian Federation”. Retrieved from: <http://www.kremlin.ru/acts/bank/38377> (Last access: 15 May 2023) [In Russian].
- All-Russian Scientific Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center. Retrieved from: <http://meteo.ru> (Last access: 15 May 2023) [In Russian].

ОЦЕНКА СНЕЖНОСТИ ЗИМ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА ЮЖНО-САХАЛИНСКА

© 2024 г. Е. Н. Казакова

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия*

e-mail: kazakova-e-n@yandex.ru

Поступила 27 декабря 2023 г.

После доработки 6 февраля 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Приведены характеристики снежности территории городского округа «Город Южно-Сахалинск», полученные на основе анализа метеоданных за 1947–2023 гг. Проведена оценка снежности зим по разным методикам и выяснено, что такая оценка дает разные и в некоторых случаях противоречивые результаты.

Ключевые слова: снежность, снег, снежный покров, Сахалин

DOI: 10.31857/S2076673424020087

ВВЕДЕНИЕ

Снег ежегодно оказывает значительное влияние на функционирование урбанизированных территорий. Основные негативные последствия выпадения твёрдых осадков для социально-экономической сферы — это затруднения в движении транспорта и связанные с этим издержки, затраты на расчистку от снега, подтопление территорий из-за снеготаяния, сход лавин с природных и искусственных склонов. Кроме того, существование и характеристики снежного покрова оказывают влияние на сельское хозяйство и туристическую индустрию. Для прогноза ожидаемого уровня воздействия снега проводят оценку снежности зим.

Снежность — это характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова (Гляциологический словарь, 1984). Это понятие включает в себя условия выпадения и отложения твёрдых осадков, возникновение, существования и схода снежного покрова, данные о количестве выпадающего из атмосферы льда и максимальных снегозапасах (Гляциологический словарь, 1984). Обычно при оценке снежности зим выделяют три типа: малоснежные, среднеснежные и многоснежные зимы. Для оценки применяют разные характеристики (максимальный снегозапас, сумму твёрдых осадков, среднюю декадную толщину снежного покрова и т. п.) или их комбинации.

В работе проведена оценка снежности зим по разным параметрам на примере городского округа «Город Южно-Сахалинск» с целью определения наиболее репрезентативных методик.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Проблема оценки снежности территории рассматривалась многими учёными ещё с 1960-х годов. Разные авторы в своих работах используют разные характеристики для оценки снежности зим: снегозапас к началу снеготаяния (Яшина, 1978), среднюю декадную толщину и динамику снежного покрова (Галахов, 1961), максимальную толщину снежного покрова (Трошкина и др., 2005), среднезимнюю толщину снежного покрова (Олейников, 1982), сумму осадков, выпавших при температуре ниже +1 °С (Шмакин, 2010) и т. д. К мало- и многоснежным обычно относят зимы, в которые исследуемый параметр отличается от среднегодовых значений на 25–30% в меньшую или большую стороны соответственно.

Н. Н. Галахов выделяет типы зим по толщине и динамике снежного покрова: зима считается много- или малоснежной, если среднедекадная толщина снежного покрова отличалась на $\pm 25\%$ и более от среднегодовых в течение 2/3 зимы. Если в течение зимы толщина снежного покрова отклонялась от средней менее чем на 25%, то зима считается среднеснежной; а если изменялась в обе стороны — неустойчивоснежной (Галахов, 1961).

Некоторые авторы используют коэффициенты, рассчитываемые на основе нескольких параметров, например, продолжительности периода с устойчивым снежным покровом и средней толщины снежного покрова за тот же период (Осокин, 1967), суммы зимних осадков (ноябрь — март) и толщины снежного покрова (Medeu and others, 2022) либо числа

дней со снежным покровом толщиной больше 1 см, числа дней со снежным покровом толщиной больше 20 см и суммы толщины снежного покрова (Urban and others, 2018). Г. П. Медведева использует коэффициент В. П. Шульца: снежность зим рассчитывается на основе данных о максимальном снегозапасе и среднеквадратичного отклонения (Медведева, 1970).

В некоторых случаях авторы используют для оценки снежности зим суммы осадков, выпавших при низких температурах или в зимний период без привязки к температуре (Шмакин, 2010; Medeu and others, 2022), что, очевидно, не соответствует количеству осадков в виде снега и снижает качество оценки. Однако это вынужденная мера, вызванная отсутствием необходимых данных в метеоархивах и необходимостью найти альтернативу.

Оценка снежности зим в большинстве регионов России во многом осложнена, во-первых, из-за недостаточного количества точек наблюдений (особенно с длинными непрерывными рядами данных), во-вторых, вследствие высокой степени пространственной неоднородности снежного покрова (Черноус, 2019). Так, среднезимняя высота снежного покрова по данным метеостанции «Южно-Сахалинск» и по снегосъёмке отличается очень сильно (в некоторые годы на 50–60%).

В целом, несмотря на достаточно большое число работ, посвящённых оценке снежности зим, единого подхода к этой проблеме на данный момент не существует.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При анализе снежности зим в городском округе «Город Южно-Сахалинск» были использованы данные измерений, проводившихся на метеостанции «Южно-Сахалинск» (абс. высота 22 м над ур. моря), опубликованные на сайте ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>). Доступны данные за период с 1947 по 2022 г.

В работе использованы ежедневные данные о толщине снежного покрова на метеостанции, а также данные о снегозапасах (запасе воды в снеге) и толщине снежного покрова по данным снегосъёмки. К сожалению, метеорологические данные отличаются рядом неточностей и неоднородностью. Так, есть ряд пробелов в 1970-е и 1980-е годы. Снегосъёмки в 1970/71 и 1975/76 гг. проводились только в поле, а в остальные зимние сезоны – в лесу, что делает невозможным сравнение данных о снегозапасе в эти годы с основным рядом данных. Кроме того, как уже было сказано выше, снежный покров характеризуется высокой степенью пространственной неоднородности, в связи с чем данные о его толщине и снегозапасе могут отличаться очень сильно даже для точек, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга. Тем не менее, поскольку в оценку снежности зим заложено отклонение среднезимних значений

от среднемноголетних, а не конкретные величины, в целом данные наблюдения за снегом на метеорологических станциях и материалы снегосъёмки позволяют оценить снежность зим в достаточной степени.

В связи с неоднородностью метеоданных до 1986 г. оценка снежности зим для городского округа «Город Южно-Сахалинск» была выполнена для периода 1986–2022 гг.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Городской округ «Город Южно-Сахалинск» расположен в южной части о. Сахалин, в Сусунайской низменности между Сусунайским и Мицульским хребтами. Абсолютные высоты составляют от 10 м в низменной части до 100 м в предгорной. В границы городского округа входят и склоны Сусунайского хребта (самая высокая точка – гора Пушкинская, 1047 м), у подножия которого расположен город Южно-Сахалинск.

В городском округе и окрестностях в настоящее время проживает более 45% населения Сахалинской области (более 200 тыс. чел. по состоянию на 2021 г., по данным сайта sakhlin.gov.ru), расположен административный центр Сахалинской области, а также горнолыжный курорт «Горный воздух» (рис. 1).

Территория относится к Южно-Сахалинской климатической области. Особенности здешнего климата обусловлены действием муссона умеренных широт. Зимние атмосферные процессы в Южно-Сахалинске характерны для периода с ноября по март. Самый холодный месяц – январь (средняя месячная температура воздуха – 13.5 °С), период с температурой воздуха ниже –10 °С длится около 70 дней (по данным сайта sakhmeteo.ru). Для зимнего периода характерна активная циклоническая деятельность, обуславливающая частые снегопады и метели (Генесина, 1975).

Одна из важнейших характеристик снежности зим – это даты формирования и разрушения снежного покрова, а также его устойчивость. Устойчивым считается снежный покров, залегающий непрерывно не менее трёх декад подряд с перерывами не более 3 дней на каждые 30 дней, а устойчивость снежного покрова – это отношение числа дней с фактическим снежным покровом к общему числу дней от первого до последнего дня со снежным покровом (Гляциологический словарь, 1984).

В ходе анализа данных о снеге по метеостанции «Южно-Сахалинск» за период с 1986 по 2022 г. определены следующие параметры снежности зим. Снежный покров обычно появляется в первой декаде ноября. Средняя дата появления снежного покрова – 4 ноября, самая ранняя – 3 октября (2012 г.), самая поздняя – 23 ноября (1989 г.). Среднее число дней со снежным покровом – 146, минимальное – 117 дней (1989/90 г.), максимальное – 167 (1992/93 и 2016/17 гг.). Устойчивый снежный покров образуется в третьей декаде ноября, средняя дата – 23 ноября,

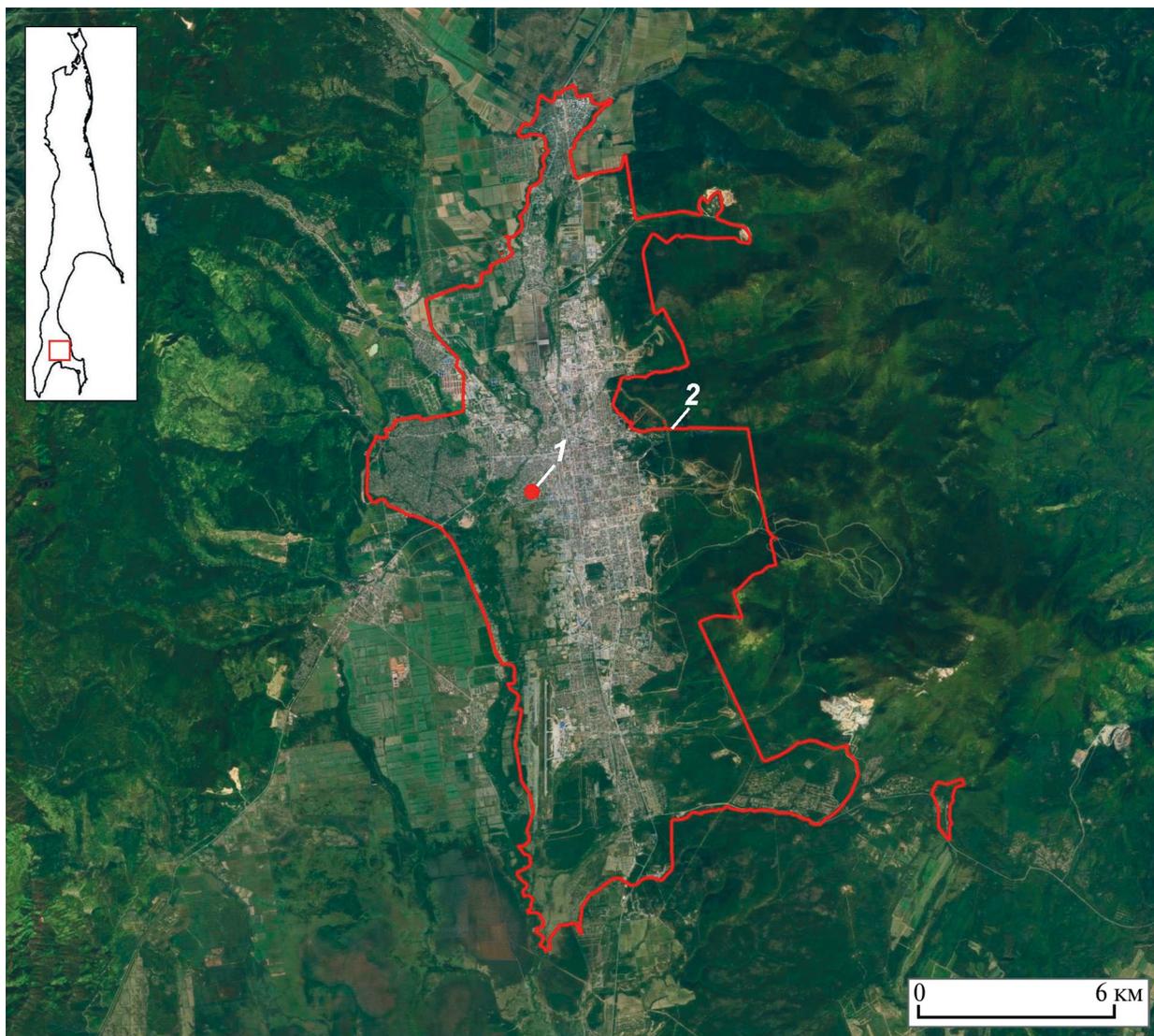


Рис. 1. Схема исследуемой территории: 1 – метеостанция «Южно-Сахалинск»; 2 – граница городского округа «Город Южно-Сахалинск»

Fig. 1. Scheme of the study area: 1 – weather station “Yuzhno-Sakhalinsk”; 2 – the boundary of the Yuzhno-Sakhalinsk urban district

а разрушается в первой декаде апреля (средняя дата – 8 апреля). Самая ранняя дата установления снежного покрова – 30 октября (2016 г.), самая поздняя – 20 декабря (2003 г.). Самая ранняя дата разрушения устойчивого снежного покрова – 18 марта (1990 г.), самая поздняя – 4 мая (2006 г.). Число дней с устойчивым снежным покровом колеблется от 104 (1989/90 и 1990/91 гг.) до 167 (2005/06 г.) и составляет в среднем 138 дней. Устойчивость снежного покрова колеблется в разные зимы от 68 до 99% и в среднем составляет 83%. Средняя дата схода снежного покрова – 24 апреля, самая ранняя – 24 марта (1989/90 г.), самая поздняя – 26 мая (1992/93 г.).

В районе Южно-Сахалинска (не считая горной части территории) период максимальных снегозапасов приходится в основном на третью декаду

марта – первую декаду апреля, причём в 44% зим – на третью декаду марта, в 31% – на первую декаду апреля. Среднегодовое максимальное количество снега по данным снегосъёмки составляет 258 мм. Минимальное из наблюдаемых – 56 мм (зима 2018/19 г.), максимальное – 449 мм (зима 1993/94 г.).

Среднезимняя толщина снежного покрова по данным метеоплощадки и снегосъёмки отличается очень сильно, в некоторые годы на 50–60%. Это связано с высокой пространственной неоднородностью снежного покрова, обусловленной ветровым перераспределением снега, различием в растительности и микрорельефе и т. п. Несмотря на то, что в целом колебания среднезимней толщины снежного покрова идут практически синхронно (рис. 2), в отдельные

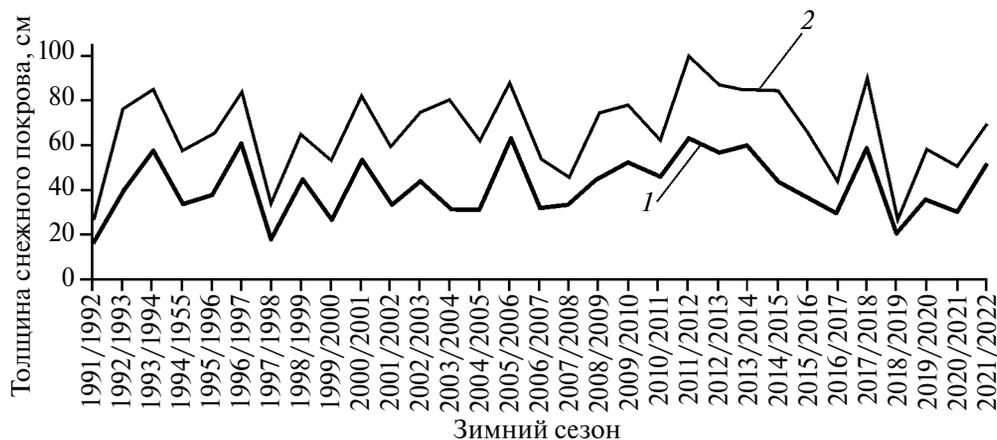


Рис. 2. Среднезимняя толщина снежного покрова в Южно-Сахалинске по данным метеостанции (1) и снегосъёмки (2)
Fig. 2. Average winter snow thickness in Yuzhno-Sakhalinsk according to weather station data (1) and snow survey (2)

годы они сильно различаются (например, зимой 2003/04 г.).

Основные параметры, использованные для определения снежности зим: максимальный снегозапас, сумма твёрдых осадков, сумма осадков, выпавших при температуре ниже $+1^{\circ}\text{C}$, средняя наибольшая декадная толщина снежного покрова, среднезимняя толщина снежного покрова (по метеостанции и по снегосъёмке), максимальная толщина снежного покрова (по метеостанции и по снегосъёмке). Их статистические характеристики приведены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Типы снежности зим были определены за последние 36 лет (1986–2022 гг.), поскольку в предыдущие годы в данных слишком много пробелов. Для оценки были использованы 9 методов: по максимальному за зиму снегозапасу (Яшина, 1978), по сумме твёрдых осадков, по среднезимней толщине снежного покрова по данным метеостанции и по снегосъёмке (Олейников, 1982), по средней наибольшей декадной толщине снежного покрова, по сумме осадков в виде снега (Шмакин, 2010), по методике Н. Н. Галахова (Галахов, 1961), по коэффициенту Шульца (Медведева, 1970), по максимальной за зиму толщине снежного покрова (Трошкина и др., 2005). Результаты приведены в табл. 2.

Только в 17% зим типы снежности, определённые на основе разных характеристик, совпали; в 61% зим типы снежности совпали по 2/3 показателей. Отметим, что даже при оценке снежности зим по одному показателю (по среднезимней толщине снежного покрова) на основе данных метеостанции и снегосъёмки, типы совпали только в 81% зим, что обусловлено очень высокой пространственной неоднородностью снежного покрова.

Типы снежности, определённые по среднезимней и по средней наибольшей декадной толщине снежного покрова, совпадают в 89% случаев; различие есть только в четырёх зимах (2001/02, 2004/05, 2006/07 и 2007/08 гг.), которые определены как мало- или среднеснежные в зависимости от используемого параметра. Однако в эти зимы толщина снежного покрова отличалась от среднемноголетней на 0.1–5.2% и находилась практически на границе типов снежности. Поскольку результаты оценки снежности зим по среднезимней и по средней из наибольших декадных толщин снежного покрова так близки, логично следовать рекомендации А. Д. Олейникова и использовать первый параметр, поскольку это расширяет возможности статистической обработки информации и упрощает процесс подготовки данных (Олейников, 2010).

Оценка по коэффициенту В. П. Шульца, где снежность зим рассчитывается на основе данных о максимальном снегозапасе и среднеквадратичного отклонения (Медведева, 1970) для Южно-Сахалинска осложнена тем, что она применяется, когда коэффициент вариации снегозапасов меняется в малых пределах и колеблется около 0.30, а здесь он равен 0.40. Поэтому в данном случае логичнее использовать метод, предложенный в (Яшина, 1978) и основанный на отклонении снегозапаса к началу снеготаяния от среднемноголетнего на 25%. Типы снежности, определённые по этим методам, совпали в 78% зим.

Выбор методов, основанных на таких параметрах, как сумма твёрдых осадков или сумма осадков, выпавших при температуре ниже $+1^{\circ}\text{C}$, целесообразен только в тех случаях, когда невозможно получить данные о толщине снежного покрова или снегозапасе.

Таблица 1. Статистические характеристики снежного покрова Южно-Сахалинска (на основе данных метеостанции «Южно-Сахалинск», 1986–2022 гг.)

Параметр	Средне-многолетнее	Медиана	Минимум	Максимум	Коэффициент вариации	Средне-квадратичное отклонение	Величина 25%-го отклонения от средне-многолетнего	Нижний и верхний пределы 25%-го отклонения от средне-многолетнего
Максимальный снегозапас, мм	258	234	56	449	0.40	102	64	193–322
Сумма твёрдых осадков, мм	226	209	120	408	0.31	71	56	169–282
Сумма осадков, выпавших при температуре ниже +1 °С, мм	287	296	158	423	0.25	71	72	215–359
Средняя наибольшая декадная высота снежного покрова, см	39	37	16	68	0.36	14	10	29–49
Среднезимняя толщина снежного покрова, см (по метеостанции)	35	33	13	59	0.36	13	9	26–44
Среднезимняя толщина снежного покрова, см (по снегосъёмке)	64	65	25	100	0.30	19	16	48–80
Максимальная толщина снежного покрова, см (по метеостанции)	78	75	31	132	0.35	27	19	58–97
Максимальная толщина снега, см (по снегосъёмке)	98	100	31	171	0.35	34	25	74–123

Таблица 2. Сопоставление типизации зим по снежности, определённой по разным методикам

Зимний сезон	Тип снежности									
	по сне-гозаласу к началу снеготаяния (Яшина, 1978)	по макси-мальному снегозапасу (коэффициенту Шульца (Мелведева, 1970))	по среднезимней толщине снежного покрова (Олейников, 1982) (по метеостанции)	по среднезимней толщине снежного покрова (Олейников, 1982) (по снегосъёмке)	по средней декадной высоте и диаметре снежного покрова (Галахов, 1961)	по средней наибольшей декадной толщине снежного покрова	по максимальной за зиму толщине снежного покрова (Трошкина и др., 2005 МГИ)	по сумме твердых осадков	по сумме осадков, выпавших при температуре ниже +1 °С (Шмакин, 2010)	
1986/87	3	3	2	2	3	0	2	3	2	2
1987/88	1	1	2	2	2	2	2	1	2	2
1988/89	2	1	1	2	2	0	1	2	1	3
1989/90	1	1	2	2	2	0	2	1	1	2
1990/91	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1991/92	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1992/93	3	3	2	2	2	2	2	3	3	2
1993/94	3	3	3	3	3	0	3	3	2	3
1994/95	2	1	2	2	2	0	2	2	2	2
1995/96	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
1996/97	2	3	3	2	2	0	3	3	2	2
1997/98	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1998/99	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
1999/00	2	1	1	2	2	0	1	2	2	2
2000/01	3	3	2	2	2	0	3	3	2	2
2001/02	2	2	2	2	2	0	1	2	1	1
2002/03	2	2	2	2	2	0	2	2	2	2
2003/04	3	3	2	2	2	1	1	2	2	2
2004/05	2	2	2	2	2	0	2	2	2	2
2005/06	3	3	3	3	3	3	3	3	2	3
2006/07	1	1	2	2	2	0	2	2	1	2
2007/08	1	1	2	2	1	0	1	1	2	1
2008/09	2	3	2	2	2	0	2	2	2	3
2009/10	2	2	2	2	2	3	3	2	2	2
2010/11	2	1	2	2	2	0	2	2	2	3
2011/12	3	3	3	3	3	0	3	3	3	2
2012/13	2	2	3	3	3	3	3	3	2	3
2013/14	2	2	3	2	2	0	3	2	3	2

Зимний сезон	Тип снежности									
	по сне-гозапасу к началу снего-таяния (Яшина, 1978)	по макси-мальному снегозапасу (коэффициенту Шульца (Медведева, 1970))	по среднезим-ней толщине снежного покрова (Олейников, 1982) (по метеостанции)	по среднезим-ней толщине снежного покрова (Олейников, 1982) (по снегосъемке)	по средней декадной высоте и ди-намике снеж-ного покрова (Галахов, 1961)	по сред-ней наи-большей декадной толщине снежного покрова	по макси-мальной за зиму тол-щине снежного покрова (Трош-кина и др., 2005 МГИ)	по сумме твердых осадков	по сумме осад-ков, выпавших при темпе-ратуре ниже +1 °С (Шма-кин, 2010)	
2014/15	2	3	2	2	0	2	3	2	2	
2015/16	1	1	2	2	0	2	2	-	2	
2016/17	1	1	1	1	0	2	1	-	2	
2017/18	3	3	3	3	3	3	3	-	2	
2018/19	1	1	1	1	1	1	1	-	1	
2019/20	2	1	2	2	2	2	1	-	2	
2020/21	1	1	2	1	0	1	2	-	2	
2021/22	2	2	2	2	0	2	2	-	2	

Примечание. Цифрами обозначены типы снежности: 0 — неопределенно снежная; 1 — малоснежная; 2 — среднеснежная; 3 — многоснежная.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на то, что снежность зим — комплексное понятие, включающее в себя ряд параметров, большинство авторов при оценке снежности используют значения только одного, максимум двух из них. Как следствие, оценка получается достаточно упрощённой и однобокой. Тем не менее при оценке снежности зим для решения практических задач не всегда нужно учитывать все возможные параметры одновременно.

При оценке снежности зим по среднезимним характеристикам не учитывается распределение количества выпадающих осадков во времени в течение зимнего сезона, что важно при определении снежности зим, например, для оценки предполагаемого воздействия снега на урбанизированные территории. Кроме того, не учитывается и продолжительность устойчивого залегания снежного покрова: например, в Южно-Сахалинске зимы 2013/14 и 2017/18 гг. относятся к многоснежным по средней толщине снежного покрова, средняя за зиму толщина снежного покрова примерно одинакова (59.5 и 58.9 см соответственно), однако устойчивый снежный покров зимой 2017/18 г. сохранился на 21 день дольше, чем зимой 2013/14 г. Методика Н. Н. Галахова (Галахов, 1961), который выделяет типы зим по отклонению среднедекадной толщины снежного покрова от среднеснежных значений на протяжении 2/3 зимы, удачна тем, что учитывает временной аспект, однако тоже имеет недостатки. Например, при оценке снежности в Южно-Сахалинске по этой методике 61% зим относится к неустойчивоснежным, а это малоинформативно.

Сложным вопросом остаётся оценка снежности зим в малоизученных горных районах, где нет продолжительных рядов наблюдений за характеристиками снежного покрова, а пространственная неоднородность снежного покрова ещё выше, чем на равнинных участках. Тем не менее, поскольку в оценку снежности зим по большинству методик заложены не абсолютные значения, а отклонения от средних, при отсутствии наблюдений могут быть использованы данные близлежащих равнинных метеостанций.

На взгляд автора, при оценке снежности зим для конкретных целей может быть использован один параметр, наиболее точно характеризующий эту цель (например, для оценки стока весеннего половодья целесообразно использовать максимальный снегозапас, а в лавиноведении — максимальную декадную толщину снежного покрова (Трошкина и др., 2009)). Для оценки общей снежности зим целесообразно использовать комплексный показатель, включающий в себя ряд параметров (например, продолжительность залегания снежного покрова и его среднезимнюю толщину). При этом для предотвращения недопонимания важно, чтобы в работах, посвящённых снежности зим, была приведена конкретная методика, использованная автором.

Что касается оценки снежности зим с точки зрения воздействия снега на инфраструктуру населённых территорий, то важна не только толщина снежного покрова, но и характер выпадения снега (например, интенсивность снегопадов). Если рассматривать воздействие снега на инфраструктуру, важно оценить продолжительность многоснежного периода в течение зимнего сезона, а не только максимальную толщину снега за зиму (например, большое количество снега может выпасть один раз за зиму в конце сезона, причинив гораздо меньше неудобств и экономических затрат, чем если то же количество снега выпадет в начале сезона). В этом случае для оценки снежности зим можно использовать число дней с толщиной снежного покрова более какой-либо конкретной величины, определяемой индивидуально для каждого региона в зависимости от средней толщины снежного покрова.

В целом оценка снежности зим позволяет получить общие представления о параметрах зим в регионе, о порядке величин толщины снежного покрова и т. п., поскольку из-за низкого уровня достоверности при оценке трендов дать адекватный прогноз снежности зим невозможно. Проанализировать повторяемость зим с разными типами снежности сложно, поскольку типы, определённые по разным параметрам, совпадают только в небольшом числе случаев.

ВЫВОДЫ

Оценка снежности зим сильно затруднена из-за неточностей в архивах метеонаблюдений и погрешностей метеорологических измерений, редкой сети метеостанций, высокой степени пространственной неоднородности снежного покрова, а также в связи с различием параметров, характеризующих снежность зим. Типы снежности зим, определённые по разным методикам, дают противоречивые значения: при оценке по девяти методикам для г. Южно-Сахалинска типы снежности совпали полностью только в 17% зим, а в 58% зим типы снежности совпали по 2/3 показателей.

На взгляд автора, разработать единый подход к оценке снежности зим невозможно, поскольку параметры, выбираемые для этого, различны в зависимости от целей этой оценки. Целесообразнее всего подбирать методику оценки снежности зим в зависимости от поставленных задач и от наличия достоверных исходных метеорологических данных для анализа.

Благодарности. Представленные результаты получены при финансовой поддержке государственного задания FWWW-2022-0001.

Acknowledgments. The presented results were obtained with the financial support of the state assignment FWWW-2022-0001.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Генесина А. С.* Основные синоптические процессы в зимний период над Сахалинской областью // Снег и лавины Сахалина. Л.: Гидрометеопиздат, 1975. С. 5–12.
- Гляциологический словарь / Ред. В. М. Котляков. Л., Гидрометеопиздат, 1984. 528 с.
- Медведева Г. П.* Влияние снежности зим на формирование весеннего половодья рек Западной Сибири в 1936–1965 гг. // Проблемы регионального земледелия. Вып. 3. Чита, 1970. С. 34–36.
- Трошкина Е. С., Сапунов В. Н., Селиверстов Ю. Г., Черноус П. А.* Динамика снежного покрова в Хибинах (1936–2002 гг.) // Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 99. С. 112–115.
- Трошкина Е. С., Селиверстов Ю. Г., Мокров Е. Г., Сапунов В. Н., Черноус П. А., Соловьев А. Ю.* Влияние изменения климатических условий на нивально-гляциальные процессы в Хибинах // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 2. С. 26–32.
- Олейников А. Д.* Применение существующих методов типизации зим для целей лавиноведения (на примере Западного Кавказа) // Материалы гляциологических исследований. 1982. Вып. 45. С. 70–74.
- Олейников А. Д.* Снежность зим в районе Красной Поляны (Западный Кавказ) // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2010. № 2. С. 39–45.
- Осокин И. М.* География снежного покрова горных районов Востока Забайкалья. Чита: Областное изд-во, 1967. 191 с.
- Черноус П. А.* О рационализации измерений характеристик снега для оценки его устойчивости на склоне // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. № 1. С. 114–142.
- Шмакин А. Б.* Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 43–57.
- Яшина А. В.* Основные принципы типизации зим центрально-европейской лесостепи по факторам формирования снежного покрова // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5. С. 92–101.
- Medeu A., Blagovechshenskiy V., Gulyayeva T., Zhdanov V., Ranova S.* Interannual Variability of Snowiness and Avalanche Activity in the Ile Alatau Ridge, Northern Tien Shan // Water. 2022. V. 14. P. 2936.
- Urban G., Richterová D., Kliegrová S., Zusková I., Pawliczek P.* Winter severity and snowiness and their multiannual variability in the Karkonosze Mountains and Jizera Mountains // Theory and Applied Climatology. 2018. V. 134. P. 221–240.

Citation: Kazakova E.N. On the problem of estimating the snowiness of winters by different methods by the example of the Yuzhno-Sakhalinsk city. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 252–261. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020087

On the problem of estimating the snowiness of winters by different methods by the example of the Yuzhno-Sakhalinsk city

E. N. Kazakova

The Special Research Bureau for Automation of Marine Research FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
e-mail: kazakova-e-n@yandex.ru

Received December 27, 2023 / Revised February 6, 2024 / Accepted April 10, 2024

The problem of estimating a snowiness (a snow coverage) of a territory is considered by many authors, but still nowadays no common approach to its solution is reached. Different authors use different characteristics in their works for estimating the winter snowiness. In this work the snowiness of winters was estimated using different parameters to determine the most representative one. The area under study is the Yuzhno-Sakhalinsk urban district. The data for the past 36 years (1986–2022) were used to determine the types of the winter snowiness in this district. The following nine methods have been applied: the maximum winter snow reserve; by the amount of solid precipitation; by the average winter thickness of snow cover from the weather station and by snow survey; by the average greatest ten-day thickness of snow cover; by the amount of precipitation in the form of snow; the method of N.N. Galakhov; the Schultz coefficient; and the maximum winter snow cover thickness. The results obtained are very contradictory. Thus, the types of snowiness completely coincided in only 17% of winters; while in 58% of winters the types of snowiness coincided by 2/3 of the above indicators. Estimation of snowiness using various parameters gives closer results when using data on snow reserve at the beginning of snowmelt and the average winter thickness of snow cover (coincidence in 78% of cases). The reason is that a major part of the above methods uses the values of only one parameter. But given that snowiness is a complex indicator, it would be reasonable to consider all possible parameters at the same time. It is impossible to develop a unified approach to estimating winter snowiness, since the parameters chosen for this problem depend on the goal of the determination. It would also be worthwhile to select a methodology for estimating winter snowiness depending on the tasks set, and on the availability and reliability of the initial meteorological data for the analysis. Such work is also complicated by the insufficient volume of meteorological data, as well as due to gaps in them.

Keywords: snowiness, snow, snow cover, Sakhalin Island

REFERENCES

- Galakhov N. N. Vydelenie tipov zim po vysote i dinamike snezhnogo pokrova na bolshey chasti territorii SSSR. Detection of winter types by depth and dynamics of snow cover across the majority of USSR territory. Rol' snezhnogo pokrova v prirodnykh protsessakh. The role of snow cover in natural processes. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1961: 11–26. [In Russian].*
- Genesina A. S. The main synoptic processes in winter over the Sakhalin region. Sneg i laviny Sahalina: sbornik statey. Snow and avalanches of Sakhalin: collection of articles. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 5–12. [In Russian].*
- Glyatsiologicheskii slovar'. Glaciological Glossary. Ed. V. M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].*
- Medvedeva G. P. The influence of winter snowfall on the formation of the spring flood of the rivers of Western Siberia in 1936–1965. Problemy regional'nogo zemlevedeniya. Problems of regional geoscience, vol. 3. Chita: 1970: 34–36. [In Russian].*
- Troshkina E. S., Sapunov V. N., Seliverstov Yu. G., Chernous P. A. Dynamics of snow cover in the Khibiny Mountains (1936–2002). Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2003: 112–115. [In Russian].*
- Troshkina E. S., Seliverstov Yu. G., Mokrov E. G., Sapunov V. N., Chernous P. A., Soloviev A. Yu. The influence of changes in climatic conditions on nival-glacial processes in the Khibiny Mountains. Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografija. Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2009, 2: 26–32. [In Russian].*

- Oleynikov A. D.* Application of existing methods of winter typification for avalanche research purposes (using the example of the Western Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 45: 70–74. [In Russian].
- Oleynikov A. D.* Snowiness of winters in the Krasnaya Polyanaya region (Western Caucasus). *Vestnik Moskovskogo universiteta*. Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2010, 2: 39–45. [In Russian].
- Osokin I. M.* Geografiya snezhnogo pokrova gornyh rajonov Vostoka Zabajkal'ya. Geography of snow cover in the mountainous regions of the East of Transbaikalia. Chita: Regional publishing house, 1967: 191 p. [In Russian].
- Chernous P. A.* On the rationalization of measurements of snow characteristics to assess its stability on a slope. *Gidrosfera. Opasnye processy i javleniya*. Hydrosphere. Dangerous processes and phenomena. 2019, 1 (1): 114–142. [In Russian]
- Shmakin A. B.* Climatic characteristics of snow cover in Northern Eurasia and their changes in recent decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1: 43–57. [In Russian].
- Yashina A. V.* Basic principles for typing winters in the Central European forest-steppe according to the factors of snow cover formation. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 1978, 5: 92–101. [In Russian].
- Medeu A., Blagovechshenskiy V., Gulyayeva T., Zhdanov V., Ranova S.* Interannual Variability of Snowiness and Avalanche Activity in the Ile Alatau Ridge, Northern Tien Shan. *Water*. 2022, 14: 2936.
- Urban G., Richterová D., Kliegrová S., Zusková I., Pawliczek P.* Winter severity and snowiness and their multiannual variability in the Karkonosze Mountains and Jizera Mountains. *Theor Appl Climatol*. 2018, 134: 221–240.

ИОННЫЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2024 г. А. В. Салтыков^{1*}, С. Н. Балыкин¹, Д. Н. Балыкин¹, И. В. Горбачев²

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия;

²Филиал АО «Центр эксплуатации объектов наземной космической инфраструктуры» – «НИИ ПМ им. академика В. И. Кузнецова», Москва, Россия

*e-mail: saltykovav@yandex.ru

Поступила 15 ноября 2023 г.

После доработки 22 марта 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Представлены результаты многолетних (с 2007 по 2021 г.) исследований ионного состава снежного покрова в труднодоступных равнинных и горных ландшафтах Сибири (Кетско-Тымская и Центрально-Якутская низменности, Северо-Западный и Северо-Восточный Алтай, Западный Саян, Алданское нагорье) и Дальнего Востока России (Становой хребет, Турана-Буреинский горный массив, Сунтар-Хаята и Сихотэ-Алинь).

Ключевые слова: ионы, глобальные фоновые концентрации, снежный покров, высокогорье, болота, тайга, Сибирь, Дальний Восток

DOI: 10.31857/S2076673424020092

ВВЕДЕНИЕ

Северная Азия – крупнейший макрорегион на севере Евразии (8.8% от общей площади суши Земли) (Bridges, 1990) с большим разнообразием орографических структур, которые оказывают влияние на местные климатические условия и, следовательно, на формирование снежного покрова. В зависимости от принадлежности водосборных бассейнов рек к Северному Ледовитому или Тихому океанам всю её территорию можно разделить на две части – Сибирь и Дальний Восток России соответственно.

Рельеф Сибири – огромный амфитеатр, открытый к Северному Ледовитому океану и разделённый Среднесибирским плоскогорьем и Верхоянской горной страной на воздушные «карманы» – Западно-Сибирскую и Центрально-Якутскую равнины, Колымскую низменность и другие. Горное обрамление этого амфитеатра состоит из Уральской, Алтае-Саянской и Байкальской горных стран, Станового нагорья, хребтов Джугджур и Сунтар-Хаята, а также Колымского и Чукотского нагорий. Крайнее размещение горных массивов на западе, юге и востоке Сибири, а также её открытость с севера обеспечивают большое влияние Северного Ледовитого океана и отчасти Атлантического, а также ограничивает влияние Тихого океана и Центральной Азии. Снегонакопление на всей территории Сибири происходит в течение 150–270 дней. В результате мощность снежного

покрова в лесной зоне Западно-Сибирской равнины превышает 50–60 см, в тундровой снижается до 40–50 см, а в степной – до 25–30 см. В предгорьях и низкогорьях Алтае-Саянской горной страны его мощность может достигать 200–300 см (Архипов и др., 1970; Трофимов, 1975; Танасиенко, Чумбаев, 2008). Несмотря на длительные зимы, а также на практически полное отсутствие оттепелей, мощность снежного покрова на Центрально-Якутской равнине и в предгорьях Саян в конце зимы составляет менее 30 см, на Крайнем Севере в связи с увеличением циклонической деятельности она возрастает до 40–50 см, а ближе к долине р. Енисей становится более 80 см. Высота снежного покрова на побережье моря Лаптевых составляет около 30 см, к востоку и югу она увеличивается до 60–70 см, а на северных хребтах Колымского и Чукотского нагорий – до 100–150 см (Кононова, 2012; Максютлова, 2012; Трофимова, Балыбина, 2012; Максютлова, 2013).

В отличие от Сибири, Дальний Восток России представляет собой прибрежную полосу, омываемую морями Тихого океана с одной стороны и прилегающими к ней склонами Станового хребта, Колымского и Чукотского нагорий, а также хребтов Джугджур и Сунтар-Хаята – с другой. Тем не менее, как и в Сибири, здесь имеются воздушные «карманы» – Анадырская низменность, долина р. Амур и другие более мелкие. Формирование мощного снежного покрова (более 60 см) на территории Анадырской

низменности и особенно на склонах хребтов Корякского нагорья связано с влиянием циклонов северной части Тихого океана и его морей. В долине р. Амур, наоборот, зима отличается малоснежностью (мощность снежного покрова не превышает 20–40 см) за счёт холодных сухих воздушных масс из Средней Сибири, для которых среднегорные хребты Станового нагорья не являются препятствием (Коршунова и др., 2021).

Снежный покров – основное звено в миграции многих ионов на Земле. В течение всего периода снегонакопления он аккумулирует их из воздуха, а во время таяния происходит интенсивное поступление накопленных ионов в другие объекты биогеоценоза (почву, поверхностные воды, растения и др.). Изучение этого процесса имеет важное значение для глобального контроля и прогнозирования загрязнения, особенно в северных и высокогорных регионах (Глазовский и др., 1983; Василенко и др., 1985; Лосев и др., 1993; Kaasik et al., 2000; Войтов и др., 2000; Тентюков, 2007; Горюнова и др., 2007; Макаров, 2007; Василевич и др., 2011; Алексеев, 2013).

К наиболее распространённым ионам в снежном покрове относятся Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- и NO_2^- (Потапова, Макаров, 2017; Игнатенко, Рябов, 2021). Присутствие в нём ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} в большей степени обусловлено седиментацией твёрдых частиц в результате ветровой эрозии и дальнейшим их растворением (Василевич и др., 2011), обычно имеет локальный характер распространения. Количество ионов HCO_3^- в снежном покрове определяется концентрацией CO_2 в атмосфере (Ступникова, Салихова, 2016). Ион Cl^- в незагрязнённых атмосферных осадках, в основном, морского генезиса (Алекин, 1953; Морарь, 2003). Ионы SO_4^{2-} накапливаются в снеге за счёт осаждения аэрозолей диоксида серы из воздуха вместе с пылью под действием сил гравитации, а также в результате выветривания засоленных почв на морском побережье (Морарь, Чертищева, 2007; Карамышева, 2017). Ионы NH_4^+ , NO_3^- и NO_2^- постоянно выделяются в незамерзающих приозёрных и заболоченных биогеоценозах. Обычно нитрит-ионов в снежном покрове обнаруживается очень мало, так как в зимнее время происходит затухание процесса нитрификации (Морарь, 2003).

Исследования ионного состава снежного покрова проводятся, в основном, вокруг городов и промышленных центров, что естественно, так как именно здесь происходит интенсивное загрязнение атмосферы (Микушин и др., 2006; Асфандиярова и др., 2013; Еремин и др., 2015; Ступникова, Салихова, 2016; Игнатенко, Рябов, 2021). Мониторинг фоновых концентраций ионов в снежном покрове на территории РФ осуществляет Росгидромет, который имеет большое количество метеостанций как в Сибири, так и на Дальнем Востоке. Тем не менее все они так или иначе приурочены к населённым пунктам, а значит

не охватывают труднодоступные территории, где по многим причинам невозможно организовать постоянное наблюдение.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования ионного состава снежного покрова в труднодоступных ландшафтах Северной Азии были выбраны 11 мониторинговых регионов (рисунок). Все они расположены в границах охотничьих угодий и заповедников вдали от населённых пунктов и промышленных объектов, с ними нет постоянного автотранспортного сообщения (табл. 1). Основное влияние на состояние ландшафтов этих территорий оказывает атмосферный перенос загрязняющих примесей, воздействие которых отражается в ионном составе снежного покрова.

В каждом мониторинговом регионе с учётом вероятного распространения загрязнителей окружающей среды, метеорологических условий, рельефа местности, транспортной доступности (возможностей для посадки вертолёта) и ландшафтно-геохимических особенностей территории были выбраны по 3–15 мониторинговых площадок, в которых в свою очередь отбирали по пять образцов снега в период максимального снегонакопления на всю глубину снежного покрова (Методические рекомендации..., 1990). Их помещали в пластиковые куботейнеры с плотно прилегающими крышками для доставки в химическую лабораторию с помощью авиа- или автотранспорта (в зависимости от удалённости места отбора проб).

Доставленные в химическую лабораторию образцы снега растапливали в закрытых куботейнерах при комнатной температуре и отфильтровывали через мембранный фильтр с порами диаметром 0.45 мкм.

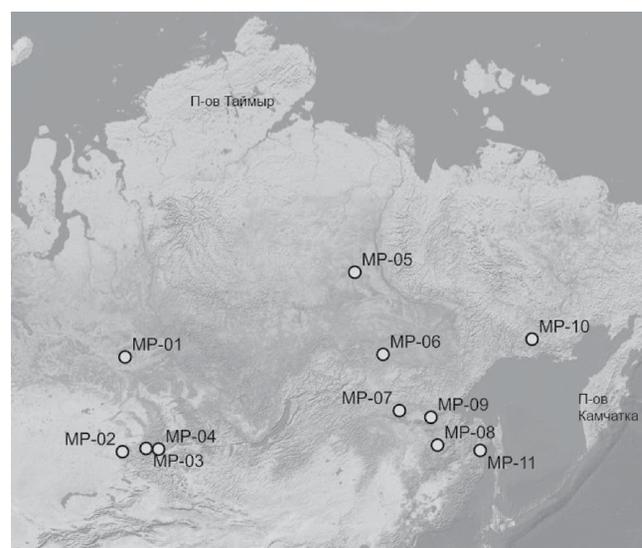


Рис. Местоположение мониторинговых регионов
Fig. Location of the monitoring regions

Таблица 1. Описание мониторинговых регионов

Название региона	Шифр региона	Описание	Количество площадок
Кетско-Тымский	MP-01	Равнинные болотно-лесные ландшафты Кетско-Тымской низменности. Бассейн р. Кети.	5
Тигирецкий	MP-02	Высокогорные альпийские ландшафты Тигирецкого хребта. Бассейн р. Чарыш.	3
Иолго-Сумультинский	MP-03	Высокогорные альпийские ландшафты Сумультинского хребта и хребта Иолго. Бассейн р. Бии.	7
Абакано-Шапшальский	MP-04	Высокогорные альпийские ландшафты Абаканского и Шапшальского хребта. Бассейн рр. Абакан, Хемчик и Чулышман.	13
Центрально-Якутский	MP-05	Равнинные болотно-лесные ландшафты Центрально-Якутской низменности. Бассейн р. Тюнг.	8
Алданский	MP-06	Низкогорные лесные ландшафты Алданского нагорья. Бассейн рр. Амга, Алдан и Туолба.	15
Верхнезейско-Становой	MP-07	Низкогорные лесные и пойменные ландшафты Станового хребта. Бассейн р. Зеи.	10
Турана-Буреинский	MP-08	Среднегорные лесные и высокогорные субальпийские ландшафты Буреинского хребта и хребта Турана. Бассейн р. Буреи.	8
Удско-Становой	MP-09	Среднегорные и высокогорные долинные ландшафты Станового хребта. Бассейн р. Уды.	12
Сунтар-Хаятанский	MP-10	Среднегорные лесные и высокогорные альпийские ландшафты хребта Сунтар-Хаята. Бассейн рр. Яна и Хурэн.	10
Сихотэ-Алинский	MP-11	Низкогорные лесные и пойменные ландшафты Сихотэ-Алиня. Бассейн р. Яй.	7

В отфильтрованных образцах снеговой талой воды определяли кислотность, минерализацию, концентрацию основных (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) и азотсодержащих (NH_4^+ , NO_2^- и NO_3^-) ионов с использованием общепринятых стандартных методик (Пузанов и др., 2022).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кислотность и минерализация. За весь период наблюдения (с 2007 по 2022 г.) кислотность снежного покрова в мониторинговых регионах изменялась несущественно (табл. 2). Наиболее низкие значения рН обнаружены в образцах из Турана-Буреинского (2014 г. – 4.34), Сихотэ-Алинского (2014 г. – 4.68) и Кетско-Тымского (2009 г. – 4.98) регионов, а наиболее высокие – из Абакано-Шапшальского (2008 г. – 6.60) и Иолго-Сумультинского (2015 г. – 6.74) регионов. Несмотря на незначительные колебания этого показателя можно заметить, что более

высокие величины рН определены в пробах из высокогорных мониторинговых регионов, а более низкие – из равнинных.

Минерализация снежного покрова во многих мониторинговых регионах за весь период наблюдения оставалась приблизительно на одном уровне (от 10 до 35 мг/л). Исключение среди них – Иолго-Сумультинский и Абакано-Шапшальский районы, где в период с 2009 по 2011 г. в пробах обнаружены самые высокие значения этого показателя (61 и 42 мг/л соответственно). Таким образом, повышенной минерализацией отличаются образцы из горных (особенно высокогорных) мониторинговых регионов, где в зимнее время часто встречаются оголенные участки коренных пород, способствующие увеличению пылевой нагрузки на снежный покров.

По результатам анализа кислотности и минерализации отобранных образцов снеговые талые воды мониторинговых регионов относятся к ультрапресным кислым, слабокислым и нейтральным

Таблица 2. Кислотность и минерализация снеговых талых вод мониторинговых регионов

Шифр региона	Кислотность (рН)	Минерализация, мг/л
МР-01	$\frac{4.98 (2009 \text{ г.}) - 5.54 (2013 \text{ г.})}{5.28 \pm 0.15^{**}}$	$\frac{9.7 (2014 \text{ г.}) - 21.3 (2010 \text{ г.})}{16.7 \pm 3.0}$
МР-02	$\frac{5.80 (2009 \text{ г.}) - 6.51 (2008 \text{ г.})}{6.15 \pm 0.18}$	$\frac{12.4 (2018 \text{ г.}) - 35.6 (2010 \text{ г.})}{18.8 \pm 4.6}$
МР-03	$\frac{5.29 (2019 \text{ г.}) - 6.74 (2015 \text{ г.})}{5.99 \pm 0.26}$	$\frac{12.0 (2019 \text{ г.}) - 61.5 (2010 \text{ г.})}{22.8 \pm 10.4}$
МР-04	$\frac{5.75 (2012 \text{ г.}) - 6.60 (2008 \text{ г.})}{6.04 \pm 0.20}$	$\frac{10.1 (2019 \text{ г.}) - 41.3 (2011 \text{ г.})}{20.1 \pm 10,3}$
МР-05	$\frac{5.54 (2017 \text{ г.}) - 6.05 (2018 \text{ г.})}{5.80 \pm 0.25}$	$\frac{10.8 (2017 \text{ г.}) - 11.2 (2018 \text{ г.})}{11.0 \pm 0,2}$
МР-06	$\frac{5.77 (2014 \text{ г.}) - 6.05 (2017 \text{ г.})}{5.91 \pm 0,09}$	11.4 (2018 г.)
МР-07	$\frac{5.47 (2019 \text{ г.}) - 5.88 (2014 \text{ г.})}{5.68 \pm 0.12}$	$\frac{13.8 (2018 \text{ г.}) - 20.4 (2014 \text{ г.})}{17.1 \pm 1.9}$
МР-08	4.34 (2014 г.)	Не определяли
МР-09	5.38 (2014 г.)	17.3 (2014 г.)
МР-10	$\frac{5.42 (2014 \text{ г.}) - 5.80 (2013 \text{ г.})}{5.61 \pm 0.19}$	$\frac{23.4 (2014 \text{ г.}) - 29.0 (2013 \text{ г.})}{26.2 \pm 2.8}$
МР-11	4.68 (2014 г.)	Не определяли

Примечание. *В числителе представлены минимальное и максимальное значения показателя; **в знаменателе – среднее арифметическое значение и его ошибка.

(Гусева и др., 2000). Поэтому можно предположить, что в снежном покрове в этих регионах содержание исследуемых ионов очень низкое, с преобладанием в их составе анионов (HCO_3^- , Cl^- и SO_4^{2-}).

Основные ионы. Во всех отобранных образцах снега молярная концентрация катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} оказалась ниже 0.1 моль/л (предел обнаружения использованного титриметрического метода анализа). Молярная концентрация анионов HCO_3^- в анализируемых образцах снега из Кетско-Тымского, Тигирецкого, Иолго-Сумульгинского и Абакано-Шапшальского мониторинговых регионов значительно варьировала, при этом можно отчётливо выделить два временных отрезка: до 2012 г. и после (табл. 3). До 2012 г. в этих регионах наблюдались более высокие концентрации рассматриваемого аниона. Начиная с 2012 г. молярная концентрация анионов HCO_3^- в снежном покрове перечисленных выше регионов резко снизилась с 0.26 до 0.06, с 0.28 до 0.08, с 0.35 до 0.06 и с 0.39 до 0.05 моль/л соответственно.

Аналогичная ситуация в снежном покрове мониторинговых регионов наблюдалась для сульфат-ионов, молярная концентрация которых была

также более высокой до 2012 г. Позднее их молярная концентрация снизилась: в Кетско-Тымском МР – с 0.14 до 0.09 моль/л, в Тигирецком – с 0.18 до 0.07 моль/л, в Иолго-Сумульгинском – с 0.27 до 0.07 моль/л и в Абакано-Шапшальском – с 0.28 до 0.06 моль/л.

В меньшей степени описанная выше ситуация характерна для хлорид-ионов, молярная концентрация которых только в 2010 г. достигла 0.26 моль/л (Иолго-Сумульгинский регион). В остальные годы её значения изменялись от 0.01 (Абакано-Шапшальский и Верхнезейско-Становой регионы в 2019 г.) до 0.17 (Верхнезейско-Становой регион в 2014 г.) моль/л.

Повышенная молярная концентрация анионов HCO_3^- и SO_4^{2-} в снежном покрове мониторинговых регионов связана в большей степени с многочисленными пожарами лесов и торфяников в Сибири и на Дальнем Востоке России (Кущенгий и др., 2012), имеющими здесь глобальные масштабы (Сухинин, 2010; Пономарев, 2014; Фурьев и др., 2018; Воронова и др., 2020; Московченко и др., 2020; Латышева и др., 2021; Иванова, Иванов, 2023), а возможно

Таблица 3. Молярная концентрация основных ионов в снеговых талых водах мониторинговых регионов, моль/л

Шифр региона	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
MP-01	0.06 (2014 г.) – 0.26 (2010 г.)* 0.14 ± 0.06**	0.074 (2009 г.) – 0.135 (2010 г.) 0,111 ± 0.021	0.022 (2014 г.) – 0.070 (2012 г.) 0.061 ± 0.013
MP-02	0.08 (2021 г.) – 0.28 (2010 г.) 0.14 ± 0.05	0.070 (2022 г.) – 0.178 (2009 г.) 0.103 ± 0.024	0.028 (2021 г.) – 0.127 (2010 г.) 0.069 ± 0.023
MP-03	0.06 (2019 г.) – 0.35 (2010 г.) 0.14 ± 0.07	0.069 (2021 г.) – 0.271 (2010 г.) 0.120 ± 0.046	0.039 (2018 г.) – 0.265 (2010 г.) 0.080 ± 0.043
MP-04	0.05 (2015 г.) – 0.39 (2009 г.) 0.17 ± 0.11	0.052 (2012 г.) – 0.280 (2009 г.) 0.095 ± 0.041	0.014 (2019 г.) – 0.210 (2009 г.) 0.075 ± 0.040
MP-05	0.08 (2017 г.) – 0.09 (2018 г.) 0.08 ± 0.01	0.065 (2018 г.) – 0.066 (2017 г.) 0.066 ± 0.001	0.045 (2017 г.) – 0.051 (2018 г.) 0.048 ± 0.003
MP-06	0.09 (2018 г.) – 0.11 (2017 г.) 0.10 ± 0.01	0.034 (2014 г.) – 0.077 (2017 г.) 0.057 ± 0.014	0.042 (2017 г.) – 0.072 (2014 г.) 0.057 ± 0.010
MP-07	0.10 (2015 г.) – 0.20 (2019 г.) 0.12 ± 0.02	0.054 (2014 г.) – 0.086 (2018 г.) 0.072 ± 0,010	0.010 (2019 г.) – 0.168 (2014 г.) 0.083 ± 0.043
MP-08	0.10 (2014 г.)	0.040 (2014 г.)	0,020 (2014 г.)
MP-09	0.10 (2014 г.)	0.127 (2014 г.)	0.053 (2014 г.)
MP-10	0.10 (2014 г.) – 0.18 (2013 г.) 0,14 ± 0.04	0.121 (2014 г.) – 0.174 (2013 г.) 0.148 ± 0.027	0.020 (2014 г.) – 0.029 (2013 г.) 0.025 ± 0.005
MP-11	0.10 (2014 г.)	0.040 (2014 г.)	0.020 (2014 г.)

Примечание. *В числителе представлены минимальное и максимальное значения показателя; **в знаменателе – среднее арифметическое значение и его ошибка.

и в европейской части России (особенно в 2010 г.) (Исаков и др., 2011). Влияние пожаров на снежный покров связано не только с эмиссией газов в атмосферу, которые впоследствии могут долго (до нескольких лет) в ней находиться, но и с распространением золы от обгоревших стволов деревьев и кустарников в зимний период.

Соотношение $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ в снежном покрове показало, что во всех мониторинговых регионах анионы HCO_3^- преобладают над Cl^- (от 1.1 до 20.0 раз) даже вблизи морского побережья Дальнего Востока. Исключением были единичные годы, когда их соотношение снижалось до 0.5 (2015 г., в Абакано-Шапшальском МР) и 0.6 (2014 г., в Верхнезейско-Становом МР) соответственно. Таким образом, влияние пирогенных источников на снежный покров в Удско-Становом, Сунтар-Хаятанском и Сихотэ-Алинском мониторинговых регионах гораздо значительнее, чем морских воздушных масс. Можно выделить три пространственно-временные области, где превышение HCO_3^- особенно ощутимо – с 2008 по 2013 г. (Кетско-Тымский, Тигирецкий и Абакано-Шапшальский мониторинговые регионы) от 3.7 до 6.3, с 2013 по 2014 г. (Турана-Буреинский,

Сунтар-Хаятанский и Сихотэ-Алинский мониторинговые регионы) от 5.0 до 6.0 и с 2017 по 2019 г. (Тигирецкий, Абакано-Шапшальский и Верхнезейско-Становой мониторинговые регионы) от 4.0 до 20.0.

Многолетняя динамика соотношения HCO_3^- с SO_4^{2-} более стабильна, чем с Cl^- , так как эти анионы имеют общие глобальные источники поступления в атмосферу – пирогенные выбросы. Тем не менее можно выделить более высокие значения этого показателя в Абакано-Шапшальском (2008, 2010 и 2012 гг. – 3.4, 2.9 и 2.5 соответственно), Алданском (2014 и 2015 гг. – 3.0 и 2.3 соответственно), Верхнезейско-Становом (2019 г. – 2.6), Турана-Буреинском (2014 г. – 2.5) и Сихотэ-Алинском (2014 г. – 2.5) мониторинговых регионах. При этом ни одно из них не достигает максимальных величин, характерных для $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$.

Анионы SO_4^{2-} и Cl^- также имеют общие источники поступления в атмосферу – свободные от снежного покрова побережья морей и засоленных озёр, но поскольку эмиссия первого в большей степени связана с пирогенными явлениями,

Таблица 4. Молярная концентрация азотсодержащих ионов в снеговых талых водах мониторинговых регионов

Шифр региона	NH_4^+	NO_3^-	NO_2^-
MP-01	0.0028 (2014 г.) – 0.0033 (2013 г.)* 0.0031 ± 0.0002**	0.0013 (2014 г.) – 0.0056 (2013 г.) 0,0039 ± 0.0015	0.0002 (2014 г.) – 0.0004 (2009 г.) 0.0003 ± 0.0001
MP-02	0.0028 (2007 г.) – 0.0188 (2011 г.) 0.0075 ± 0.0046	0.0012 (2013 г.) – 0.0046 (2009 г.) 0.0025 ± 0.0006	0.0002 (2019 г.) – 0.0025 (2013 г.) 0.0011 ± 0.0006
MP-03	0.0028 (2019 г.) – 0.0187 (2018 г.) 0.0086 ± 0.0044	0.0013 (2013 г.) – 0.0277 (2021 г.) 0.0072 ± 0.0060	0.0002 (2013 г.) – 0.0005 (2018 г.) 0.0003 ± 0.0001
MP-04	0.0032 (2012 г.) – 0.0104 (2019 г.) 0.0061 ± 0.0024	0.0013 (2012 г.) – 0.0065 (2008 г.) 0.0022 ± 0.0011	0.0002 (2012 г.) – 0.0016 (2009 г.) 0.0004 ± 0.0003
MP-05	Не определяли	0.0018 (2017 г.) – 0.097 (2018 г.) 0.0057 ± 0.0039	0.0002 (2018 г.)
MP-06	Не определяли	0.0021 (2017 г.) – 0.0112 (2014 г.) 0.0069 ± 0.0029	0.0002 (2018 г.) – 0.0009 (2014 г.) 0.0005 ± 0.0003
MP-07	0.0063 (2012 г.) – 0.0286 (2014 г.) 0.0174 ± 0.0074	0.0080 (2012 г.) – 0.0218 (2018 г.) 0.0150 ± 0.042	0.0002 (2018 г.) – 0.0007 (2014 г.) 0.0004 ± 0.0002
MP-08	0.0046 (2014 г.)	0.0245 (2014 г.)	0.0002 (2014 г.)
MP-09	0.0030 (2014 г.)	0.0116 (2014 г.)	0.0002 (2014 г.)
MP-10	0.0026 (2014 г.) – 0.0028 (2013 г.) 0.0027 ± 0.0001	0.0003 (2014 г.) – 0.0015 (2013 г.) 0.0009 ± 0.0006	0.0002 (2013 г.)
MP-11	0.0040 (2014 г.)	0.0063 (2014 г.)	0.0002 (2014 г.)

Примечание. *В числителе представлены минимальное и максимальное значения показателя; **в знаменателе – среднее арифметическое значение и его ошибка.

интенсивность которых отличается высокой динамикой по годам, величина $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ достаточно сильно варьирует (от 0.5 до 7.7). Наиболее высокими значениями этого показателя выделяются Кетско-Тымский (2014 г. – 4.0), Тигирецкий (2009 г. – 4.4), Абакано-Шапшальский (2012 и 2019 гг. – 2.6 и 5.4 соответственно), Верхнезейско-Становой (2019 г. – 7.7) и Сунтар-Хаятанский (2013 и 2014 гг. – 6.0 и 6.1 соответственно) мониторинговые регионы.

Азотсодержащие ионы. Во многих мониторинговых регионах молярная концентрация ионов NH_4^+ в снежном покрове варьировала от 0.003 (Сунтар-Хаятанский в 2014 г.) до 0.010 (Абакано-Шапшальский в 2019 г.) моль/л. Исключением оказались горные мониторинговые регионы (табл. 4): Тигирецкий, Иолго-Сумультинский и Верхнезейско-Становой, в которых её максимальная величина в отдельные годы достигала 0.019 (2011 г.), 0.019 (2018 г.) и 0.029 (2014 г.) моль/л соответственно.

Многолетняя динамика молярной концентрации ионов NO_3^- в снежном покрове мониторинговых

регионов варьирует от 0.0003 до 0.0277 моль/л. Наиболее высокие значения этого показателя обнаружены в горных мониторинговых районах: Иолго-Сумультинском в 2021 г. (0.0277 моль/л), Верхнезейско-Становом в 2017 г. (0.0218 моль/л) и Алданском в 2014 г. (0.0112 моль/л).

В отличие от остальных азотсодержащих ионов, для NO_2^- характерна очень низкая молярная концентрация в снежном покрове всех мониторинговых регионов, которая не превышала 0.0010 моль/л. Исключение составили образцы из Тигирецкого (с 2007 по 2014 г., кроме 2009 г.) и Абакано-Шапшальского (2009 и 2010 гг.) мониторинговых регионов, в которых этот показатель достигал максимальных значений – 0.0025 и 0.0016 моль/л соответственно. Таким образом, наиболее высокие молярные концентрации рассматриваемого аниона наблюдались до 2015 г.

Во всех мониторинговых регионах в снежном покрове среди азотсодержащих ионов преобладали NH_4^+ . Лишь в единичные годы их молярная концентрация становилась ниже, чем у NO_3^- .

ВЫВОДЫ

Снеговые талые воды, образующиеся при таянии снежного покрова в труднодоступных ландшафтах Северной Азии, относятся к ультрапресным, слабокислым и нейтральным. При этом более низкие значения pH и минерализации обнаружены в равнинных болотно-лесных биогеоценозах, а более высокие — в горных альпийских и субальпийских.

В результате частых масштабных пирогенных выбросов в ионном составе снежного покрова Северной Азии в течение всего периода наблюдений преобладали ионы HCO_3^- , даже вблизи морских побережий, где происходит интенсивное поступление в атмосферу анионов SO_4^{2-} и Cl^- . При этом до 2012 г. молярная концентрация всех исследуемых основных ионов отличалась более высокими значениями, которые в последующие годы снижались, особенно это заметно для гидрокарбонат-ионов и в меньшей степени — для хлорид-ионов.

Поскольку появление азотсодержащих ионов в снежном покрове связано с биохимическими процессами, интенсивность которых в период снегонакопления снижается, в снеговых талых водах Северной Азии их молярная концентрация также находится на низком уровне. Преобладающим ионом за всё время наблюдений был аммоний (особенно в высокогорных ландшафтах) и лишь в отдельные годы — нитрат-ион. Самой низкой молярной концентрацией отличались ионы NO_2^- , тем не менее в её многолетней динамике можно уловить более высокие значения в период наблюдения до 2015 г.

Благодарности. Работа выполнена в рамках бюджетного проекта № FUFZ-2021-0003 “Оценка эколого-биогеохимической обстановки в речных бассейнах Сибири в условиях изменения климата и антропогенного воздействия”.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the budget project No. FUFZ-2021-0003 “Assessment of the ecological and biogeochemical situation in the river basins of Siberia in the conditions of climate change and anthropogenic impact”.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеоздат, 1953. 297 с.
- Алексеев В. Р. Снежный покров как индикатор кумулятивного загрязнения земель // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 127–140.
- Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 279 с.
- Асфандиярова Л. Р., Панченко А. А., Юнусова Г. В., Ям-лиханова Е. А. Экологический анализ содержания загрязняющих веществ в воздушном бассейне промышленного города (на примере оксидов азота в г. Стерлитамак Республики Башкортостан) // Вест. Тюменского гос. ун-та. 2013. № 2. С. 182–188.
- Василевич М. И., Безносиков В. А., Кондратенко Б. М. Химический состав снежного покрова на территории таежной зоны Республики Коми // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 494–506.
- Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 181 с.
- Войтов И. В., Самусенко А. М., Высоченко А. В., Капи-левич Ж. А. Научно-методические основы организации и ведения Национальной системы мониторинга окружающей среды Республики Беларусь (основные положения технического проекта НС-МОС). Минск: БелНИЦ «Экология», 2000. 228 с.
- Воронова О. С., Зима А. Л., Кладов В. Л., Черепанова Е. В. Аномальные пожары на территории Сибири летом 2019 г. // Исследование Земли из космоса. 2020. № 1. С. 70–82.
- Глазовский Н. Ф., Злобина А. И., Учвалов В. П. Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна // Региональный экологический мониторинг. М.: Наука, 1983. С. 67–86.
- Горюнова Н. В., Шевченко В. П., Новигатский А. Н. Геохимия снежного покрова в Арктике // Криогенные ресурсы полярных регионов. Нарьян-Мар, 2007. Т. 1. С. 204–206.
- Гусева Т. В., Молчанова Я. П., Заика Е. А., Виниченко В. Н., Аверочкин Е. М. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды: справочные материалы. М: Междунар. социально-экологический союз, 2000. 148 с.
- Еремин В. Н., Решетников М. В., Гребенюк Л. В., Соколов Е. С. Особенности структуры геохимического поля снегового покрова на территории города Саратова // Изв. Саратовского ун-та. Сер.: Науки о Земле. 2015. Т. 15. Вып. 2. С. 36–40.
- Иванова Г. А., Иванов В. А. Динамика лесных пожаров на территории лесных районов Средней Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2023. Т. 4. № 2. С. 43–48.
- Игнатенко О. В., Рябов А. В. Содержание и распределение сульфат-ионов в снежном покрове на территории г. Братска и Братского района // Тр. Братского гос. ун-та. Сер.: Естественные и инженерные науки. 2021. Т. 1. С. 238–243.
- Исаков А. А., Аникин П. П., Елохов А. С., Курбатов Г. А. О характеристиках дымов лесных и торфяных пожаров в Центральной России летом 2010 г. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 478–482.
- Карамышева Д. В. Определение загрязнения почв сельскохозяйственного назначения по физико-химическим характеристикам снежного покрова // Междунар. студенческий науч. вестник. 2017. № 2. С. 109–114.

- Кононова Н. К. Влияние циркуляции атмосферы на формирование снежного покрова на северо-востоке Сибири // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 38–53.
- Коршунова Н. Н., Давлетшин С. Г., Аржанова Н. М. Изменчивость характеристик снежного покрова на территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2021. Т. 7. № 1. С. 80–100.
- Куценогий К. П., Валендик Э. Н., Буфетов Н. С., Барышев В. Б. Эмиссия лесного пожара в Центральной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2012. Т. 2. № 3. С. 87–91.
- Латышева И. В., Вологжина С. Ж., Лощенко К. А. Циркуляционные факторы возникновения лесных пожаров на территории Сибири и Дальнего Востока летом 2019 и 2021 гг. // Изв. Иркутского гос. ун-та. 2021. Т. 38. С. 54–70.
- Лосев К. С., Горшков В. Г., Кондратьев К. Я., Котляков В. М., Залиханов М. И., Данилов-Данильян В. И., Гаврилов И. Т., Голубев Г. Н., Ревякин В. С., Гракович В. Ф. Проблемы экологии России. М.: ВНИИ-ТИ, 1993. 348 с.
- Макаров В. Н. Геохимический мониторинг атмосферных осадков в Центральной Якутии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2007. 88 с.
- Максютова Е. В. Характеристика снежного покрова лесостепи Предбайкалья // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 54–61.
- Максютова Е. В. Многолетние колебания толщины снежного покрова и максимальных снегозапасов на территории Предбайкалья // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 40–47.
- Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. М.: ИМГРЭ, 1990. 15 с.
- Микушин В. В., Каплинский А. Е., Суторихин И. А., Пузанов А. В. Оценка аэрозольного загрязнения атмосферы заселенных пунктов Алтайского края и Республики Алтай по данным мониторинга снежного покрова // Экология урбанизированных территорий. 2006. № 2. С. 87–93.
- Морарь Н. Н. Роль компонентов атмосферы в формировании ядер конденсации // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 50–52.
- Морарь Н. Н., Чертищева О. А. Причины немонотонного тренда рН талых вод при оттаивании // Метеорология и гидрология. 2007. № 5. С. 81–87.
- Московченко Д. В., Арефьев С. П., Московченко М. Д., Юртаев А. А. Пространственно-временной анализ природных пожаров в лесотундре Западной Сибири // Сибирский экологич. журнал. 2020. № 2. С. 243–255.
- Пономарев Е. И. Классификация пожаров в Сибири по данным Terra/MODIS на основе показателя их радиационной мощности // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 56–64.
- Потапова С. А., Макаров В. Н. Оценка миграции хлор-иона из снега в грунты и озера в Центральной Якутии // Научный альманах. 2017. № 3–3 (29). С. 456–459.
- Пузанов А. В., Бабошкина С. В., Рождественская Т. А., Балыкин С. Н., Балыкин Д. Н., Салтыков А. В., Трошкова И. А., Двуреченская С. Я. Влияние биогеохимической обстановки водосборного бассейна озера Телецкое (Северо-Восточный Алтай) на содержание главных ионов и Fe в водах его притоков // Изв. Томского политехнич. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 2. С. 111–122.
- Савичев О. Г., Иванов А. О. Атмосферные выпадения в бассейне Средней Оби и их влияние на гидрохимический сток рек // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 1. С. 63–70.
- Ступникова Н. А., Салихова Т. В. Экологическое состояние снежного покрова в г. Петропавловске-Камчатском // Природные ресурсы, их современное состояние, охрана, промышленное и техническое использование. 2016. С. 54–58.
- Сухинин А. И. Мониторинг катастрофических пожаров в лесах Сибири // Решетневские чтения. 2010. Т. 1. С. 202–203.
- Танасиенко А. А., Чумбаев А. С. Особенности стока талых вод в Предсалаирье в чрезвычайно многоснежный гидрологический год // Сибирский экологич. журнал. 2008. Т. 15, № 6. С. 907–919.
- Тентюков М. П. Особенности формирования загрязнения снежного покрова: морозное конденсирование техногенных эмиссий (на примере районов нефтедобычи в Большеземельской тундре) // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 4. С. 31–41.
- Трофимов С. С. Экология почв и почвенные ресурсы Кемеровской области. Новосибирск: Наука, 1975. 299 с.
- Трофимова И. Е., Балыбина А. С. Мониторинг температуры почвы и толщины снежного покрова на территории Иркутской области // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 62–68.
- Фуряев В. В., Киреев Д. М., Фуряев И. В. Лесные пожары в ландшафтах Центральной Сибири // Леса России: политика, промышленность, наука, образование. 2018. Т. 2. С. 48–49.
- Чудаева В. А., Чудаев О. В., Юрченко С. Г. Особенности химического состава атмосферных осадков на юге Дальнего Востока // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 1. С. 60–71.
- Bridges E. M. World geomorphology. 6. Asia. Cambridge. 1990. P. 123–165.
- Kaasik M., Rõõm R., Røyset O., Vadset M., Sõukand Ü., Tõugu K., Kaasik H. Elemental and base anions deposition in the snow cover of north-eastern Estonia // Water, Air, and Soil Pollution. 2000. № 121. P. 349–366.

Citation: Saltykov A.V., Balykin S.N., Balykin D.N., Gorbachev I.V Ionic composition of snow cover on the territory of Siberia and the Far East. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 262–272. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020092

Ionic composition of snow cover on the territory of Siberia and the Far East

A. V. Saltykov^{1*}, S. N. Balykin¹, D. N. Balykin¹, I. V. Gorbachev²

¹Institute for water and environmental problems SB RAS, Barnaul, Russia;

²Center for Operation of Space Ground Based Infrastructure NII PM, Moscow, Russia

*e-mail: saltykovav@yandex.ru

Received November 15, 2023 / Revised March 22, 2024 / Accepted April 10, 2024

Long-term (from 2007 to 2022) observations of the dynamics of acidity, mineralization and ionic composition of snow cover in remote mountainous and lowland landscapes of Northern Asia were carried out. As a result, spatiotemporal changes in the molar concentration of basic (Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻, Cl⁻ and SO₄²⁻) and nitrogen-containing (NH₄⁺, NO₃⁻ and NO₂⁻) ions were analyzed. It turned out that during the entire observation period, bicarbonate ions prevailed in all monitoring regions, even near the sea coasts, where there is an intensive intake of sulfate and chloride ions into the atmosphere. Until 2012, the molar concentration of these three anions was characterized by higher values, which decreased 3–8 times in subsequent years, this is especially noticeable for bicarbonate ions and to a lesser extent for chloride ions. The molar concentration of nitrogen-containing ions in the snow cover of Northern Asia was at a low level (especially nitrite ions). Ammonium ions were predominant throughout the observation period (especially in mountainous landscapes) and only in some years – nitrate ions.

Keywords: ions, global background concentrations, snow cover, high mountains, swamps, taiga, Siberia, Russian Far East

REFERENCES

- Alekin O. A.* Osnovy gidrokhimii. Fundamentals of hydrochemistry. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1953: 297 p. [In Russian].
- Alekseev V. R.* Snow cover as an indicator of cumulative land pollution. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (1): 127–140. [In Russian].
- Arhipov S. A., Vdovin V. V., Mizzerov B. V., Nikolaev V. A.* Zapadno-Sibirskaya ravnina. The West Siberian plain. Moscow: Nauka, 1970: 279 p. [In Russian].
- Asfandiyarova L. R., Panchenko A. A., Yunusova G. V., Yamlihanova E. A.* Environmental analysis of contaminants in the air basin of an industrial city (the case of nitrogen oxides in Sterlitamak, Bashkortostan). *Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta*. Tyumen State University Herald. 2013. 4: 182–188. [In Russian].
- Vasilevich M. I., Beznosikov V. A., Kondratenok B. M.* Chemical composition of snow cover in the taiga zone of the Komi Republic. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2011, 38 (4): 494–506. [In Russian].
- Vasilenko V. N., Nazarov I. M., Fridman Sh. D.* Monitoring zagryazneniya snezhnogo pokrova. Monitoring of snow cover pollution. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
- Vojtov I. V., Samusenko A. M., Vysochenko A. V., Kapilevich Zh. A.* Nauchno-metodicheskie osnovy organizatsii i vedeniya Nacional'noj sistemy monitoringa okruzhayushchej sredy Respubliki Belarus' (osnovnye polozheniya tekhnicheskogo proekta NSMOS). Scientific and methodological foundations of the organization and maintenance of the National Environmental Monitoring System of the Republic of Belarus (the main provisions of the technical project of the NSMOS). Minsk: BelRC "Ecology", 2000: 228 p. [In Russian].
- Voronova O. S., Zima A. L., Kladoy V. L., Cherepanova E. V.* Abnormal fires in Siberia in the summer of 2019. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Exploring the Earth from space. 2020, 1: 70–82. [In Russian].
- Glazovskij N. F., Zlobina A. I., Uchvalov V. P.* The chemical composition of the snow cover of some areas of the Verkhneoksky basin. *Regional'nyj ekologicheskij monitoring*. Regional environmental monitoring. Moscow: Nauka, 1983: 67–86. [In Russian].
- Goryunova N. V., Shevchenko V. P., Novigatskij A. N.* Geochemistry of snow cover in the Arctic. *Kriogennyye resursy polyarnyh regionov*. Cryogenic resources of

- polar regions. *Naryan-Mar*, 2007, 1: 204–206. [In Russian].
- Guseva T. V., Molchanova Ya. P., Zaika E. A., Vinichenko V. N., Averochkin E. M.* *Gidrohimiicheskie pokazateli sostoyaniya okruzhayushchej sredy: spravochnye materialy. Hydrochemical indicators of the state of the environment: reference materials.* Moscow: International Socio-Ecological Union, 2000: 148 p. [In Russian].
- Eremin V. N., Reshetnikov M. V., Grebenyuk L. V., Sokolov E. S.* The structure features of geochemical field of snow cover in the city of Saratov. *Izvestiya Saratovskogo universiteta. Seriya: Nauki o Zemle. Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences.* 2015, 15 (2): 36–40. [In Russian].
- Ivanova G. A., Ivanov V. A.* The dynamics of forest fires in the forest areas of Central Siberia. *Interexpo GEO-Sibir'.* Interexpo GEO-Siberia. 2023, 4 (2): 43–48. [In Russian].
- Ignatenko O. V., Ryabov A. V.* The content and distribution of sulfate ions in the snow cover on the territory of Bratsk and Bratsk district. *Trudy Bratskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Estestvennye i inzhenernye nauki.* Proceedings of the Bratsk State University. Series: Natural and Engineering Sciences. 2021, 1: 238–243. [In Russian].
- Isakov A. A., Anikin P. P., Elohov A. S., Kurbatov G. A.* On the characteristics of smoke from forest and peat fires in Central Russia in the summer of 2010. *Optika atmosfery i okeana.* Optics of the atmosphere and ocean. 2011, 24 (6): 478–482. [In Russian].
- Karamysheva D. V.* Determination of pollution of agricultural soil on physical and chemical characteristics of snow cover. *Mezhdunarodnyj studencheskij nauchnyj vestnik.* European Student Scientific Journal. 2017, 2: 109–114. [In Russian].
- Kononova N. K.* The influence of atmospheric circulation on the formation of snow cover in the northeast of Siberia. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 52 (1): 38–53. [In Russian].
- Korshunova N. N., Davletshin S. G., Arzhanova N. M.* Variability of snow cover characteristics over the territory of Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya.* Fundamental and Applied Climatology. 2021, 7 (1): 80–100. [In Russian].
- Kucenogij K. P., Valendik E. N., Bufetov N. S., Baryshev V. B.* Forest fire emissions in Central Siberia. *Interexpo GEO-Sibir'.* Interexpo GEO-Siberia. 2012, 2 (3): 87–91. [In Russian].
- Latysheva I. V., Vologzhina S. Zh., Loshchenko K. A.* Circulating factors of forest fires in Siberia and the Far East in the summer of 2019 and 2021. *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta.* Proc. of Irkutsk State University. 2021, 38: 54–70. [In Russian].
- Losev K. S., Gorshkov V. G., Kondrat'ev K. Ya., Kotlyakov V. M., Zalihanov M. I., Danilov-Danil'yan V. I., Gavrilov I. T., Golubev G. N., Revyakin V. S., Grakovich V. F.* *Problemy ekologii Rossii. Problems of Ecology of Russia.* M.: VINITI, 1993: 348 p. [In Russian].
- Makarov V. N.* Geohimicheskiy monitoring atmosferynyh osadkov v Central'noj Yakutii. *Geochemical monitoring of atmospheric precipitation in Central Yakutia.* Yakutsk: Permafrost Institute SB RAS, 2007: 88 p. [In Russian].
- Maksyutova E. V.* Characteristics of the snow cover of the forest-steppe in Cis-Baikal Area. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 52 (1): 54–61. [In Russian].
- Maksyutova E. V.* Long-term fluctuations of snow cover thickness and maximum snow storage in Cis-Baikal Area. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (2): 40–47. [In Russian].
- Metodicheskie rekomendacii po ocenke stepeni zagryazneniya atmosfernogo vozduha naseleennykh punktov metallami po ih soderzhaniyu v snezhnom pokrove i pochve. Methodological recommendations for assessing the degree of atmospheric air pollution of settlements with metals based on their content in snow cover and soil.* Moscow: IMGRE, 1990: 15 p. [In Russian].
- Mikushin V. V., Kaplinskij A. E., Sutorihin I. A., Puzanov A. V.* Assessment of aerosol pollution of the atmosphere in the inhabited areas of the Altai Region and the Altai Republic using snow cover monitoring data. *Ekologiya urbanizirovannykh territorij.* Ecology of Urban Areas. 2006, 2: 87–93. [In Russian].
- Morar' N. N.* The role of atmospheric components in the formation of condensation nuclei. *Meteorologiya i gidrologiya.* Russian Meteorology and Hydrology. 2003, 9: 50–52. [in Russian]
- Morar' N. N., Chertishcheva O. A.* The reasons for the non-monotonic pH trend of meltwater during settling. *Meteorologiya i gidrologiya.* Russian Meteorology and Hydrology. 2007, 5: 81–87. [In Russian].
- Moskovchenko D. V., Aref'ev S. P., Moskovchenko M. D., Yurtaev A. A.* Spatial and temporal analysis of wildfires in the forest tundra of Western Siberia. *Sibirskij ekologicheskij zhurnal.* Siberian Ecological Journ. 2020, 2: 243–255. [In Russian].
- Ponomarev E. I.* Classification of fires in Siberia according to Terra/MODIS data based on their radiation power index. *Issledovanie Zemli iz kosmosa.* Exploring the Earth from space. 2014, (3): 56–64. [In Russian].
- Potapova S. A., Makarov V. N.* Assessment of the migration of chlorine ions from snow to soils and lakes in Central Yakutia. *Nauchnyj al'manah.* Scientific Almanac. 2017, 3–3 (29): 456–459. [In Russian].
- Puzanov A. V., Baboshkina S. V., Rozhdestvenskaya T. A., Balykin S. N., Balykin D. N., Saltykov A. V., Troshkova I. A., Dvurechenskaya S. Ya.* Influence of the biogeochemical situation of the lake Teletskoe catchment (North-Eastern Altai) on the content of the major ions and fine the tributaries waters. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring*

- georesursov*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2022, 333 (2): 111–122. [In Russian].
- Savichev O. G., Ivanov A. O.* Atmospheric losses in the Middle Ob river basin and their influence on a hydrochemical runoff of the river. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Regional Research of Russia. 2010, 1: 63–70. [In Russian].
- Stupnikova N. A., Salihova T. V.* The ecological state of snow cover in Petropavlovsk-Kamchatsky. *Prirodnye resursy, ih sovremennoe sostoyanie, ohrana, promyslovoe i tekhnicheskoe ispol'zovanie*. Natural resources, their current state, protection, commercial and technical use. 2016, 54–58. [In Russian].
- Suhinin A. I.* Monitoring of catastrophic fires in the forests of Siberia. *Reshetnevskie chteniya*. Reshetnev readings. 2010, 1: 202–203. [In Russian].
- Tanasienko A. A., Chumbaev A. S.* Feature of snowmelt runoff waters in the cis-Salair region in an extremely snow-rich hydrological year. *Sibirskij ekologicheskij zhurnal*. Contemporary Problems of Ecology. 2008, 15 (6): 907–919. [In Russian].
- Tentyukov M. P.* Features of the snow cover pollution formation: frosty condensation of man-coused emission (by the example of petroleum production regions in Bol'shezemel'skaya tundra). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2007, 11 (4): 31–41. [In Russian].
- Trofimov S. S.* Soil ecology and soil resources of the Kemerovo region. Novosibirsk: Nauka, 1975: 299 p. [In Russian].
- Trofimova I. E., Balybina A. S.* Monitoring of soil temperature and snow cover thickness in the Irkutsk region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (1): 62–68. [In Russian].
- Furyaev V. V., Kireev D. M., Furyaev I. V.* Forest fires in the landscapes of Central Siberia. *Lesa Rossii: politika, promyshlennost', nauka, obrazovanie*. Forests of Russia: politics, industry, science, education. 2018, 2: 48–49. [In Russian].
- Chudaeva V. A., Chudaev O. V., Yurchenko S. G.* Features of the chemical composition of atmospheric precipitation in the south of the Far East. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2008, 35 (1): 60–71. [In Russian].
- Bridges E. M.* World geomorphology. 6. Asia. Cambridge. 1990, 123–165.
- Kaasik M., Rõõm R., Røyset O., Vadset M., Sõukand Ü., Tõugu K., Kaasik H.* Elemental and base anions deposition in the snow cover of north-eastern Estonia. *Water, Air, and Soil Pollution*. 2000, 121: 349–366.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ВЯЗКОСТИ СУХОГО СНЕГА

© 2024 г. Р. А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: chernov@igras.ru

Поступила 29 февраля 2024 г.

После доработки 29 марта 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Описана методика подготовки образцов мелкозернистого снега и их уплотнения при одноосном сжатии. Опытным путём получены значения коэффициента вязкости снега в диапазонах плотности от 0.10 до 0.30 г/см³ и температуры от –1 до –18 °С. Получено уравнение расчёта вязкости с учётом температуры снега. Показано, что изменчивость коэффициента вязкости сухого мелкозернистого снега от температуры и плотности соизмерима по величине.

Ключевые слова: мелкозернистый снег, вязкость, плотность снега, уплотнение, глубинная изморозь

DOI: 10.31857/S2076673424020106

ВВЕДЕНИЕ

Изучение механических характеристик снежного покрова связано с широким спектром задач гляциологии, лавиноведения, мелиорации и строительства. Исследования свойств снежного покрова остаются актуальными, учитывая продолжительность зимнего периода во многих регионах нашей страны и влияние снега на природные процессы и хозяйственную деятельность. Основой для решения ряда практических задач, связанных с уплотнением снега, до сих пор служит эмпирический материал, полученный во второй половине XX в. (Иосида, 1966; Mellor, 1977). Важные сведения о механических характеристиках снега были обобщены в отечественной монографии «Механические свойства снега» (Войтковский, 1977). В работе показана экспериментальная зависимость коэффициента вязкости снега от его плотности по материалам зарубежных исследователей (Mellor, 1977; Kominami, 1998). Отмечено, что диапазон изменчивости коэффициента вязкости снега чрезвычайно широк – от 10⁵ до 10¹² Па·с, что определено также влиянием температуры и размерами кристаллов снега. Установлено, что уплотнение влажного снега при температуре 0 °С и тем более мокрого снега происходит очень интенсивно, но лишь в случае, когда снег мелкозернистый и когда средние размеры кристаллов не превышают 0.5 мм. Вязкость крупнозернистого снега в сотни раз больше как при нулевых, так и при отрицательных температурах (Kojima, 1967). Автору неизвестны отечественные работы, связанные с определением коэффициента вязкости снега, при этом имеется множество работ,

посвящённых механическому разрушению снега (Самойлов, Ушаков, 1983). Эти сведения не дают необходимой информации для оценки вязкопластического уплотнения снежного покрова в естественных условиях.

В физико-математическом моделировании эволюции снежного покрова вязкость снега, как правило, не используется из-за значительной неопределённости коэффициента вязкости. Для описания процессов уплотнения снежного покрова во времени обычно применяются степенные зависимости (Шмакин, 2009), которые отражают лишь тенденции, но не могут учесть состояние отдельных слоёв и скорость их уплотнения. Кроме того, проблема такого подхода заключается в региональном характере зависимостей, а их широкое применение в значительной степени условно. Как правило, этот подход даёт результаты, которые редко совпадают с натурными наблюдениями уплотнения отдельных слоёв снежной толщи и лишь обозначают тренд оседания снежного покрова.

На основе теории вязкого сжатия результаты уплотнения свежеснежного и метелевого снега во времени хорошо совпадают с натурными наблюдениями (Bader, 1966; Kominami et al., 1998). Подробные сведения также были получены при исследовании уплотнения антарктического снега (Bader, 1966; Котляков, 2000). Для зимних условий России значения коэффициента вязкости снега не были определены, но применение коэффициента вязкости в моделировании снежного покрова равнин может улучшить качество климатических моделей,

не опираясь на “региональные” эмпирические зависимости. Мелкозернистый снег представляет наибольший интерес для описания уплотнения снежного покрова равнин. Цель работы заключается в определении коэффициента вязкости мелкозернистого снега в диапазоне плотностей и температур, характерных для условий зим средней полосы России.

ХАРАКТЕРИСТИКА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Режим снегонакопления в Южном Подмосковье и Калужской области отличается частыми снегопадами с небольшим количеством осадков в течение всего зимнего сезона. Обильные снегопады случаются 1–2 раза в месяц с интенсивностью до 8 мм/сут (Электронный ресурс), приблизительно с той же частотой наступают и кратковременные оттепели. По наблюдениям автора в 2000–2013 гг. в регионе отмечена значительная изменчивость условий снегонакопления (Чернов, 2013). В последующее десятилетие эта тенденция сохранилась, несмотря на частую смену периодов похолодания и потепления, а также различия в количестве зимних осадков. В нормальные зимы до начала снеготаяния (в первой половине марта) снежный покров достигает максимальной высоты – 45–50 см при средней плотности снега около 0.25 г/см³. В холодные зимы (2020/21 и 2021/22 гг.) с малым количеством оттепелей снежный покров остаётся рыхлым и слабо уплотняется. В марте 2021 и 2022 гг. его толщина достигала 60 см, а на отдельных участках средняя толщина снега превышала 80 см при средней плотности снежного покрова около 0.22 г/см³. Зимой 2022/23 г. толщина снега была ниже нормы – около 40 см при средней плотности около 0.25 г/см³. Водозапас снега в многоснежную зиму 2023/24 г. почти вдвое превысил среднемноголетние значения, а толщина снега достигла 65–70 см при средней плотности около 0.30 г/см³.

В отличие от арктических регионов в рассматриваемом районе слои свежеснежавшего снега имеют небольшую плотность, которая лежит в диапазоне 0.06–0.12 г/см³. Ветровое воздействие на формирование слоя снега минимально. В первые дни после снегопада уплотнение снега идёт особенно интенсивно, чему способствует процесс сублимационного округления кристаллов. При исчезновении первичных форм кристаллов снега его плотность увеличивается до 0.10–0.12 г/см³ (Чернов, 2016). Нижележащие слои мелкозернистого снега при небольшой весовой нагрузке постепенно уплотняются до 0.16–0.18 г/см³. В дальнейшем при интенсивном росте кристаллов из них формируется горизонт глубокой изморози (далее – ГИ), и оседание снега замедляется (Коломыц, 2013; Чернов, 2013). К концу зимы слои снега имеют среднюю плотность 0.22–0.24 г/см³, но в зимы

с продолжительными оттепелями их средняя плотность может увеличиться до 0.30–0.35 г/см³. Таким образом, разнообразие зимних погодных условий приводит к большой изменчивости плотности слоёв снежного покрова.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Описания структуры и измерения плотности снежного покрова выполнялись в шурфах в ходе ежегодных снегомерных измерений. Плотность снега определяли с помощью цилиндрического пробоотборника и электронных весов с точностью 0.01 г/см³. Размеры и форма зёрен определялись в соответствии с методикой полевых исследований (Международная классификация..., 2012).

Вязкость снега измеряли в зимы 2022/23 и 2023/24 гг. на юге Калужской области. Оба зимних периода отличались интенсивными снегопадами в декабре и феврале. Сформированные слои снега толщиной более 10 см служили объектом отбора образцов. Образцы снега различной плотности формировались из однородного слоя путём его пересыпания в ёмкость объёмом 12 литров. Условия формирования снежного покрова в Калужской области позволяют отбирать образцы сухого мелкозернистого снега в достаточно узком диапазоне плотности от 0.10 до 0.18 г/см³. Плотность снега в пределах 0.24 г/см³ достигалась лёгким встряхиванием ёмкости. Для подготовки снега плотностью свыше 0.28 г/см³ требовалось более интенсивное встряхивание снега с резкими ударами в основание. Текущую плотность снега измеряли путём взвешивания. По достижении нужной плотности объём устанавливался на горизонтальное основание и выдерживался не менее часа в неподвижном состоянии. Этот интервал достаточен для смерзания зёрен снега и упрочнения их ледяных связей. Из объёма снега вырезали параллелепипед, размеры и углы сопряжения сторон контролировались рулеткой и плотницким уголком. В зависимости от плотности образца верхняя грань параллелепипеда имела квадратное сечение с размером стороны от 120 до 160 мм. Высота параллелепипеда составляла около 250 мм, точность измерений составляла 0.5 мм. Высоту образца измеряли штангенциркулем с помощью приставной деревянной планки длиной 250 мм.

Верхнюю грань образца шлифовали ножом, её горизонтальность проверяли по уровню. Для равномерного распределения нагрузки на верхнюю грань образца укладывали квадратную пластину из фанеры. Вес нагрузки подбирали набором гирь с точностью 10 г. Нагрузка для образцов рыхлого снега небольшой плотности не превышала 1 кг, для плотного снега достигала 4 кг. Температуру снега, вес нагрузки, вес и размеры образца, а также время начала опыта фиксировали в журнале измерений. Высоту образца в конце опыта повторно измеряли штангенциркулем

(рис. 1). Измерения температуры снега выполняли электронным термометром (GTH 175/Pt) с точностью 0.1 °С. Стабильный температурный фон предполагал проведение испытаний либо в ночное время, либо в морозильнике для исследования оседания при температурах ниже -14 °С.

Испытание образца длилось от 6 до 12 часов, в зависимости от начальной плотности снега. Чем выше плотность снега, тем дольше время нагружения образца. Поскольку оседание снега происходит медленно, для точности измерений необходимо обеспечить величину его сжатия под нагрузкой около 5–10% его начальной высоты. Начальное измерение высоты образца выполняли через полчаса после установки нагрузки. В ряде случаев нагрузка была недостаточной, образец не уплотнялся, а при слишком большой нагрузке образец разрушался в течение нескольких минут. Такие случаи не учитывали. Опытным путём установлено, что для мелкозернистого снега при отрицательных температурах ниже -2 °С оптимальный вес нагрузки должен быть в 2–3 раза больше веса образца. Размеры зёрен снега оценивали с помощью лупы со шкалой 0.1 мм (см. рис. 1, б). В образцах снега преобладали кристаллы форм RGsr, RGxf – мелкие округлые частицы и округлые частицы с гранями соответственно (Международная классификация..., 2012). Дальнейшую статистическую обработку данных вели в редакторе электронных таблиц Microsoft Excel.

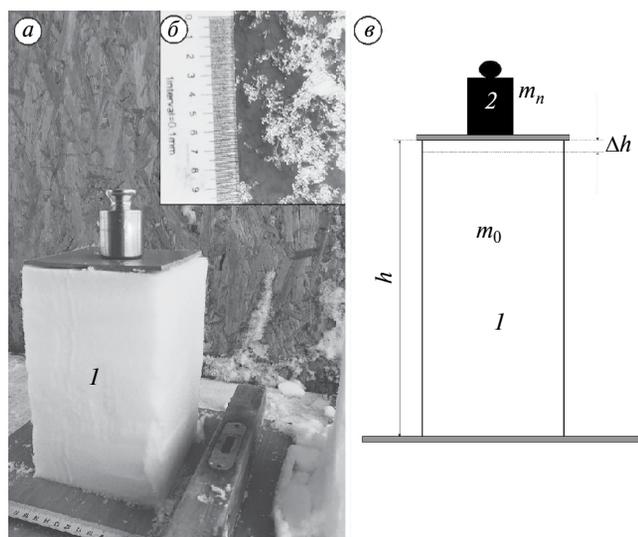


Рис. 1. Испытание образца мелкозернистого снега для измерения компрессионной вязкости: а – фото испытания образца снега; б – макросъёмка кристаллов; в – схема эксперимента; 1 – образец; 2 – нагрузка; 3 – мерная планка

Fig. 1. Testing a sample of fine-grained snow to measure compression viscosity: а – tests of a snow sample; б – macro photography of crystals; в – experimental design; 1 – sample; 2 – load; 3 – measuring bar

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные стратиграфических исследований снежного покрова, выполненные автором в 2010–2023 гг., выявляют особенности уплотнения и метаморфизма снежной толщи в средней полосе России. На рис. 2 проведено сравнение значений плотности снега ρ и среднего размера кристаллов d в слоях снежного покрова в период максимального снегонакопления в Южном Подмоскowie. Два массива точек граничат при значении среднего размера зерна около 1 мм, при котором зернистая структура снега сменяется структурой огранных форм кристаллов (Международная классификация..., 2012). Для зёрен менее 1 мм характерен широкий диапазон изменения плотности. Наоборот, слои перекристаллизованного снега в рассматриваемом регионе формируются в узком диапазоне плотности от 0.17 до 0.31 г/см³ при большой изменчивости размеров кристаллов (см. рис. 2). Минимальные значения плотности ГИ отмечены лишь в холодные зимы, а более высокие значения характерны для зим с оттепелями. Структурная особенность перекристаллизованного снега проявляется в характере уплотнения – перекристаллизованный снег заметно уплотняется при нулевых температурах.

Наоборот, слои мелкозернистого снега в естественных условиях эффективно уплотняются при отрицательных температурах. Уплотнение слоя снега идёт за счёт вязко-пластических деформаций связей под воздействием весовой нагрузки. Количественно этот процесс характеризует коэффициент вязкости η . Его экспериментальные значения

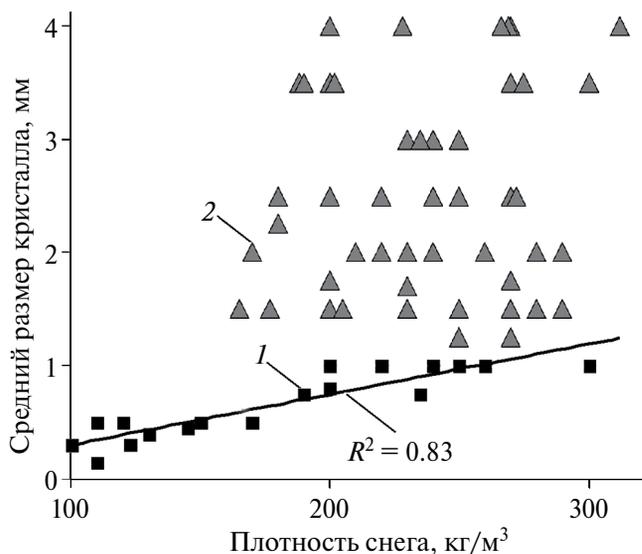


Рис. 2. Средний размер кристаллов в слоях снежного покрова от его плотности. 1 – глубинная изморозь, 2 – зернистый снег

Fig. 2. The average size of crystals in snow layers depends on its density. 1 – deep hoar, 2 – granular snow

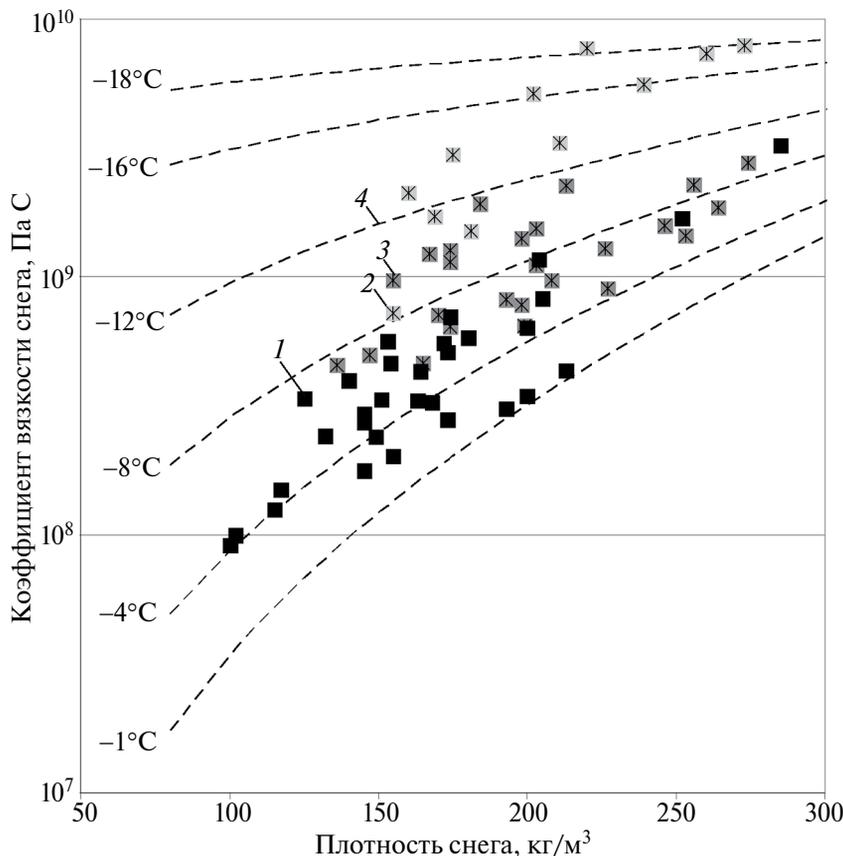


Рис. 3. Экспериментальные значения коэффициента вязкости мелкозернистого снега в зависимости от плотности и температуры: 1 – от –1 до –4 °С; 2 – от –4 до –8 °С; 3 – от –8 до –18 °С; 4 – формула (3)
Fig. 3. Experimental values of the compression viscosity of fine-grained snow depending on the density and temperature of the snow: 1 – from –1 to –4 °С; 2 – from –4 to –8 °С; 3 – from –8 to –18 °С; 4 – formula (3)

показаны на рис. 3. Три массива точек указывают на три температурных диапазона, при которых проходили испытания.

Всего было измерено 72 образца снега разной плотности, из них пять были отбракованы. В испытаниях образцов снега диапазон применяемых нагрузок составил от 0.1 до 3.8 кПа, это более чем в 100 раз меньше предельного значения нагрузки, выше которого деформации становятся непропорциональны нагрузке (Войтковский, 1977). Рассматриваемые диапазоны плотности и температуры снега соответствуют зимним условиям Подмосковья и соседних областей. Полученные значения коэффициента вязкости снега находятся в сравнительно узком диапазоне от $9 \cdot 10^7$ до 10^{10} Па·с. Во всех трёх диапазонах температур коэффициент вязкости зависит от плотности снега. Некоторый разброс полученных значений вязкости в соседних диапазонах температур определяется различиями температуры образца в ходе испытания и возможно связан с отличиями в структуре снега. Тем не менее для всех “холодных” образцов значения вязкости больше, чем для “тёплых”.

Расчёт коэффициента вязкости η основан на пропорциональности скорости вертикальной деформации образца ϵ при одноосном сжатии нагрузке $\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \frac{P}{\eta}$. Выразим скорость деформации как вертикальное оседание снега под нагрузкой: $-\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{P}{\eta}$.

Давление на образец снега (нагрузка) определяется весом груза, весом образца и площадью горизонтального сечения:

$$P = g \cdot (m_n + 0.5 \cdot m_0) / S, \tag{1}$$

где m_n – масса груза; m_0 – масса образца снега; S – площадь сечения образца. При переходе от дифференциального к конечно-разностному выражению формула для расчёта коэффициента вязкости снега имеет вид:

$$\eta = \frac{g \cdot (m_n + 0.5 \cdot m_0) \cdot h \cdot \Delta t}{S \cdot \Delta h}, \tag{2}$$

где h – начальная высота образца (м); Δh – изменение высоты образца (м); Δt – интервал времени действия нагрузки (с); g – ускорение силы

тяжести (м/с²). Схема испытания показана на рис. 1, в. В процессе испытания определяется изменение высоты образца. Повторные измерения высоты образца через интервал Δt (длительность эксперимента) проводятся в той же точке, где была измерена начальная высота.

Минимальные значения коэффициента вязкости (см. рис. 3) относятся к образцам небольшой плотности для температурного режима от -1 до -4 °С. Образцы плотного снега имеют величину вязкости в 10–100 раз больше в зависимости от температуры. Наибольшую вязкость имеют образцы плотного снега, испытанные в периоды похолодания при температурах от -8 до -18 °С и в морозильнике при -14 °С. В ходе эксперимента получены максимальные значения вязкости мелкозернистого снега, равные 10^{10} Па·с. Эта величина указывает на очень медленный процесс уплотнения снега. В естественных условиях уплотнение составляет около 1–2% в месяц. Заметное уплотнение может обеспечить давление вышележащих слоёв толщиной более 1 м, что нехарактерно для рассматриваемого региона.

Распределение экспериментальных точек на графике и анализ линий соответствующих ему трендов указывают на степенную функцию вида $\eta = C \cdot \rho^n$. По аналогии с выражением М. Мэллора и Г. Хендриксона (Mellor, 1977) представим коэффициент вязкости от плотности снега зависимостью:

$$\eta = 10^{10} \cdot \left(\frac{\rho}{\rho_i - \rho} \right)^{(a-bT)}. \quad (3)$$

В формуле (3) размерный множитель, равный 10^{10} (Па·с), даёт максимальное значение коэффициента вязкости. Показатель степени вида $(a-bT)$ подобран для диапазона температуры от -1 до -18 °С и изменяется от 2.7 до 0.3 соответственно. Таким образом, учтено влияние температуры на коэффициент вязкости, где $a = 2.84$, $b = 0.143$; T – температура снега, ρ_i – плотность пресного льда, равная 917 кг/м³, ρ – плотность снега в образце (кг/м³). Серия кривых, построенных по формуле (3), показывает расчётные значения коэффициента вязкости при разных температурах. Расчётные кривые по формуле (3) для температур -1 , -4 , -8 , -12 , -16 , -18 °С иллюстрируют изменения коэффициента вязкости в сравнении с массивом экспериментальных точек (см. рис. 3).

При температуре снега, равной -1 °С, формула (3) строит кривую, которая ограничивает экспериментальные значения для тёплого диапазона. В области низких температур формула (3) выражает слабую зависимость коэффициента вязкости от плотности снега, что также наблюдается в эксперименте. При температуре снега -19.8 °С показатель степени равен нулю, и вязкость становится константой, равной 10^{10} Па·с. Предложенный в (3) температурный диапазон недостаточен для северных регионов, где температура снега нередко опускается ниже этого

значения. Уплотнение сухого снега при температурах ниже -20 °С требует дополнительных исследований. По-видимому, при низких температурах необходимо учитывать структурные характеристики снега – форму кристаллов и характер их связей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные значения коэффициента вязкости находятся в области значений, представленных в работе (Mellor, 1977) для сухого снега. Для практического применения диапазон оказывается слишком широк, так как внутри него коэффициент изменяется на два порядка. Минимальные значения вязкости снега около 10^6 – 10^7 Па·с относятся к свежеснегавшему снегу при температурах около 0 °С (Kojima, 1967; Kominami, 1998). Мы не рассматривали уплотнение свежеснегавшего снега, так как в районе исследований эти слои имеют небольшую толщину, их преобразование в мелкозернистый снег происходит достаточно быстро – от нескольких часов до нескольких суток. Также известно, что значения вязкости крупнозернистого смёрзшегося снега превышают 10^{10} Па·с и увеличиваются с понижением температуры. В условиях Антарктиды оседание плотного снега при низких температурах идет крайне медленно (Котляков, 2000), что соответствует величине коэффициента вязкости более 10^{11} Па·с (Mellor, 1977). Наши экспериментальные данные и предложенная формула (3) расчёта коэффициента вязкости позволяет получить численные значения вязкости снега для конкретных значений плотности и температуры мелкозернистого снега. Внутри диапазона полученных значений вязкости от $0.9 \cdot 10^8$ до 10^{10} Па·с отмечаем, что при равной плотности снега коэффициент вязкости увеличивался в 10–15 раз при понижении температуры от -1 до -18 °С. Изменение коэффициента вязкости от плотности достигает 30-кратных значений. Таким образом, в рассматриваемом диапазоне температур, характерных для зимних условий Русской равнины, изменения коэффициента вязкости мелкозернистого снега от плотности и температуры сопоставимы по масштабу. Мы предполагаем, что именно мелкозернистый снег является главным агентом уплотнения снежного покрова при отрицательных температурах.

Несмотря на примитивность оборудования при испытании образцов, относительная погрешность измерений не превышала 5%. Размеры точек на графике приблизительно характеризуют величину погрешности коэффициента вязкости. Источником погрешности являются измерения геометрии образца и погрешность измерения плотности снега. Время испытаний определялось с точностью до 1 минуты, поэтому для интервалов длительностью более 6 часов погрешность длительности опыта оказывается ничтожной. Основной вклад в погрешность даёт точность измерения высоты образца снега. Использование штангенциркуля и деревянной планки, на

которой отмечается начальное и конечное значения высоты, даёт погрешность, равную 0.5 мм, что является более точным способом измерений, чем рулеткой. При характерных величинах сжатия образцов от 10 до 25 мм максимальная погрешность метода не превышает 5%. Некоторое уменьшение погрешности метода возможно за счёт удлинения образцов снега и уменьшения площади их поперечного сечения. Однако в этом случае становятся заметны боковые деформации образцов, и нарушается прямоугольная геометрия. Использование вертикального короба решает проблему изгибания образца снега под нагрузкой, но создаёт дополнительное трение на стенках короба из-за примерзания снега. Примерзание к стенкам короба препятствует его оседанию при небольших нагрузках, что особенно характерно для рыхлого снега небольшой плотности.

В нашем случае при испытаниях образцов не учитывалось боковое расширение образцов при одноосном сжатии. По данным измерений ползучести снега (Войтковский, 1977) коэффициент бокового расширения для снега плотностью менее 300 кг/м³ пренебрежимо мал, деформация образца происходит вследствие вертикального оседания снега. Измерения геометрии образцов после испытаний показали, что утолщение образца происходит в его нижней части, как правило, у основания. Изменения размеров не превышают 1–2 мм, т. е. около 1%, и соизмеримы с погрешностью измерений размеров сторон. Поскольку измерения проводились преимущественно в ночное время при стабильном температурном фоне, мы не учитываем процессы испарения снега и его метаморфизм в ходе испытаний.

Для дальнейших исследований вязкости слоёв снежного покрова необходимо учитывать эволюцию кристаллов снега в естественных условиях залегания. Процессы сублимационной перекристаллизации в снеге приводят к укрупнению кристаллов, изменению их формы и уменьшению количества связей (Коломыц, 2013). По оценкам ряда исследований, вязкость слоёв ГИ, представленной кристаллами полускелетных и скелетных форм, значительно выше вязкости мелкозернистого и метелевого снега при равной плотности. Разнообразие вторично-идиоморфных форм кристаллов ГИ (Международная классификация..., 2012; Коломыц, 2013) предполагает различие их вязкости, но такие исследования ранее не проводились. Мы предполагаем, что слои ГИ играют заметную роль, препятствуя уплотнению снежного покрова при отрицательных температурах. Их образование в ходе эволюции снежной толщи необходимо учитывать. Ежегодные стратиграфические исследования снежного покрова в Подмоскowie указывают, что через 3–4 недели после формирования нового слоя снега в нём формируются кристаллы ГИ (Чернов, 2013; Комаров, 2021). В нормальные и тем более холодные зимы толщина горизонта ГИ достигает 20–50 см. К концу зимнего периода слои ГИ преобладают по толщине, что наряду

с вязко-пластичным уплотнением мелкозернистого снега необходимо учитывать при моделировании снежного покрова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе теории вязкого уплотнения снега представлена методика определения коэффициента вязкости снега при одноосном сжатии. Определены оптимальные размеры образцов снега и соответствующие им нагрузки. Во избежание резких просадок и выполнении условия вязкого уплотнения оптимально подбирать вес нагрузки в 2–3 раза больше веса самого образца. Определены значения коэффициента вязкости снега в диапазоне плотности от 0.1 до 0.3 г/см³ и при изменении температуры от –1 до –18 °С, которые изменяются от $0.9 \cdot 10^8$ до $0.8 \cdot 10^{10}$ Па·с. Среднее значение коэффициента вязкости мелкозернистого снега в испытаниях составило $8.5 \cdot 10^8$ Па·с. Данная величина удовлетворительно описывает естественное оседание снега в верхнем горизонте снежного покрова, сложенного зернистым снегом. Для более точных оценок предложена эмпирическая формула зависимости коэффициента вязкости мелкозернистого снега от плотности и температуры.

В ходе исследования отмечено, что влияние плотности и температуры на изменения коэффициента вязкости снега сопоставимы по величине. Результат может быть использован в моделировании процессов уплотнения слоёв снежного покрова для широкого спектра задач.

Благодарности. Экспериментальные работы проводились в рамках темы государственного задания Института географии РАН № 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004) “Криосфера в условиях изменения климата”.

Acknowledgments. Field work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences 1021051703465-1 (FMWS-2024-0004).

ЛИТЕРАТУРА

- Войтковский К. Ф.* Механические свойства снега. М.: Изд-во Наука, 1977. 126 с.
- Иосида З.* Физические свойства снега. Лёд и снег. Свойства, процессы, использование. Под ред. Б. А. Савельева. М.: Изд-во Мир, 1966. С. 377–423.
- Коломыц Э. Г.* Теория эволюции в структурном снеговедении. Атлас-монография. М. Изд-во ГЕОС, 2013. 482 с.
- Комаров А. Ю.* Строение снежного покрова на северо-востоке Московской области // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 391–403. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030096>

- Котляков В. М. Избранные сочинения. Книга 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 432 с.
- Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание // МГИ. 2012. № 2012–2. 81 с.
- Самойлов Р. С., Ушаков А. И. Полевые пенетрационные испытания снега // МГИ. 1983. Вып. 43. С. 209–217.
- Чернов Р. А. Метаморфизм и термические свойства свежевыпавшего снега (по исследованиям в Подмоскowie) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 199–206. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-199-206>
- Чернов Р. А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (53). С. 71–77. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-71-77>
- Шмакин А. Б., Турков Д. В., Михайлов А. Ю. Модель снежного покрова с учётом слоистой структуры и её сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
- Электронный ресурс: <http://rp5.ru> Дата обращения: 15.12.2023.
- Mellor M. Engineering Properties of Snow // Journ. of Glaciology. 1977. V. 19. No. 81. P. 15–66.
- Kominami Y., Endo Y., Niwano S., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 77–82.
- Kojima K. Densification of Seasonal Snow Cover // Phis. Snow and Ice. 1967. V. 1 (2). P. 929–952.

Citation: Chernov R.A. Experimental determination of the coefficient of viscosity of the dry snow. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 273–280. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020106

Experimental determination of the coefficient of viscosity of the dry snow

R. A. Chernov

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

**e-mail: chernov@igras.ru*

Received February 29, 2024 / Revised March 29, 2024 / Accepted April 10, 2024

Snow compaction is a natural process in the evolution of any snow cover, and this obviously changes the physical and mechanical properties of a snow thickness. The quantitative estimate of this process is a coefficient of the snow viscosity, which is linearly related to the rate of the snow cover deformation. The technique for preparation and testing of samples with the fine-grain snow under condition of uniaxial compression at negative temperatures is described. It was determined that values of the snow viscosity coefficient fall within the range from 0.10 to 0.30 g/cm³ for three temperature intervals. The viscosity coefficient of the fine-grain snow varies from 10⁸ до 10¹⁰ Па. The data obtained made possible to find the limits of variability of this coefficient for winter conditions on the Russian plain. A dependence of the viscosity coefficient on the snow density and temperature is proposed, and it describes the series of the above shown experimental data. It is shown that influence of changes in the viscosity coefficient of fine-grain snow on the snow properties depending on its density are comparable in scale to the influence of the temperature. The result may be useful for modeling the evolution of snow cover.

Keywords: Fine-grained snow, viscosity, density, compression, deep hoar

REFERENCES

- Voitkovsky K. F. *Mekhanicheskie svojstva snega. Mechanical properties of snow*. Moscow: Nauka, 1977: 126 p. [In Russian].
- Yoshida Z. *Fizicheskie svojstva snega. Lyod i sneg. Svoystva, processy, ispol'zovanie. Physical properties of snow. Ice and snow. Properties, processes, applying*. Moscow: Publishing house MIR, 1966: 377–423. [In Russian].
- Kolomyts E. G. *Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii. Atlas-monografiya. Theory of evolution in structural snow science. Atlas-monograph*. Moscow: GEOS, 2013: 482 p. [In Russian].

- Komarov A. Yu.* The structure of snow cover in the north-east of the Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 391–403. [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030096>
- Kotlyakov V.M.* Izbrannye sochineniya. Kniga 1. Glyaciologiya Antarktidy. Selected works. Book 1. Glaciology of Antarctica. Moscow: Nauka, 2000: 432 p. [In Russian].
- International classification for seasonally snow on the ground. Russian edition. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2012, (2): 81 p. [In Russian].
- Samoilov R.S., Ushakov A. I.* Field snow penetration tests. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1983, 43: 209–217. [In Russian].
- Chernov R.A.* Metamorphism and thermal properties of fresh snow (study in the Moscow region) *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 199–206. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-199-206>
- Chernov R.A.* Experimental determination of the effective thermal conductivity of deep hoar. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (3): 71–77. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-71-77>
- Shmakin A. B., Turkov D. V., Mikhailov A. Yu.* Model of snow cover taking into account the layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].
- Meteo Publications. Retrieved from: <http://rp5.ru> Last access: 15 December 2023.
- Mellor M.* Engineering Properties of Snow. *Journ. of Glaciology*. 1977, 19 (81): 15–66.
- Kominami Y., Endo Y., Niwano S., Ushioda S.* Viscous compression model for estimating the depth of new snow. *Annals of Glaciology*. 1998, 26: 77–82.
- Kojima K.* Densification of Seasonal Snow Cover. *Phis. Snow and Ice*. 1967, 1 (2): 929–952.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВОГО РЕЖИМА В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

© 2024 г. В. Н. Баклагин*, Н. И. Махальская

Институт водных проблем Севера – Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия

**e-mail: slava.bakalgin@mail.ru*

Поступила 19 февраля 2024 г.

После доработки 26 марта 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

Представлены результаты статистического анализа данных об основных элементах ледового режима рек западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область) за период 1956–2020 гг. Выявлены общие закономерности многолетней изменчивости процессов формирования ледового режима наряду с произошедшими климатическими изменениями за рассматриваемый период.

Ключевые слова: реки, ледовый режим, характерные даты, ледостав, период с ледовыми явлениями, климатические изменения, холодный сезон, Белое море

DOI: 10.31857/S2076673424020111

ВВЕДЕНИЕ

Зимний режим рек – неотъемлемая фаза гидрологического режима водотоков; она представляет особый интерес для различных отраслей народного хозяйства. Сведения о процессах формирования и разрушения ледяного покрова на водотоках, их прогнозирование служат основой для таких видов деятельности как судоходство, рыбный промысел, организация ледовых переправ и др., а также используются в гидропрогнозировании в целях предупреждения и предотвращения возникновения чрезвычайных ситуаций (далее – ЧС), наносящих ущерб окружающей среде, объектам жизнеобеспечения и населению. Такие ЧС могут иметь место вследствие опасных гидрологических явлений, возникающих при подъёме уровня воды в реке в результате загромождения затонных явлений и раннего ледообразования (Банщикова, Сумачева, 2021).

Поскольку ошибки при прогнозировании пространственно-временных характеристик ледовых явлений на реках могут привести к негативным последствиям для промышленности и народного хозяйства (ущербам от наводнений, прорыва дамб, разрушения гидротехнических сооружений и др.), изучение сроков и фаз ледового режима рек представляет весьма важную и актуальную научно-практическую задачу. Основные факторы, оказывающие влияние на формирование ледового режима рек, – климатические условия (температурный режим, скорость, направление ветра и пр.), а также водность реки, высота

стояния уровня грунтовых вод (грунтовое питание), скорости течения и другие природно-климатические факторы, что в целом зависит от региональных особенностей и географического месторасположения водотоков (Ресурсы..., 1972; Агафонова и др., 2016). Однако в наибольшей степени процессы ледообразования на реках зависят от складывающихся метеорологических условий (температурного режима), предшествующих началу развития ледовых процессов, и сформировавшегося гидрологического режима (Дебольский и др., 2008).

Исследования ледовых явлений на реках арктической зоны России отечественными гидрологами были начаты в XX в. Результаты исследований на основе собранных многолетних данных обобщены в виде статистических характеристик и типизированных карт ледового режима рек СССР, а также представлены рядом фундаментальных работ (Гинзбург, 1973; Донченко и др., 1987). Многие исследования посвящены изучению влияния изменений климатических условий на формирование ледового режима рек арктического Севера России. Так, по результатам оценки ледового режима в устьевых областях рек российской западной Арктики (Северная Двина, Мезень, Печора, Обь) установлено увеличение различия между наиболее ранней и поздней датами наступления осенних ледовых явлений за периоды 1930–1960 и 1961–2000 гг., например, для р. Северной Двины увеличение составляет 14 дней (Дебольский и др., 2008).

Исследования гидрометеорологических условий в бассейне р. Малой Северной Двины показали уменьшение максимальной толщины льда и сокращение продолжительности ледостава на реках бассейна, а также уменьшение максимальных снеготолщин и сокращение продолжительности залегания снежного покрова на данной территории за 1988–2017 гг. относительно предшествующих десятилетий (1958–1987 гг.) (Георгиевский и др., 2021). Согласно результатам сравнительного анализа по данным водомерных постов, расположенных в разных частях по длине р. Печоры, за периоды 1950–1980 и 1981–2018 гг. на фоне климатических изменений выявлено смещение средних сроков появления льда на 3–8 дней в сторону более поздних дат (Сумачев, Банщикова, 2021). В период 1981–2018 гг. за счёт смещения сроков вскрытия в сторону ранних дат отмечено сокращение на 6 дней продолжительности ледостава относительно периода 1950–1980 гг. на реках Кольского полуострова (Банщикова, Сумачева, 2021).

Современные научно-исследовательские работы, включающие изучение ледовых явлений на реках арктической зоны России, весьма актуальны и необходимы с точки зрения разработки подходов и методологии для прогнозирования и предотвращения ущерба от опасных гидрологических явлений, связанных с ледообразованием (Агафонова и др., 2016) в условиях глобального изменения климата (потепления) и антропогенного воздействия (Джамалов и др., 2015; Агафонова, 2019; Калинин, 2020).

Вопрос в отношении ледового режима рек – притоков западного побережья Белого моря, расположенных в пределах территории Республики Карелии, и влияния на него происходящих климатических изменений изучен недостаточно – исследований, проводимых в этой части бассейна Белого моря, не так уж и много. Примером таких исследований служит работа (Фролов и др., 2018), где авторами установлено, что средняя продолжительность периода с ледовыми явлениями для рек Республики Карелии (бассейна Белого моря) составляет в среднем 180 дней. В работе также представлены результаты сравнительного анализа средних сроков наступления характерных ледовых явлений на реках данной территории за период 1960–1990 гг. и в современных условиях (1991–2014 гг.). Выявлено, что за последние годы (1991–2014 гг.) сроки появления льда и установления ледостава на 5–8 дней сместились в сторону более поздних дат относительно предшествующего периода, а вскрытие и очищение ото льда – на более ранние даты на 3–7 дней, общая же продолжительность периода с ледовыми явлениями уменьшилась на 11–12 дней по сравнению с периодом 1960–1990 гг.

В целом, анализ ряда существующих исследований показал заметное влияние происходящих в последний ряд лет климатических изменений на процессы формирования ледяного покрова рек Европейского

Севера России, в связи с чем требуются уточнения и доработка методик в гидропрогнозировании, которые ныне в значительной степени базируются на устаревших данных.

Цель работы – комплексное исследование многолетней изменчивости основных элементов ледового режима на устьевых участках рек – притоков западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область) с учётом влияния температурного фона в данном регионе за период 1956–2020 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Подчеркнём, что существенным фактором наряду с температурой воздуха, влияющим на процессы формирования ледового режима рек, является их водность. Однако в данной работе особое внимание уделено повышению температурного фона воздуха, происходящего в последние десятилетия на водоёмах арктической зоны (глобальное потепление), и его влиянию на процессы формирования льда на реках, в связи с чем основной исследуемый фактор – это температура воздуха. В качестве исходной информации в работе использованы данные о среднесуточной температуре воздуха за период 1955–2020 гг. по данным морских гидрометеорологических береговых станций (МС) Гридино, Кемь и Онега государственной наблюдательной сети Росгидромета, расположенных на западном побережье Белого моря в пределах территории Республики Карелии и Архангельской области (рис. 1). Эти данные получены на портале Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД), находящихся в открытом доступе (Всероссийский..., 2024). Поскольку на рассматриваемой территории формирование ледяного покрова на реках происходит, как правило, с конца октября по первую декаду мая, исследованию подлежало сопоставление основных характеристик ледового и температурного режимов в холодный сезон – с октября по май.

Сведения об основных характеристиках ледового режима (о сроках наступления характерных дат ледовых явлений, их продолжительности) притоков западного побережья Белого моря за период 1956–2020 гг. представлены данными девяти гидрологических постов (далее – ГП), территориально расположенных в Республике Карелии и Архангельской области на устьевых участках рек Гридина, Кузема, Поньгома, Кемь, Шуя, Нижний Выг, Сума, Нюхча и Малошуйка (см. рис. 1). Для формирования непрерывных рядов основных характеристик ледового режима перечисленных выше рек и их дальнейшего исследования использованы материалы Государственного водного кадастра РФ (справочники Росгидромета – ГВК ЕДС, Т. 1, Вып. 7, Ч. 1) за 1956–2007 гг., имеющиеся в библиотеке Карельского научного центра (КарНЦ



Рис. 1. Расположение метеорологических станций и гидрологических постов на западном побережье Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область): 1 – метеостанция; 2 – гидрологический пост; 3 – ГЭС

Fig. 1. Location of meteorological stations and hydrological posts on the western coast of the White Sea (Republic of Karelia and Arkhangelsk region): 1 – weather station; 2 – hydrological station; 3 – hydroelectric power station

РАН) и ЕФД НТБ ФГБУ “Государственный гидрологический институт” (ФГБУ “ГГИ”) (Государственный..., 2024). Данные за 2008–2020 гг. получены на веб-сервисе “Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов” (АИС ГМВО), находящемся в открытом доступе (Автоматизированная..., 2024).

В работе в качестве основных характеристик ледового режима рек рассмотрены сроки наступления характерных ледовых явлений: дата появления осенних ледовых явлений (принята дата начала образования устойчивых заберегов, ледохода, шугохода, ледостава и др.); дата начала ледостава (принята дата первого длительного, не менее 20 дней, ледостава); дата начала весенних ледовых явлений (разрушения льда) – первый день ледохода, в его отсутствие – промоин, закраин, разводий, воды на льду, подвижки льда; дата окончания ледовых явлений (принят последний день с ледовыми явлениями); продолжительность ледостава и периода со всеми ледовыми явлениями (разность между датами их наступления и окончания).

Влияние температурного режима на процессы формирования ледяного покрова для каждой исследуемой реки оценивалось путём определения сумм накопления отрицательных (положительных) температур воздуха от даты перехода среднесуточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону отрицательных

(положительных) значений до даты наступления искомой характеристики ледового режима. Под устойчивым переходом температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям осенью принимался первый день периода, когда сумма отрицательных среднесуточных значений температуры любого из последующих периодов превышала сумму положительных температур, и с точностью наоборот для весны, где определялся устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к положительным значениям.

Поскольку пункты метео- и гидрологических наблюдений расположены на разной удалённости друг от друга (см. рис. 1), показатели температурного режима (значения среднесуточных температур воздуха), влияющие на условия формирования льда на каждой из исследуемых рек, определялись интерполированием, с применением метода обратных взвешенных расстояний (далее – ОВР). Доля оказываемого влияния метеоданных по близлежащей и удалённой МС на расчёт искомого значения температуры воздуха выражается в виде весового коэффициента ω . Весовые коэффициенты $\omega_{МС_i-ГП_j}$ для каждой i -ой МС вычисляются обратно пропорционально геометрическому расстоянию от рассматриваемого j -ого ГП, возведённого в степень p (в работе использовалось $p = 2$):

$$\omega_{МС_i-ГП_j} = \frac{1}{r_{МС_i-ГП_j}^p},$$

где $r_{МС_i-ГП_j}$ – геометрическое расстояние между i -ой МС и j -ым ГП.

Таким образом, среднесуточные значения температуры воздуха T в j -ом ГП вычисляются по формуле:

$$T_{ГП_j} = \frac{\sum_{i=1}^N [\omega_{МС_i-ГП_j} \cdot T_{МС_i}]}{\sum_{i=1}^N \omega_{МС_i-ГП_j}},$$

где $T_{МС_i}$ – среднесуточное значение температуры воздуха в i -ой МС; N – количество МС.

Значимость вычисленных характеристик линейной регрессии оценивалось по критерию Фишера p -value. Полученные значения p -value сравнивались с принятым уровнем значимости в данном исследовании (0.05), на основании чего принималось решение о значимости тренда. Расчёт значений доверительных интервалов Δ выполнен, исходя из предположения о нормальности распределения ошибок регрессии.

Для сравнительного анализа разнородных временных рядов данных использован метод нормирования разностных интегральных кривых модульных коэффициентов, которые вычисляются для всего ряда согласно формуле:

$$k_i = \frac{x_i}{\bar{x}},$$

где x_i – значение гидрометеорологической характеристики в i -ом году; \bar{x} – среднее значение гидрометеорологической характеристики за многолетний период.

Построение разностно-интегральной кривой производится путём последовательного суммирования отклонений модульных коэффициентов от середины ($k - 1$):

$$f(t) = \sum_{i=1}^n (k_i - 1),$$

где n – количество значений временного ряда.

Таким образом, разностная интегральная кривая представляет собой нарастающую сумму отклонений модульных коэффициентов от среднего многолетнего значения ряда \bar{x} на конец каждого i -ого года.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

В результате обработки рядов данных на устьевых участках рек Гридина, Кузема, Поньгома, Шуя, Сума, Нюхча и Малошуйка получены осреднённые характеристики ледового режима рек – притоков западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область) за период 1956–2020 гг. (рис. 2; табл. 1). Обобщённые расчёты для рассматриваемой

территории приведены без учёта данных о ледовых явлениях на устьевых участках рек Нижний Выг и Кемь, поскольку эти реки зарегулированы расположенными на них гидротехническими сооружениями (каскадами ГЭС) и из-за их работы появление осенних ледовых явлений и установление ледостава, как правило, происходит значительно позже (до полутора месяцев) относительно водотоков с гидрологическими режимом, формирующимся в естественных условиях (см. табл. 1). Например, на устьевом участке р. Нижний Выг у города Беломорска в последние годы (2013, 2016–2020 гг.) полного смерзания льда (установление ледостава) не наблюдалось.

Период замерзания на реках западного побережья Белого моря (территория Карелии и Архангельской области) происходит, преимущественно, с третьей декады октября по третью декаду ноября. При раннем похолодании в отдельные годы (1961, 1974 гг.) первые ледяные образования на рассматриваемых реках наблюдаются в конце первой – начале второй декады октября, в тёплые зимы (1968, 1997, 2006 гг.) – в последних числах ноября. Сначала ледяной покров образуется на водотоках северной части побережья, на неделю позднее – на более южных реках (Нюхча, Малошуйка) (см. табл. 1). Это объясняется прежде всего тем, что ледовый режим рек рассматриваемой

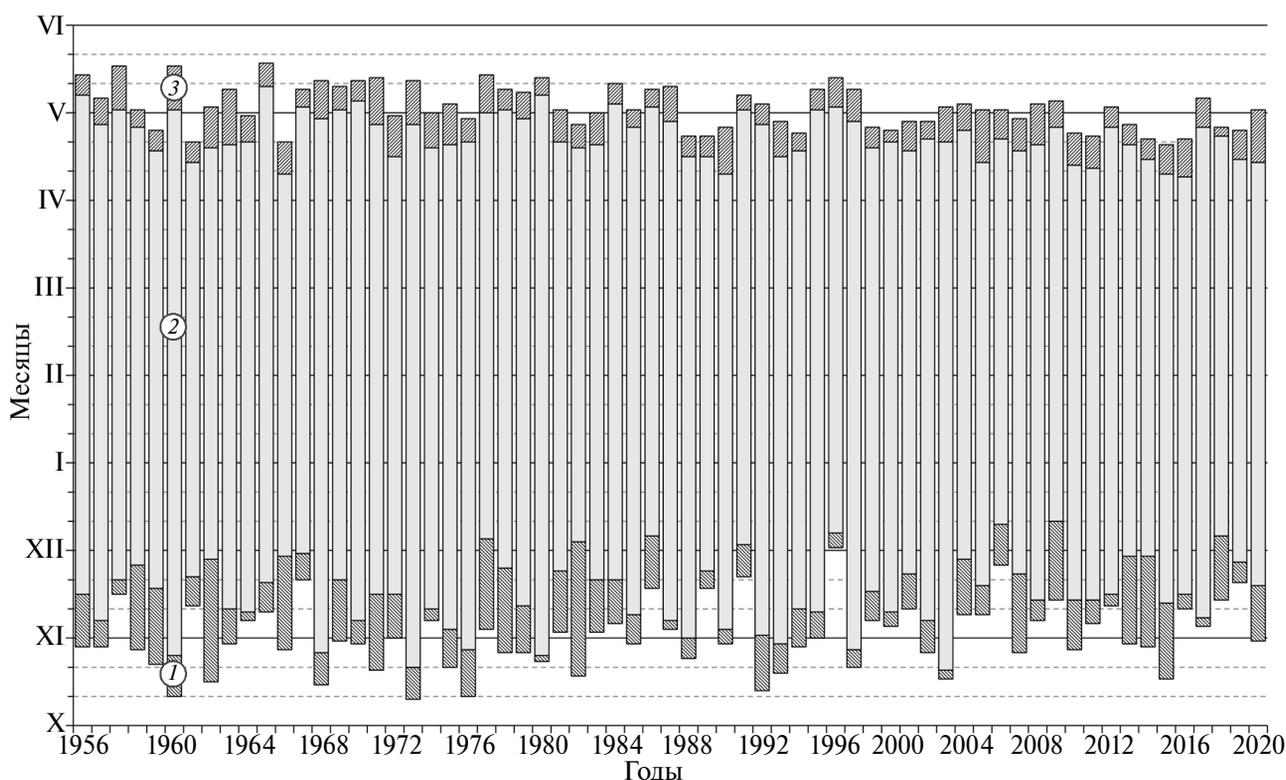


Рис. 2. Сроки наступления фаз ледового режима рек западного побережья Белого моря (Республика Карелия, Архангельская область): заморозание (1), ледостав (2), вскрытие (3) за 1956–2020 гг.

Fig. 2. Timing of the onset of phases of the ice regime of rivers on the western coast of the White Sea (Republic of Karelia, Arkhangelsk region): freezing (1), freeze-up (2), break-up (3) for 1956–2020

Таблица 1. Среднестатистические показатели основных характеристик ледового режима на реках – притоках западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область) за период 1956–2020 гг.

Гидрологический пост, территория	Средние даты					Средняя продолжительность, дни	
	появления осенних ледовых явлений	установления ледостава	начала разрушения ледовых явлений	окончания ледовых явлений	ледостава	ледовых явлений	
р. Гридина – с. Гридино	31.10	16.11	22.04	03.05	158	185	
р. Кузема – ст. Кузема	29.10	15.11	24.04	05.05	161	188	
р. Поньгома – с. Поньгома	29.10	14.11	25.04	04.05	163	188	
р. Кемь – г. Кемь	13.11	01.01	20.04	02.05	109	170	
р. Шуя – с. Шуерецкое	04.11	09.11	22.04	01.05	164	179	
р. Н. Выг – г. Беломорск	12.11	01.01	18.04	06.05	108	175	
р. Сума – с. Сумский Посад	05.11	19.11	24.04	01.05	156	178	
р. Нюхча – с. Нюхча	05.11	01.12	18.04	30.04	138	176	
р. Малошуйка – ст. Малошуйка	01.11	13.11	18.04	01.05	157	182	
Западное побережье Белого моря (Республика Карелия, Архангельская обл.)	02.11	17.11	22.04	02.05	156	182	

территории формируется в условиях переходной зоны между западноевропейским морским и евро-азиатским континентальным климатом. Морские воздушные массы, поступающие с Атлантического океана, оказывают значительное влияние на формирование ледяного покрова, его устойчивость и продолжительность.

Сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, необходимая для появления первичных ледовых явлений, составляет 4–6 °С (при устойчивом переходе через 0 °С). Дружность появления льда на реках рассматриваемой территории меняется в пределах от одного (1964 г.) до 37 дней (1978 г.), в среднем – 12 дней. Под друностью появления льда (ледостава) понимается разность в днях между первым и последним сроками появления льда (ледостава) по всей рассматриваемой территории (Ресурсы..., 1972). Длительность переходного периода от начала первичных ледовых явлений до образования устойчивого ледостава составляет в среднем 15 дней, наименьшая – 3 дня (1965, 1988, 2017 гг.), наибольшая – 46 дней (1983 г.). Для рек Карелии характерно отсутствие осеннего ледохода.

На рассматриваемой территории полное замерзание происходит сначала (первая – вторая декады ноября) на плёсовых, более спокойных реках (Кузема, Поньгома, Шуя, Сума), позднее ледостав устанавливается на перекатистых и порожистых реках, зарегулированных каскадами ГЭС (реки Нижний Выг, Кемь) – в январе, феврале. Это объясняется тем, что ледостав в значительной степени определяется не только погодными условиями, но и геоморфологическими. Иногда близкорасположенные участки одной реки замерзают в разные сроки, что зависит от морфометрии, особенностей продольного профиля и других характеристик русла. При раннем и устойчивом похолодании полный ледостав на реках образуется в первой декаде ноября (1957, 1961, 1969, 1971, 1974, 1981, 1993, 2000, 2017 гг.), в тёплые зимы (1978, 1983, 1987, 1992, 1997, 2006, 2007, 2009, 2018 гг.) – в декабре. Ранние сроки (21 октября) образования ледостава отличаются от средних (17 ноября) на 27 дней, поздние (12 декабря) – на 25 дней. Сумма среднесуточных отрицательных температур, необходимых для образования ледостава, составляет 32–45 °С. Дружность ледостава изменяется от 3 (1960 г.) до 83 дней (2007 г.), средняя – 27 дней. Средняя продолжительность ледостава колеблется от 131 до 192 дней (156 дней).

Разрушение ледяного покрова весной происходит, как правило, во второй половине апреля, средняя дата вскрытия – 22 апреля (см. табл. 1). Наиболее ранние сроки начала разрушения льда отличаются от средних на 14 дней, наиболее поздние – на 16 дней. Сумма положительных среднесуточных температур воздуха, необходимых для вскрытия, составляет 12–19 °С. Средняя дружность вскрытия – 11 дней, при затяжных перебойных вёснах продолжительность

распространения разрушения льда составляет 31 день (2000 г.), в дружные весны – 2 дня (1968, 1979 гг.). Весенний ледоход на реках Карелии развит слабо, на всём протяжении реки вскрытие происходит не одновременно. Сначала ото льда освобождаются участки близ истоков из озёр и порожистые области, затем плёсовые и озеровидные расширения. В последние годы разрушение ледяного покрова на реках Гридина, Кемь, Сума, Нижний Выг происходило без ледохода.

Полное очищение рек ото льда (окончание ледовых явлений), как правило, приходится на начало мая. Наиболее ранние сроки очищения от средних отличаются на 13 дней, наиболее поздние – на 15 дней. Сумма положительных среднесуточных температур воздуха, необходимых для полного разрушения льда, составляет 38–47 °С. Средняя дружность полного очищения ото льда – 11 дней, при затяжных перебойных вёснах продолжительность распространения разрушения льда достигает 26 дней (1958 г.), в дружные весны – 2 дня (1977 г.).

В результате статистического анализа временных рядов средних за холодный сезон температур воздуха ($T_{X-\nu}$) на западном побережье Белого моря и продолжительности периодов с ледовыми явлениями (D_i) на рассматриваемых реках получены разностные интегральные кривые (рис. 3). Анализ разностно-интегральных кривых показал, что с конца 1980-х годов температурный фон на западном побережье Белого моря заметно возрос, а продолжительность периода с ледовыми явлениями сократилась, что свидетельствует о нарушении стационарности и однородности рядов наблюдений (как температур воздуха за холодный сезон, так и продолжительности периода с ледовыми явлениями) с переломной точкой в 1988 г. Однако с целью приложения результатов работы к общим гидрометеорологическим исследованиям разделение временного ряда выполнено по 1990-му

году для характеристики статистик относительно периода ВМО 1991–2020 гг.

Статистический анализ многолетних колебаний средней температуры воздуха за холодный сезон ($T_{X-\nu}$) (рис. 4) показал, что температурный фон последних лет (1991–2020 гг.) существенно выше (на 1.4 °С), чем в предшествующий ряд лет (1956–1990 гг.) (табл. 2). Результаты расчётов линейных трендов средней за холодный сезон температуры воздуха ($T_{X-\nu}$) показали, что за 1956–2020 гг. и 1991–2020 гг. имеются статистически значимые положительные линейные тренды (α), величины которых соответственно составляют 0.042 ± 0.018 °С/год и 0.079 ± 0.050 °С/год. За 1956–1990 гг. статистически значимого линейного тренда ($p\text{-value} > 0.05$) не выявлено (см. табл. 2). В целом, согласно результатам регрессионного анализа, за рассматриваемый ряд лет (1956–2020 гг.) среднее значение температуры воздуха за холодный сезон ($T_{X-\nu}$) выросло на 2.7 °С (см. рис. 4).

Таблица 2. Параметры регрессионного анализа средней температуры воздуха ($T_{X-\nu}$) за холодный сезон на западном побережье Белого моря (Республика Карелия и Архангельская обл.) за различные временные периоды

Период	$T_{X-\nu}$, °С	$\alpha \pm \Delta$, °С/год	R^2	p-value	Значимость
1956–1990	–4.2	–	0.02	0.457	–
1991–2020	–2.8	0.079 ± 0.050	0.27	0.003	+
1956–2020	–3.6	0.042 ± 0.018	0.27	0.000	+

Примечание. α – значение тренда; Δ – доверительный интервал; R^2 – коэффициент детерминации; p-value – оценка критерия Фишера.

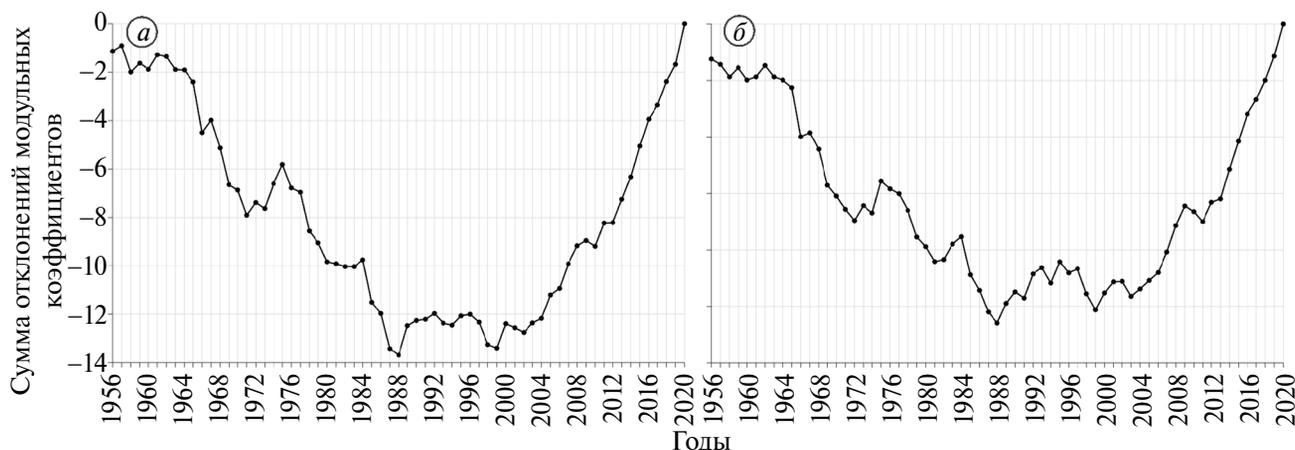


Рис. 3. Разностно-интегральные кривые средней за холодный сезон температуры воздуха (а) и продолжительности ледовых явлений на реках (б) западного побережья Белого моря (Республика Карелия, Архангельская область) за 1956–2020 гг.
Fig. 3. Difference-integral curves of average air temperature for the cold season (a) and the duration of ice phenomena on rivers (b) on the western coast of the White Sea (Republic of Karelia, Arkhangelsk region) for 1956–2020

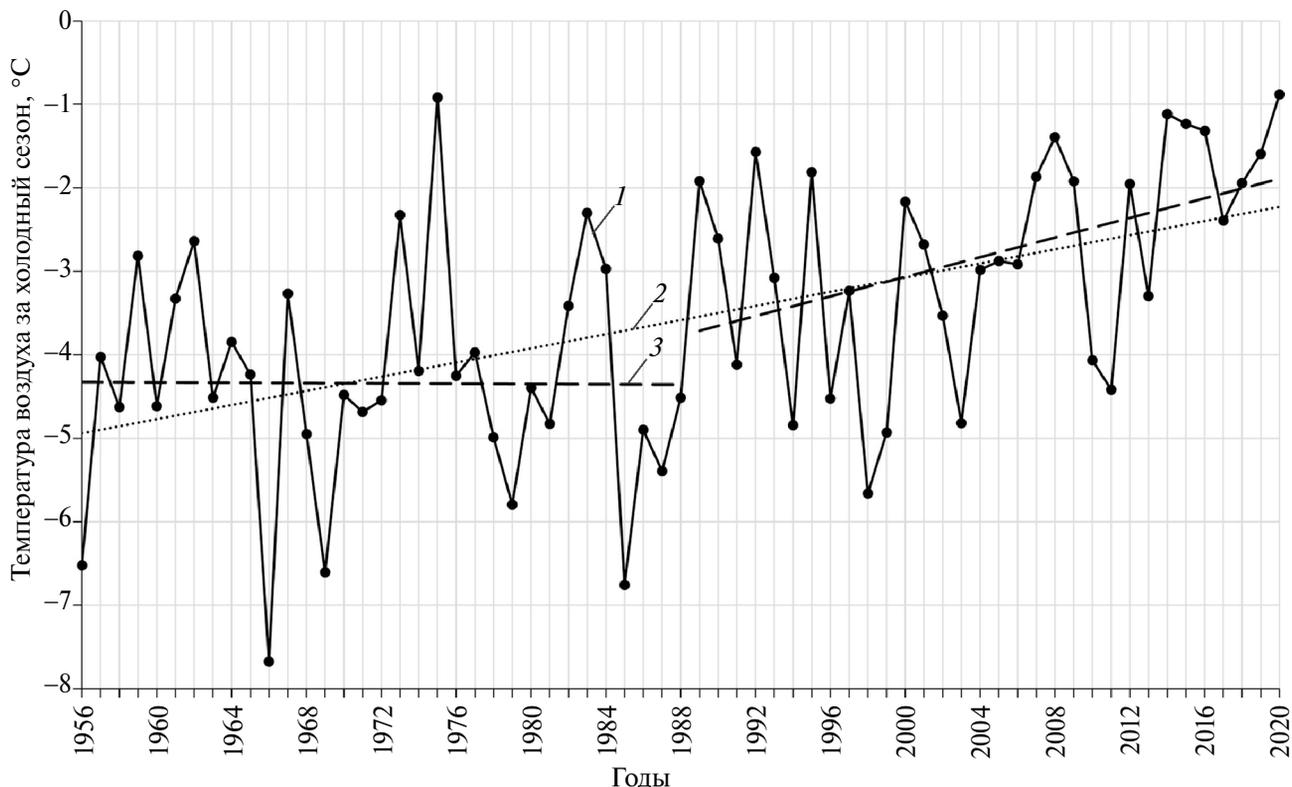


Рис. 4. Многолетние колебания средней температуры воздуха за холодный сезон на западном побережье Белого моря (1) и её линейные тренды за временные периоды 1956–2020 гг. (2), 1956–1990 гг. и 1991–2020 гг. (3)

Fig. 4. Long-term fluctuations of average air temperature during the cold season on the western coast of the White Sea (1) and its linear trends for the time periods 1956–2020 (2), 1956–1990 and 1991–2020 (3)

Таблица 3. Изменение среднемесячных температур воздуха холодного сезона на западном побережье Белого моря (Республика Карелия и Архангельская обл.) в период 1991–2020 гг. по отношению к предшествующему периоду 1956–1990 гг.

Расчетный период	Месяцы								Холодный сезон
	10	11	12	1	2	3	4	5	
1956–1990 гг.	2.3	-3.4	-8.7	-11.9	-10.9	-6.2	-0.8	5.4	-4.3
1991–2020 гг.	3.0	-2.8	-6.3	-9.4	-9.2	-5.0	0.5	6.2	-2.9
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	0.7	0.6	2.5	2.5	1.6	1.2	1.2	0.8	1.4

Наибольшее увеличение температуры воздуха в холодный сезон за последний ряд лет (1991–2020 гг.) по сравнению с предшествующим периодом (1956–1990 гг.) отмечено в декабре – апреле (1.5–2.5 °C), без значительных изменений температурный фон был в осенние месяцы и в мае (табл. 3).

Регрессионный анализ временного ряда продолжительностей периода с ледовыми явлениями за 1956–2020 гг. показал наличие статистически значимого отрицательного тренда (α), который составляет – 3.3 дня/10 лет (табл. 4). В целом за период 1956–2020 гг. по результатам регрессионного анализа продолжительность периода с ледовыми явлениями

уменьшилась на 21 день (рис. 5). Кроме того, отмечается, что в последний ряд лет (1991–2020 гг.) среднее значение этой характеристики на реках рассматриваемой территории сократилось по сравнению с периодом 1956–1990 гг. практически до двух недель (на 11 дней) (табл. 5).

Анализ многолетней изменчивости характеристик ледового режима показал, что в последний ряд лет (1991–2020 гг.) на устьевых участках рек западного побережья Белого моря средние сроки образования устойчивых ледовых явлений сместились на неделю (6 дней) в сторону более поздних дат по сравнению с предшествующим периодом (1956–1990 гг.), ранняя

Таблица 4. Параметры регрессионного анализа основных элементов ледового режима на реках западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская обл.) за различные временные периоды

Основные элементы ледового режима		Период, лет	Среднее значение	α , дни/год	R^2	p-value	Значимость
Даты	появления осенних ледовых явлений	1956–1990	30.10	-	0.01	0.535	-
		1991–2020	05.11	-	0.02	0.443	-
		1956–2020	02.11	0.160 ± 0.147	0.07	0.033	+
	установления ледостава	1956–1990	16.11	-	0.00	0.927	-
		1991–2020	18.11	-	0.11	0.080	-
		1956–2020	17.11	-	0.02	0.235	-
	начала разрушения ледовых явлений	1956–1990	24.04	-	0.01	0.615	-
		1991–2020	19.04	-0.300 ± 0.272	0.15	0.032	+
		1956–2020	22.04	-0.166 ± 0.095	0.16	0.001	+
	окончания ледовых явлений	1956–1990	04.05	-	0.03	0.311	-
		1991–2020	29.04	-0.244 ± 0.237	0.14	0.044	+
		1956–2020	02.05	-0.176 ± 0.090	0.19	0.000	+
Продолжительность, дни	ледостава	1956–1990	160	-	0.00	0.733	-
		1991–2020	153	-0.765 ± 0.518	0.25	0.005	+
		1956–2020	157	-0.265 ± 0.184	0.12	0.006	+
	периода с ледовыми явлениями	1956–1990	187	-	0.04	0.272	-
		1991–2020	176	-	0.10	0.095	-
		1956–2020	182	-0.330 ± 0.162	0.21	0.000	+

Примечание. α – значение тренда; Δ – доверительный интервал; R^2 – коэффициент детерминации; p-value – оценка критерия Фишера.

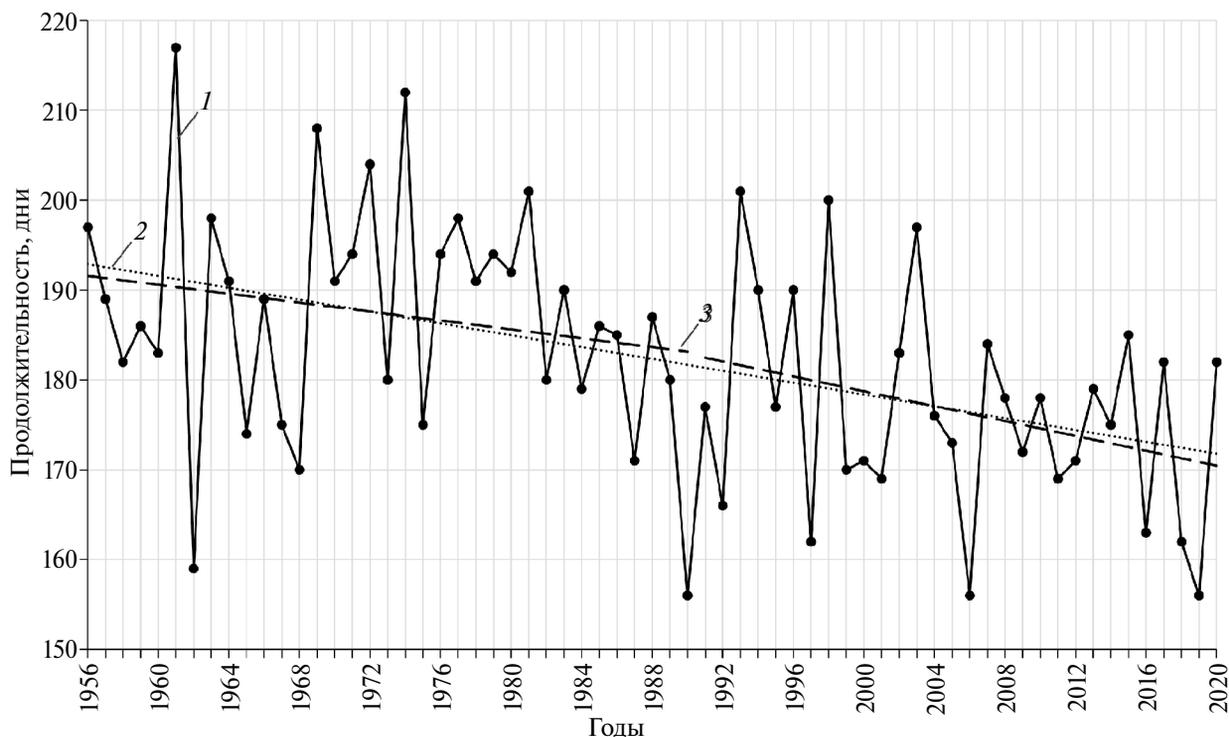


Рис. 5. Хронологический график продолжительности периода с ледовыми явлениями на реках западного побережья Белого моря (1) и её линейные тренды за временные периоды 1956–2020 гг. (2), 1956–1990 и 1991–2020 гг. (3)
Fig. 5. Chronological graph of the duration of the period with ice phenomena on the rivers of the western coast of the White Sea (1) and its linear trends for the time periods 1956–2020 (2), 1956–1990 and 1991–2020 (3)

Таблица 5. Статистические характеристики основных элементов ледового режима рек западного побережья Белого моря (Республика Карелия и Архангельская обл.) за различные временные периоды

Статистические характеристики основных элементов ледового режима			Период			
			1956–1990 гг.	1991–2020 гг.	Смещение, дни	1950–2020 гг.
Даты	начала осенних ледовых явлений	Средняя	30.10	05.11	6	02.11
		Ранняя	11.10	14.10	3	11.10
		Поздняя	21.11	02.12	11	02.12
	установления ледостава	Средняя	16.11	18.11	2	17.11
		Ранняя	22.10	21.10	–1	21.10
		Поздняя	06.12	12.12	6	12.12
	начала разрушения льда	Средняя	24.04	19.04	–5	22.04
		Ранняя	09.04	08.04	–1	08.04
		Поздняя	08.05	02.05	–6	08.05
	окончания ледовых явлений	Средняя	04.05	29.04	–5	02.05
		Ранняя	19.04	20.04	1	19.04
		Поздняя	17.05	13.05	–4	17.05
Продолжительность, дни	ледостава	Средняя	160	152	–8	156
		Наименьшая	131	132	1	131
		Наибольшая	192	181	–11	192
	ледовых явлений	Средняя	187	176	–11	182
		Наименьшая	156	156	0	156
		Наибольшая	217	201	–16	217

дата не претерпела особых изменений, на 11 дней в сторону зимних месяцев сместилась поздняя дата ледообразования. Средние и ранние сроки установления ледостава остались прежними, поздняя дата на 6 дней сдвинулась в сторону зимних месяцев. До недели (5 дней) в сторону ранних дат сдвинулись средние сроки вскрытия и очищения ото льда, ранние даты вскрытия и очищения ото льда не изменились, а поздние сдвинулись на 4–6 дней в сторону зимних месяцев (см. табл. 5). Смещение средних сроков начала осенних и весенних ледовых явлений, а также окончания периода с ледовыми явлениями на реках западного побережья Белого моря (Республика Карелия, Архангельская область) в сравнении периодов 1956–1990 и 1991–2020 гг. хорошо согласуются (разница составляет 1–3 дня) с результатами работы (Фролов и др., 2018), где рассмотрены схожие временные интервалы (1960–1990 и 1991–2014 гг.).

Средняя продолжительность ледостава и ледовых явлений на реках западного побережья Белого моря (Республика Карелия, Архангельская обл.) сократилась соответственно на 8 и 11 дней, наибольшая продолжительность периода с ледовыми явлениями – на 16 дней. При этом в вышеупомянутой работе (Фролов и др., 2018) также отмечается сокращение продолжительности периода с ледовыми явлениями на 12–13 дней, однако зафиксировано большее сокращение ледостава (на 5–6 дней) по сравнению с результатами, полученными в данной работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа многолетних колебаний температурного режима воздуха за холодный сезон на западном побережье Белого моря (Республика Карелия и Архангельская область) показали, что за последний ряд лет (1991–2020 гг.) средняя температура воздуха по наблюдениям на метеостанциях существенно выросла (на 1.4 °С) по сравнению с предшествующим периодом (1956–1990 гг.) и имеет тенденцию к росту 0.42 °С/10 лет. Этот факт соответствует тенденциям глобального потепления, которые отмечают исследователи для водоёмов и рек арктической зоны в последние десятилетия. Такие значимые климатические изменения не оставили без последствий и протекание ледовых процессов на реках исследуемой территории, на которых происходит сокращение продолжительности периода с ледовыми явлениями на 3.3 дня/10 лет, что соответствует уменьшению этого периода почти на три недели (21 день) за рассматриваемый период (1956–2020 гг.). Этот факт обусловлен в равной степени как смещением сроков начала формирования устойчивых ледовых образований в сторону поздних дат (на 1.6 дня/10 лет), так и смещением сроков окончания ледовых явлений в сторону ранних дат (на –1.7 дней/10 лет). Полученные в работе результаты могут быть востребованы для уточнения обобщённых

справочных данных Росгидромета, а также при разработке методик, применяемых в гидропрогнозировании, с учётом произошедших климатических изменений в последние десятилетия.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118032290034-5.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the theme of the state assignment № АААА-А18-118032290034-5.

ЛИТЕРАТУРА

- Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов // Электронный ресурс. <https://gmvo.skniivh.ru/> Дата обращения: 16.03.2024.
- Агафонова С. А.* Исследования ледового режима рек Арктической зоны России в XX и XXI вв. // Арктика и Антарктика. 2019. № 1. С. 81–94. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2019.1.29530>
- Агафонова С. А., Фролова Н. Л., Василенко А. Н., Широкова В. А.* Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках арктической зоны европейской территории России // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 41–49.
- Банщикова Л. С., Сумачев А. Э.* Вариация температуры воздуха холодного периода на Кольском полуострове как фактор изменения ледового режима // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 3. С. 397–405. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-3-397-405>
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – мировой центр данных // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/contacts> Дата обращения: 16.03.2024.
- Георгиевский М. В., Горошкова Н. И., Хомякова В. А., Георгиевский Д. В., Пленкина А. К.* Влияние климатических изменений в осенне-зимний период на гидрологический режим рек бассейна Малой Северной Двины // Гидрометеорология и экология. 2021. № 64. С. 466–479. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-466-479>
- Гинзбург Б. М.* Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек // Тр. Гидрометцентра СССР. 1969. Вып. 40. С. 21–40.
- Государственный гидрологический институт // Электронный ресурс. <https://www.hydrology.ru/edinyi-fond-dannux> Дата обращения: 16.03.2024.
- Дебольский В. К., Дебольская Е. И., Котляков А. В., Дербенев М. В., Замятина Э. В.* Современная пространственно-временная изменчивость ледовых явлений в устьевых областях рек Российской Западной Арктики // Изв. РАН. Сер. геогр. 2008. № 2. С. 36–42.
- Джамалов Р. Г., Фролова Н. Л., Киреева М. Б., Рец Е. П., Сафронова Т. И., Бугров А. А., Телегина А. А., Телегина Е. А.* Современные ресурсы подземных и поверхностных вод Европейской части России: Формирование, распределение, использование. М.: ГЕОС, 2015. 315 с.
- Донченко Р. В., Щеголева Е. В., Коробко А. С.* Закономерности формирования и распространения заторов льда на реках СССР // Тр. ГГИ. 1982. Вып. 287. С. 3–15.
- Донченко Р. В.* Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 246 с.
- Калинин В. Г.* О выборе репрезентативного расчетного периода наблюдений при изучении ледового режима рек // Географич. вестник. 2020. № 1 (52). С. 120–129. <https://doi.org/10.17072/2079-7877-2020-1-120-129>
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 527 с.
- Сумачев А. Э., Банщикова Л. С.* Ледовый режим реки Печоры в современных климатических условиях и принципы прогнозирования высшего уровня воды за период весеннего ледохода // Успехи современного естествознания. 2021. № 10. С. 75–80. <https://doi.org/10.17513/use.37701>
- Фролова Н. Л., Магрицкий Д. В., Киреева М. Б., Агафонова С. А., Повалишников Е. С.* Антропогенные и климатические обусловленные изменения стока воды и ледовых явлений рек Российской Арктики // Вопросы географии. 2018. № 145. С. 233–251.

Citation: Baklagin V.N., Mahalskaya N.I. Long-term variability of ice regime characteristics in river mouth areas of the western coast of the White Sea on the background of climatic changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 281–292. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020111

Long-term variability of ice regime characteristics in river mouth areas of the western coast of the White Sea on the background of climatic changes

V. N. Baklagin*, N. I. Mahalskaya

Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

*e-mail: slava.baklagin@mail.ru

Received February 19, 2024 / Revised March 26, 2024 / Accepted April 10, 2024

The paper presents results of the comprehensive study of the long-term variability of the main elements of the ice regime for the period 1955–2020 in mouth areas of the rivers Gridina, Kuzema, Pongoma, Kem, Shuya, Nizhny Vyg, Suma, Nyukhcha and Maloshuika flowing into the White Sea on its western coast (Republic of Karelia, Arkhangelsk region). The average daily air temperatures in sites of the State observation network of Roshydromet – marine hydrometeorological coastal stations Gridino, Kem and Onega – were used as initial information for this work. Information about the main characteristics of the ice regime (times of coming of characteristic dates of ice phenomena) of the rivers was presented by data from nine hydrological posts. The mean values of characteristics of the ice regime (average statistical dates and durations of the ice regime phases) of the rivers under consideration (except those regulated by the cascade of hydroelectric power stations) were calculated. Statistical analysis of time series of the mean air temperatures obtained for the cold season on the western coast of the White Sea and the duration of periods with ice phenomena on the above rivers made possible to reveal two quasi-homogeneous periods with a turning point in 1990. This analysis shows that the temperature background in years 1991–2020 is significantly higher (by 1.4 °C) than the similar one in 1956–1990, and at the same time the average duration of ice phenomena decreased to almost two weeks (shorter by 11 days). The regression analysis allowed finding the presence of a statistically significant negative trend in the duration of ice phenomena for the whole period (1956–2020), which is –3.3 days/10 years. At the same time, the shortening of the duration of the periods with ice phenomena is due equally to both a shift in the time of the beginning of the stable ice formations towards later dates (1.6 days/10 years), and the earlier dates of the ice phenomena end (–1.7 days/10 years).

Keywords: rivers, ice regime, characteristics dates, freeze-up, period with ice phenomena, climate change, cold season, White Sea

REFERENCES

- Automated information system for state monitoring of water bodies. Retrieved from: <https://gmvo.skniivh.ru/> Last access: 16 March 2024. [In Russian].
- Agafonova S.A. Studies of the ice regime of rivers in the Arctic zone of Russia in the 20th and 21st centuries. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2019, 1: 81–94 [In Russian]. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2019.1.29530>
- Agafonova S.A., Frolova N.L., Vasilenko A.N., Shirocova V.A. Ice regime and dangerous hydrological phenomena on rivers of the arctic zone of European Russia. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5, Geografiya*. Bulletin of Moscow University. Episode 5. Geography. 2016, 6: 41–49. [In Russian].
- Banshchikova L.S., Sumachev A.E. The air temperature variability during the cold period on the Kola Peninsula as modification factor of the ice regime. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economy. 2021, 11 (3): 397–405 [In Russian]. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-3-397-405>
- Russian Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center. Retrieved from: <http://meteo.ru/contacts> Last access: 16 March 2024. [In Russian].
- Georgievsky M.V., Goroshkova N.I., Khomiakova V.A., Georgievsky D.V., Plenkina A.K. Impact of climate change in autumn-winter period on hydrological regime of the rivers in the Small Northern Dvina river basin. *Gidrometeorologiya i Ekologiya*. Journ. of Hydrometeorology and Ecology. 2021, 64: 466–479 [In Russian]. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-466-479>

- Ginzburg B. M. Probabilistic characteristics of the timing of freezing and breaking up of rivers. *Trudy Gidrometcentra SSSR. Proc. of the Hydrometeorological Center of the USSR*. 1969, 40: 21–40. [In Russian].
- State Hydrological Institute. Retrieved from: <https://www.hydrology.ru/edinyi-fond-dannyx> Last access: 16 March 2024. [In Russian].
- Debolskii V. K., Debolskaya E. I., Kotlyakov A. V., Derbenev M. V., Zamyatina E. V. Modern spatiotemporal variability of ice phenomena in the estuarine areas of rivers in the Russian Western Arctic. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. News of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2008, 2: 36–42. [In Russian].
- Dzhamalov R. G., Frolova N. L., Kireeva M. B., Rets E. P., Safronova T. I., Bugrov A. A., Telegina A. A., Telegina E. A. Sovremennye resursy podzemnykh i poverkhnostnykh vod Evropeiskoi chasti Rossii: Formirovanie, raspredelenie, ispol'zovanie. Modern groundwater and surface water resources represent parts of Russia: Formation, definition, use. Moscow: GEOS, 2015: 315 p. [In Russian].
- Donchenko R. V., Shchegoleva E. V., Korobko A. S. Patterns of formation and spread of ice jams on rivers of the USSR. *Trudy GGI. Proc. of the State Hydrological Institute*. 1982, Is. 287: 3–15. [In Russian].
- Donchenko R. V. Ledovyi rezhim rek SSSR. Ice regime of rivers in the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 246 p. [In Russian].
- Kalinin V. G. On the selection of a representative calculated period of observation in the study of river ice regime. *Geograficheskii vestnik. Geographical Bulletin*. 2020, 1 (52): 120–129. [In Russian]. <https://doi.org/10.17072/2079-7877-2020-1-120-129>
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Surface water resources of the USSR. V. 2. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 527 p. [In Russian].
- Sumachev A. E., Banshchikova L. S. Ice regime of the Pechora River in modern climatic conditions and principles of forecasting the highest water level during the period of spring ice drift. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya. Advances in current natural sciences*. 2021, 10: 75–80. [In Russian]. <https://doi.org/10.17513/use.37701>
- Frolova N. L., Magritsky D. V., Kireeva M. B., Agafonova S. A., Povalishnikova E. S. Runoff and ice phenomena dynamics on the rivers of Russian arctic due to anthropogenic and climate changes. *Voprosy Geografii. Geography questions*. 2018, 145: 233–251. [In Russian].

УДК 551.321

БУРЕНИЕ ЛЬДА НА ЗЕМЛЕ ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ КОРЕННОГО ЛОЖА И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО КЛИМАТА

© 2024 г. Г. Л. Лейченко^{1,2}, П. Г. Талалай^{3,4*}, Н. Жан³, И. А. Абдрахманов¹, М. А. Воробьёв⁵,
Д. Гон³, Ю. Лиу³, Я. Ли⁴, Ю. Сун⁴, И. И. Лаврентьев⁵, А. А. Екайкин⁶, Д. Р. Халимов⁶, Б. Ли⁴,
В. Я. Липенков⁶

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана,
Санкт-Петербург, Россия;

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Цзилинский университет, Чанчунь, Китай;

⁴Китайский университет наук о Земле, Пекин, Китай;

⁵Институт географии РАН, Москва, Россия;

⁶Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ptalalay@yandex.ru

Поступила 4 апреля 2024 г.

После доработки 5 апреля 2024 г.

Принята к печати 10 апреля 2024 г.

В сезон 2023/24 г. в северо-западной части Земли Принцессы Елизаветы выполнялось бурение ледника с целью отбора горных пород коренного ложа в рамках совместного российско-китайского проекта. Работы проводились в составе 69-й Российской антарктической экспедиции и 40-й Китайской антарктической научно-исследовательской экспедиции; использовалась мобильная буровая установка, разработанная в Цзилинском университете (Китай). Полученные материалы позволят установить изменение природной среды Восточной Антарктиды в позднечетвертичное время и выявить особенности геологического развития региона за период миллиарда лет назад.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, бурение льда, коренное ложе, снежно-фирновая толща, радиолокация

DOI: 10.31857/S2076673424020125

Прямое изучение подледниковой среды – одна из наиболее важных задач настоящих и будущих исследований Антарктиды. Антарктический материк на 99,8% закрыт льдом, и все непосредственные знания о его геологическом строении основаны на изучении небольших горных выходов, обнажающихся из-под льда преимущественно в прибрежных районах. Геофизические методы (в первую очередь результаты аэромагнитных съёмок) дают косвенную информацию о строении земной коры Антарктиды и требуют подтверждения методами прямого опробования. Таким методом является бурение льда с отбором кернов коренного ложа. В настоящее время существует несколько амбициозных проектов подобного рода (например, американский проект «Rapid Access Ice Drilling» – RAID, проект Китайской экспедиции бурения в горах Гамбурцева), но до сих пор ни один из них не реализован, и ещё ни разу в Антарктиде не удалось выполнить целевой геологический отбор кернов коренного ложа, не считая опробования молодых осадков в подледниковых озёрах Западной

Антарктиды и тестового бурения вблизи научных станций (Talalay et al., 2021).

В декабре 2023 г. – феврале 2024 г. в северо-западной части Земли Принцессы Елизаветы в рамках совместного российско-китайского проекта было проведено керновое бурение, целью которого был отбор кернов льда и коренного ложа. Работы выполнялись в составе 69-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) и 40-й Китайской антарктической научно-исследовательской экспедиции. Бурение осуществлялось при помощи мобильной буровой установки, разработанной в Цзилинском университете (Китай) и предназначенной для проходки скважин колонковым способом во льду глубиной до 1400 м с проникновением в подледниковые породы на глубину до 1–2 м (Talalay et al., 2021).

Буровой комплекс состоял из двух передвижных модулей: собственно буровой общим весом около 25 тонн и вспомогательного бокса общим весом около 20 т. Проходка скважины включала в себя:

сухое колонковое бурение верхнего пористого снежно-фирнового слоя шнековым колонковым набором; заливку промывочной жидкости (авиационного керосина) на высоту бурового снаряда; колонковое бурение атмосферного льда с призабойной циркуляцией промывочной жидкостью резцовой буровой коронкой со среднесуточной производительностью 20–25 м/сут. Для бурения базального льда с минеральными включениями используется буровая коронка, армированная PDC резцами, а для бурения коренных пород – зубчатая импрегнированная алмазная коронка.

Работы обеспечивались при поддержке Российской Антарктической экспедиции Арктического и антарктического НИИ (ААНИИ).

Место бурения выбирали исходя, в первую очередь, из геологической целесообразности, т. е. необходимости получения ценного геологического материала, но при этом учитывались рельеф коренного ложа и толщина льда, а также возможности организации и проведения буровых работ в короткий летний период. Наиболее оптимальным со всех точек зрения оказался участок, расположенный на 30-м километре трассы санно-гусеничных походов (СГП) Прогресс – Восток (рис. 1).

Ранее здесь была обнаружена линейная высокоамплитудная магнитная аномалия, протянувшаяся в широтном направлении более чем на 500 км; она пересекает рифтовую зону ледника

Ламберта – Эймери с его флангами (Golynsky et al., 2018). Источник этой аномалии остаётся неизвестным, так как вдоль неё нет выходов горных пород. Предполагается, что аномалия маркирует ключевую структуру на границе тектонических провинций и, возможно, связана с тектоническим швом, сформировавшимся во время становления древнего суперконтинента Родиния при сращивании Индии и Восточной Антарктиды около 900–800 млн лет назад. Полевой лагерь, где выполняли ледовое бурение, получил название «Аномалия». В лагере размещалась буровая установка и мастерская, гляциологическая лаборатория, кернохранилище, жилые помещения и кают-компания (см. рис. 1).

В сезон 2022/23 г. (68 РАЭ) в северо-западной части Земли Принцессы Елизаветы была выполнена детальная магнитная и радиолокационная съёмка масштаба 1:100 000, на основании которой уточнялось положение скважины. Выбранное место расположено в центре магнитной аномалии, на вершине локального поднятия коренного ложа в точке с координатами 69°35.563' ю. ш.; 76°23.278' в. д. на высоте 680 м над ур. моря. Радиолокационные данные показали, что толщина льда здесь не превышает 560 м (рис. 2).

Актуальность изучения керна атмосферного льда связана с необходимостью реконструкции климатических условий (в первую очередь температуры воздуха и скорости снегонакопления) в Антарктике



Рис. 1. Положение буровой скважины на леднике в северо-западной части Земли Принцессы Елизаветы (а): 1 – трасса СГП, 2 – скважина; звёздами показаны научные станции; полевой лагерь «Аномалия», расположенный на трассе Прогресс – Восток (трасса видна в правом верхнем углу фотографии) (б)

Fig. 1. Position of ice drilling site in the north-western Princess Elizabeth Land (а): 1 – Progress – Vostok route; 2 – the well; the stars show scientific stations; field camp “Anomaly” located near the Progress – Vostok logistic route seen in the upper-right corner of the image (б)

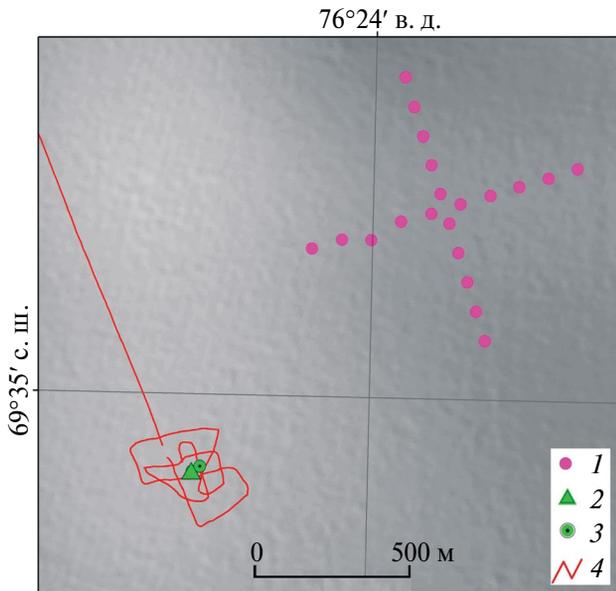


Рис. 2. Схема профилей радиолокационного зондирования и положение снегомерного полигона в районе буровой скважины на «Аномалии»: 1 – снегомерные вехи; 2 – буровая; 3 – кернохранилище; 4 – профили радиолокационного зондирования

Fig. 2. The scheme of radar profiles in the vicinity of the drill site “Anomaly”: 1 – snow stakes; 2 – drill site; 3 – ice core storage; 4 – radar profiles

в течение последних 2000 лет и в более отдалённые эпохи. В недавнее время баланс массы Антарктиды довольно резко изменился в сторону отрицательных значений, и за последние 20 лет этот материк потерял порядка трёх триллионов тонн льда, что эквивалентно поднятию Мирового океана на 8,5 мм (Meredith et al., 2019). При этом, по данным наблюдений за последние 50 лет, наблюдается сильная региональная изменчивость климатических вариаций: существенное потепление в Западной Антарктиде сопровождается более стабильными условиями в Восточной (Steig et al., 2009; Jones et al., 2016). Было предположено, что отсутствие потепления (или даже незначительное похолодание) в Восточной Антарктиде объясняется менее частыми вторжениями тёплого влажного воздуха в центральные части восточно-антарктического плато (Nicolas, Bromwich, 2014). Понимание климатических изменений в Восточной Антарктиде, базирующееся на данных инструментальных наблюдений за последние 50 лет, особенно затруднено влиянием полярного вихря, поведение которого сильно менялось за последние 60 лет вследствие разрушения озонового слоя и стратосферно-тропосферного обмена (Fourge et al., 2018). В связи с этим невозможно понять ни естественную изменчивость климата Антарктиды, ни её реакцию на растущую концентрацию парниковых газов в атмосфере, основываясь лишь на доступных инструментальных данных. Существует

необходимость продлить климатические ряды на доинструментальный период. На решение этой задачи были направлены огромные международные усилия по бурению льда и извлечению ледяных кернов в различных районах Антарктиды. Измерение изотопного состава этих кернов с высоким разрешением вполне возможно, это надёжный метод для реконструкции прошлых изменений температуры в полярных районах (Jouzel et al., 2003).

Восточная Антарктида в зоне действия Российской антарктической экспедиции обеспечена палеоклиматическими данными относительно плохо. Лишь четыре ледяных керна охватывают весь 2000-летний период. Немногие доступные палеоклиматические записи позволяют реконструировать климатические изменения с разрешением не лучше 20 лет, что связано с большим количеством «стратиграфического» шума в климатической летописи, записанной в кернах.

Исследования нового ледяного керна, полученного в рамках настоящего проекта на склоне Восточно-Антарктического ледникового щита в пункте с повышенной аккумуляцией снега, внесут существенный вклад в решение перечисленных выше проблем. Высокая научная значимость и актуальность данного проекта подтверждается тем, что изучение климата Антарктиды в голоцене входит в число наиболее приоритетных направлений исследования Антарктики и Южного океана на период до 2035 г., которые были определены с использованием методики «сканирования горизонтов» (Horizon Scan) Научным комитетом по исследованию Антарктики (SCAR) в 2014 г. (Kennicutt et al., 2015).

На первом этапе совместного российско-китайского проекта бурения был выполнен отбор керна снежно-фирнового слоя и атмосферного льда, изучена плотность снежно-фирнового слоя, мощность которого составила около 60 м; путём измерений координат фиксированной точки в течение полевого сезона установлена скорость течения льда на поверхности – 50–60 м/год. Кроме того, в районе бурового лагеря был разбит снегомерный полигон, состоящий из 20 вех (см. рис. 2). Повторное измерение их высоты в следующий сезон позволит надёжно определить современную скорость снегонакопления в этом районе.

В период проведения буровых работ в районе полевого лагеря были также проведены детальные радиолокационные исследования с целью уточнения толщины льда и условий на подошве ледника. Измерения проводились с помощью георадара ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц (Vasilenko et al., 2011). Компоненты радара (приёмник, передатчик, блок регистрации, источники питания, антенны и GPS) были размещены на двух санях-волокушах и перемещались одним оператором по нескольким профилям вокруг буровой на расстоянии 25–200 м (рис. 3).

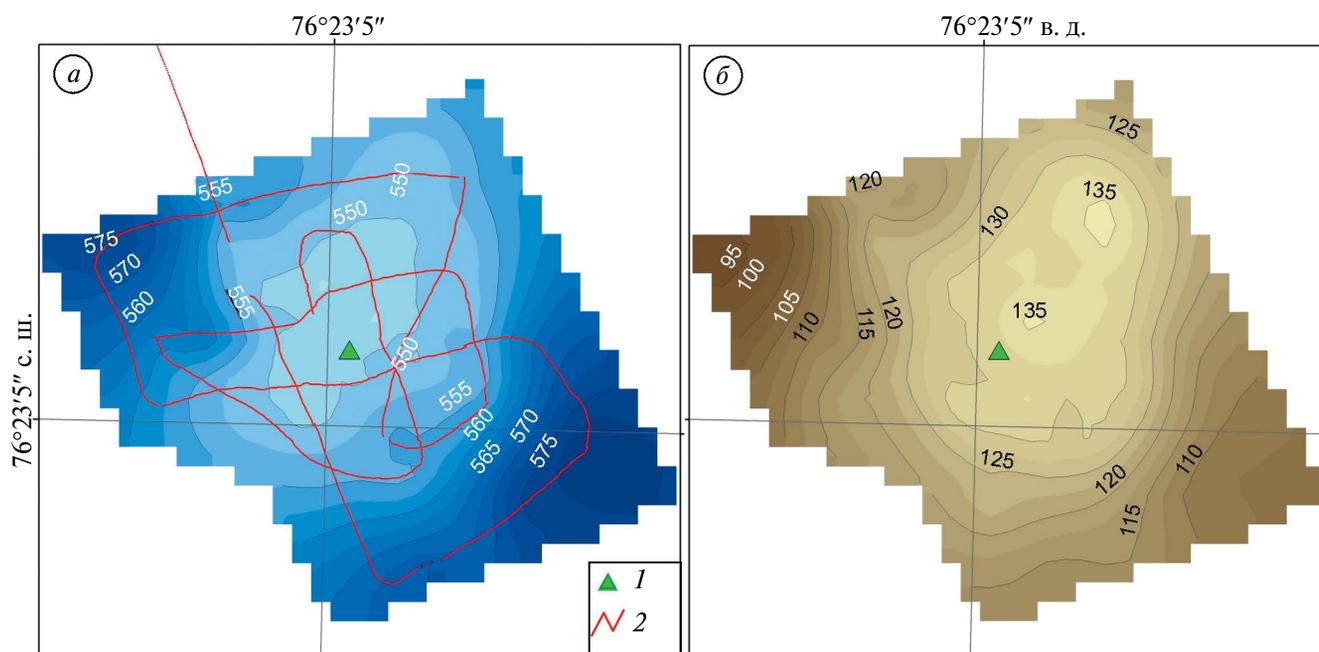


Рис. 3. Схема распределения толщины льда (а) и рельефа подлёдного ложа (б) в районе скважины: 1 – положение скважины; 2 – профили радиолокационного зондирования

Fig. 3. The scheme ice thickness distribution (а) and the subglacial topography (б) in the vicinity of the borehole: 1 – drill site; 2 – radar profiles

В общей сложности данные о характере рельефа подстилающего ложа и толщине льда были получены вдоль 2.5 км профилей. На радарограммах чётко виден отражённый от ложа сигнал, а также слоистость в верхней части разреза, соответствующая горизонтам отражения в фирновой толще. Для преобразования времени запаздывания сигналов в значения толщины использовалась средняя скорость распространения электромагнитных волн для всей толщи льда – 174 м/мкс, установленная с учётом данных бурения. Форма ложа – выпуклая в центре, как и предполагалось ранее, скважина находится в области наименьших значений толщины льда и наибольших абсолютных отметок высоты коренного ложа – 132 м над ур. моря. В среднем лёд в районе «Аномалии» имеет толщину 559 м (от 541 до 579 м), а высота подледникового рельефа варьирует от 93 до 136 м, в среднем составляя 120 м над ур. моря.

В следующем полевом сезоне (70 РАЭ) планируется продолжить буровые работы и выполнить скважинные геофизические измерения: термометрию, кавернометрию и инклинометрию. Измерение температуры в скважине чрезвычайно важно для определения динамических особенностей течения льда и оценки локального геотермального потока. Также предполагается сгустить и расширить сеть радиолокационных профилей в районе скважины и составить более детальную схему распределения толщины льда для моделирования скорости течения, распределения температуры и возраста льда во всей толще ледника.

Ледниковый керн в сезон 70-й РАЭ будет транспортирован на станцию Восток, где в гляциологической лаборатории бурового комплекса 5Г будет выполнена его первичная обработка – измерение электропроводности и отбор проб на изотопный и химический анализ. Измерения изотопного состава (^{18}O , δD и, в некоторых участках керна, $\delta^{17}\text{O}$) будут проведены в Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ. Определение содержания нерастворимых частиц и ионов химических соединений будет выполнено в Международной лаборатории Палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Анализ электропроводности и изотопного состава позволит выявить границы годовых слоёв и, таким образом, построить надёжную хроностратиграфическую шкалу для всей толщи льда. По данным химического состава и по содержанию нерастворимых частиц возможно реконструировать поступление в атмосферу пыли, морской соли, вулканического материала и других аэрозолей.

Благодарности. Авторы благодарят Российскую и Китайскую антарктические экспедиции, а также руководство станций Прогресс и Зонгсан за логистическое обеспечение бурения. Бурение выполнялось в рамках Федерального проекта «Геология. Возрождение легенды» и государственного задания Агентства «Роснедра». Радиолокационное зондирование ледника проводилось в рамках Государственного задания Института географии РАН No FMGE-2019-0004. Изучение снежно-фирновой толщи и отбор

образцов для геохимических исследований проводились М. А. Воробьевым в том числе в рамках Соглашения № 075-15-2021-599 от 08.06.2021.

Acknowledgements. Authors would like to thank the Russian and Chinese Antarctic Expeditions and the management of Progress and Zongsan stations for logistical support of drilling. Drilling was carried out within the framework of the Federal Project “Geology. Legend Revival” and the state assignment of the “Rosnedra” Agency. Radar measurements were carried out under the State Assignment No FMGE-2019-0004 of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The study of snow and firn strata and sampling for geochemical studies was carried out by M. A. Vorobyev, among others, under Agreement No. 075-15-2021-599 dated 08.06.2021.

ЛИТЕРАТУРА REFERENCES

- Golynsky A. V., Ferraccioli F., Hong J. K., Golynsky D. A., von Frese R. R. B., Young D. A., Blankenship D. D., Holt J. W., Ivanov A. V., Kiselev A. V., Masolov V. N., Eagles G., Gohl K., Jokat W., Damaske D., Finn C., Aitken A., Bell R. E., Armadillo E., Jordan T. A., Greenbaum J. S., Bozzo E., Caneva G., Forsberg R., Ghidella M., Galindo-Zaldivar J., Bohoyo F., Martos Y. M., Nogi Y., Quartini E., Kim H. R., Roberts J. L.* New Magnetic Anomaly Map of the Antarctic // *Geophys. Research Letters*. 2018: 6437–6449. <https://doi.org/10.1029/2018GL078153>
- Jones T. R., Cuffey K. M., White J. W. C., Steig E. J., Buizert C., Markle B. R., McConnell J. R., Sigl M.* Water isotope diffusion in the WAIS Divide ice core during the Holocene and last glacial // *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2016, 122: 290–309.
- Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F.* Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores // *Journ. of Geophys. Research*. 2003, 108. (D12, ACL 6): 1–10.
- Kennicutt II M. C. and many others.* A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond // *Antarctic Science*. 2015, 27. (1): 3–18.
- Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A. A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M. M. C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E. A. G.* Polar regions // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / Pörtner H.-O. and others. 2019: 203–320.
- Nicolas J. P., Bromwich D. H.* New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and Reliability of Global Reanalyses // *Journ. of Climate*. 2014, 27: 8070–8093.
- Steig E. J., Schneider D. P., Rutherford S. D., Mann M. E., Comiso J. C., Shindell D. T.* Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year // *Nature*. 2009, 457: 459–463.
- Talalay P., Sun Y., Fan X., Zhang N., Cao P., Wang R., Markov F., Li X., Yang Y., Sysoev V., Liu Y., Liu Y., Wu W., Gong D.* Antarctic subglacial drilling rig: Part I. General concept and drilling shelter structure // *Annals of Glaciology*. 2021, 62 (84): 1–11. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.37>
- Vasilenko E. V., Machio F., Lapazaran J. J., Navarro F. J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57: 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>

Citation: Leitchenkov G. L., Talalay P. G., Zhang N., Abdrachmanov I. A., Vorobiev M. A., Gong D., Liu Y., Li Y., Sun Y., Lavrentiev I. I., Ekaykin A. A., Khalimov D. R., Li B., Lipenkov V. Y. Ice drilling on Princess Elizabeth Land (East Antarctica) aimed to study bedrock and Late Quaternary paleoclimate. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (2): 293–298. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673424020125

Ice drilling on Princess Elizabeth Land (East Antarctica) aimed to study bedrock and Late Quaternary paleoclimate

G. L. Leitchenkov^{1,2}, P. G. Talalay^{3,4*}, N. Zhang³, I. A. Abdrachmanov¹, M. A. Vorobyov⁵, D. Gong³, Y. Liu³, Y. Li⁴, Y. Sun⁴, I. I. Lavrentiev⁵, A. A. Ekaykin⁶, D. R. Khalimov⁶, B. Li⁴, V. Y. Lipenkov⁶

¹*Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia;*

²*Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;*

³*Jilin University, Changchun, China;*

⁴*China University of Geosciences, Beijing, China;*

⁵*Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia;*

⁶*Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

*e-mail: ptalalay@yandex.ru

Received April 4, 2024 / Revised April 5, 2024 / Accepted April 10, 2024

Targeted bedrock sampling was carried out on Princess Elizabeth Land (30 km south of the coast, at 69.585591° S; 76.385165° E) by drilling through 545 m thick ice. The borehole was drilled using a new, modified version of the cable-suspended Ice and Bedrock Electromechanical Drill (IBED) designed by the Jilin University (China) and under a joint scientific project between VNIIOkeangeologia, Jilin University and China University of Geosciences (Beijing). The drill site is located on the axis of a high-amplitude linear magnetic anomaly that runs parallel to the coast for more than 500 km from Princess Elizabeth Land to Mac. Robertson Land. In the next Antarctic season, borehole geophysical logging will be conducted including temperature measurements for geothermal heat flux calculations.

Keywords: East Antarctica, ice drilling, bedrock, snow-firn layer, radio-echo sounding